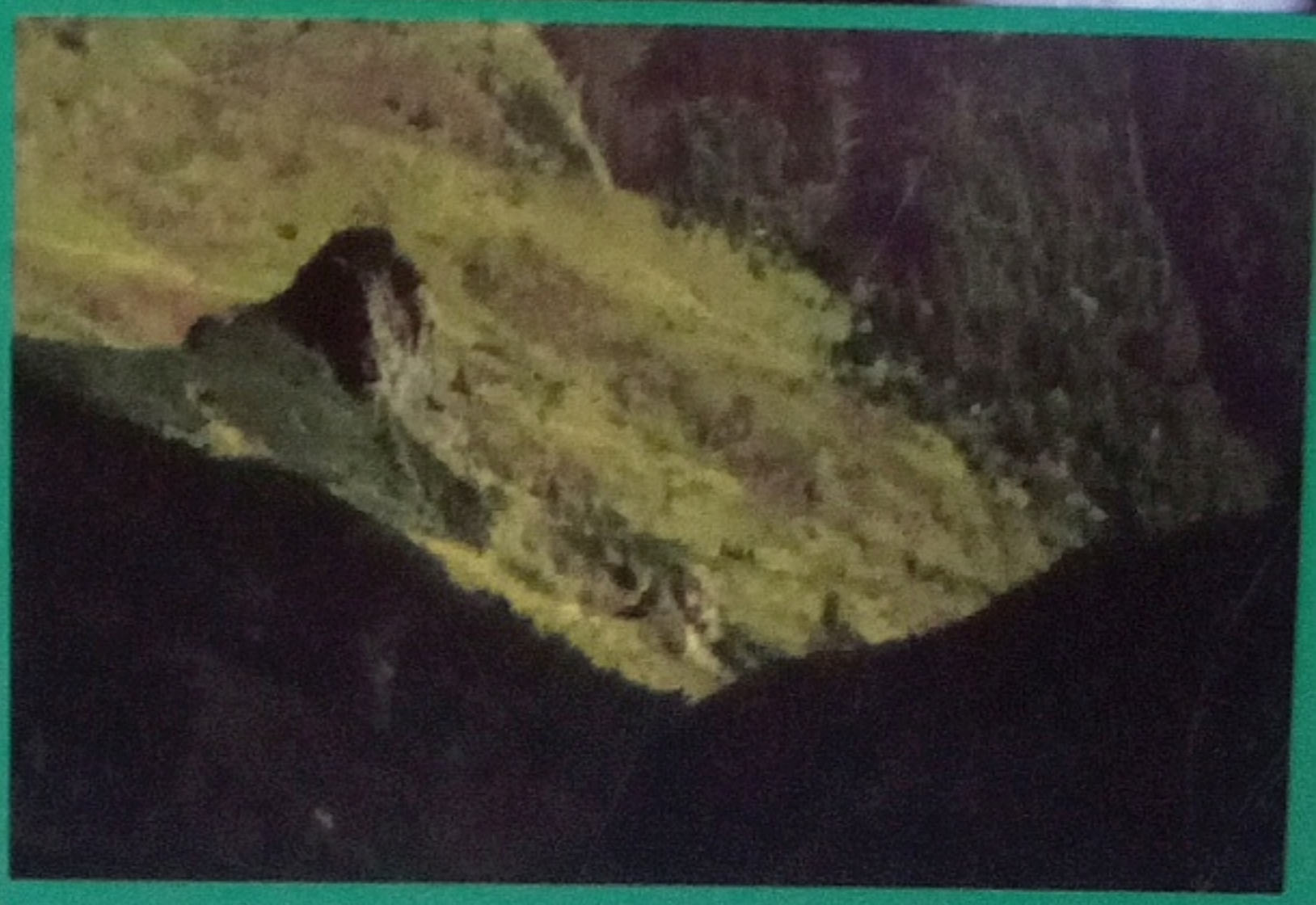
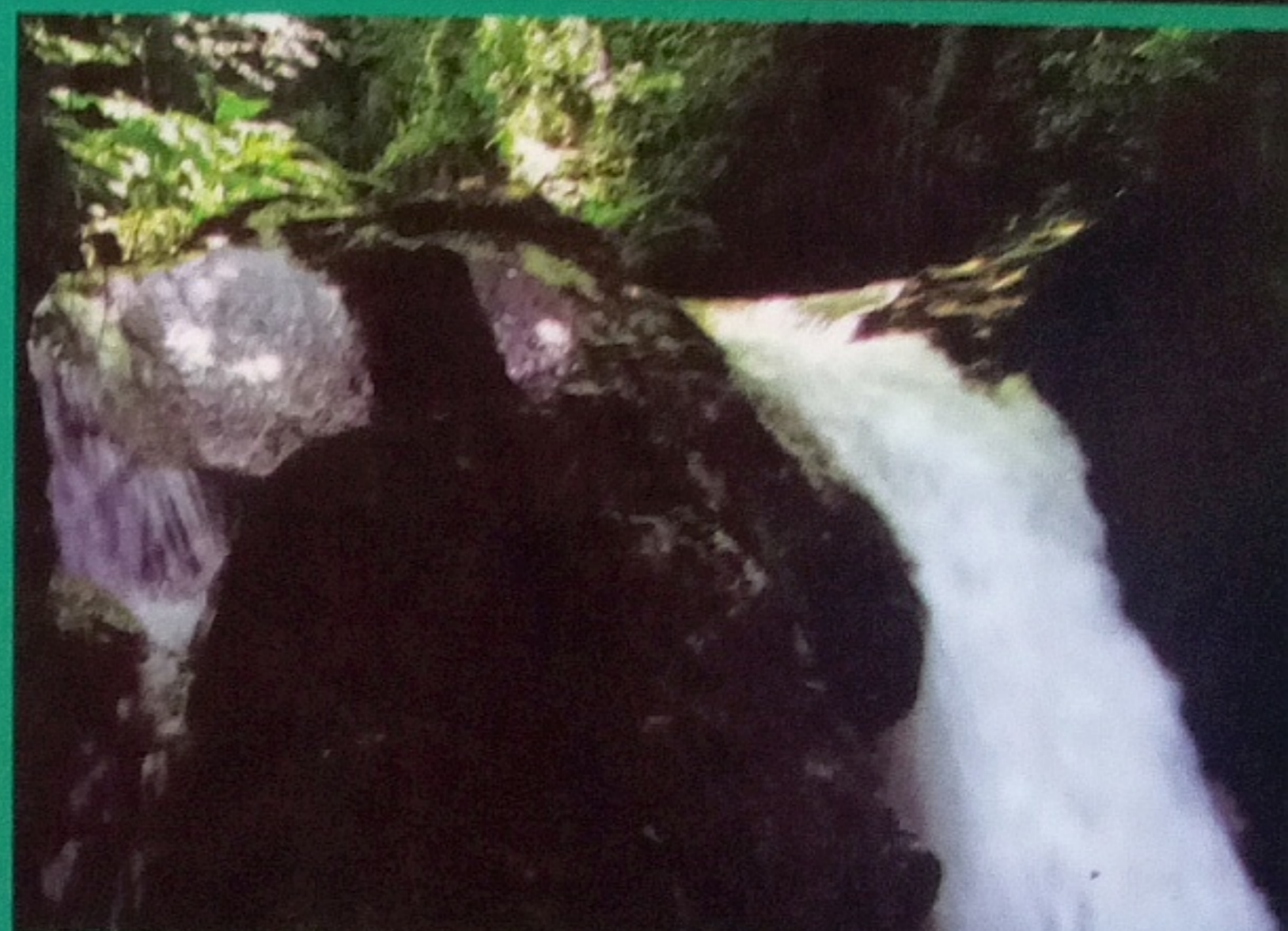
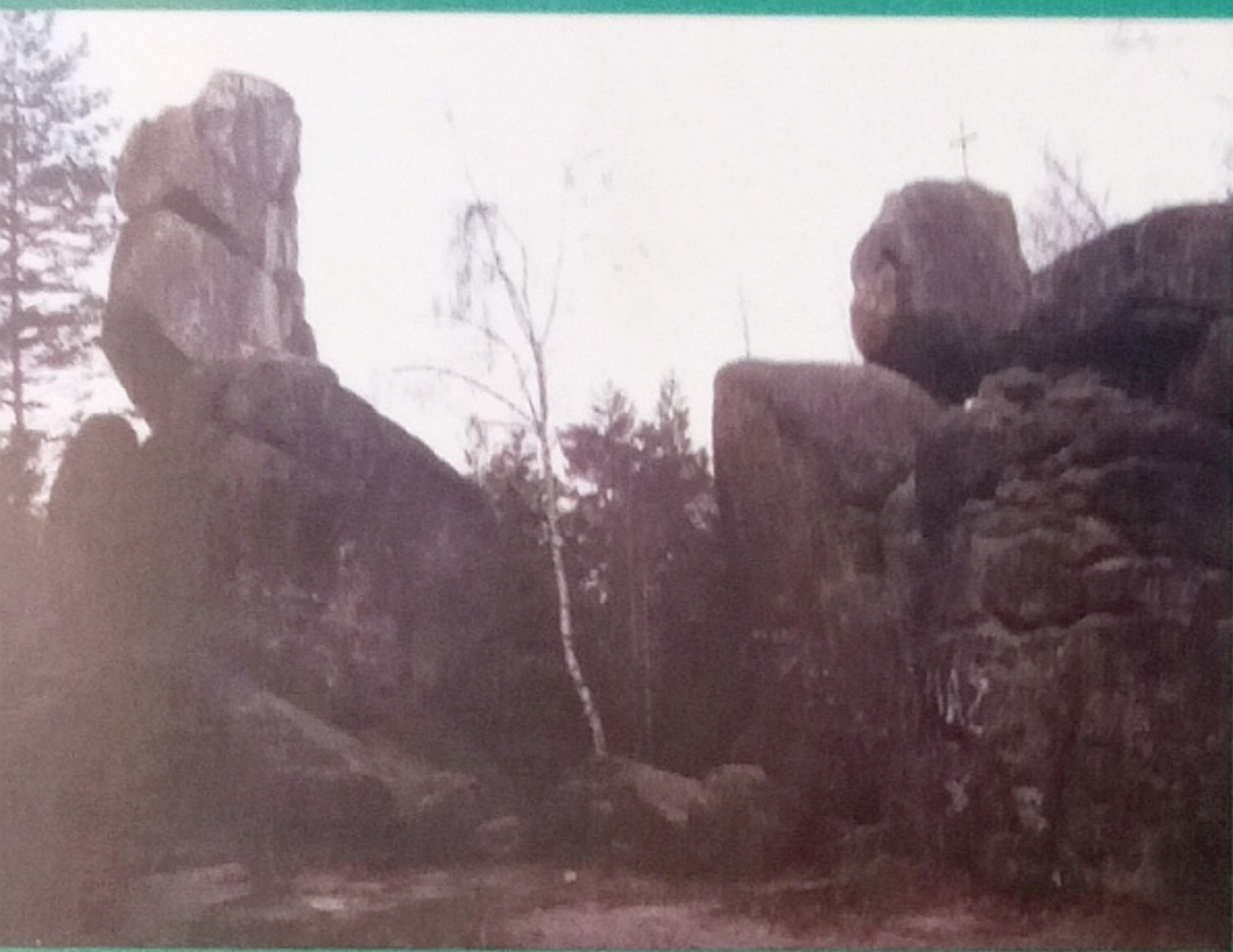


Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Географічний факультет
Кафедра геоморфології і палеогеографії

ПРОБЛЕМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ



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

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

**THE PROBLEMS
GEOMORPHOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY
OF UKRANIAN CARPATHIANS
AND ADJACEND AREAS**

Збірник наукових праць

Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
Львів 2012

Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Збірник наук. праць (Ворохта, 6-9 вересня 2012 року). – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 407 с.

У збірник включені тексти доповідей четвертого міжнародного семінару з проблем геоморфології та палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій.

Редакційна колегія: доц. В. Біланюк (голова), проф. О. Адаменко, проф. А. Богуцький, проф. Ю. Бортник, проф. Я. Бурачинський, проф. Б. Вахрушев, проф. М. Гарасим'юк, доц. П. Горішний (секретар), проф. І. Ковальчук, проф. Я. Кравчук (заступник голови), проф. М. Ланчонт, проф. В.Палієнко, проф. Г.Рудько, проф. В.Стецюк, проф. І.Черваньов.

За зміст і літературну редакцію статей відповідають автори.

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

ІНТЕРФЕРЕНЦІЙНІ ЛІНЗИ ТА МОРФОСТРУКТУРНІ ВУЗЛИ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Сергій Бортник, Наталія Погорільчук

Київський національний університет
імені Тараса Шевченка

Важливе значення для розуміння геодинамічних взаємозв'язків між різними елементами ієрархічної системи морфоструктур центрального типу (МЦТ) території України має аналіз їх просторових співвідношень. У особливостях поєднання різнорангових МЦТ, що виявляються на земній поверхні, зашифровані важливі історико-генетичні та динамічні характеристики окремих регіонів. Крім того, місця перетину та взаємодії різнонаправлених лінеаментів, розломів, контурів МЦТ, зчленування тектонічних блоків в геолого-геоморфологічних науках розглядаються як ділянки виникнення екстремальних природних явищ та процесів.

Серед усіх можливих варіантів взаємодії МЦТ найбільший інтерес являють собою *морфоструктурні лінзи* - зони перетину або наближення двох однопорядкових МЦТ, та *морфоструктурні вузли* – зони перетину трьох і більше одно- або різнопорядкових морфоструктур [2].

Інтерференційні лінзи. За своїми розмірами, точніше за ступенем взаємодії МЦТ, вони можуть бути різними [3,5,6,7,8,10,11]. В деяких випадках інтерференційна лінза утворюється в результаті 50% перекриття двох взаємодіючих МЦТ.

Маючи на увазі, що інтерференційні лінзи утворені взаємодією МЦТ з конічною глибинною формою, можна встановити її глибинну будову. Крупні дугові глибинні розломи, що оконтурюють кожну із двох МЦТ, перетинаючись на певній глибині утворюють інтерференційний клин [1]. Останній являє собою досить важливе з геоморфологічної та геоструктурної точки зору утворення у земній корі. На нашу думку, ці ділянки є найбільш слабкими нестійкими місцями, і активно реагують на тектонічні рухи. За даними Богацького В.В. (1978), Дюреллі А. і Паркса Б. (1973) в межах зон інтерференції виникають і почергово імпульсують зони розтягнення та зони стискання, які безпосередньо зумовлюють особливості морфоструктурного малюнку території.

Такі різкі та часті зміни знаків вектору тектонічних напруг спричиняють до формування геодинамічно нестійких ділянок в межах інтерференційних зон. Тому при прогнозуванні та проектуванні інженерних споруд необхідно враховувати існування подібних, потенційно небезпечних як в екологічному, так і в інженерному відношенні, ділянок земної поверхні.

Найбільшу увагу на території України привертають інтерференційні лінзи, що формуються перетином МЦТ відповідно трансрегіонального порядку, регіонального I-го та II-го порядків [1].

Волинська інтерференційна лінза утворена паритетною взаємодією *трансрегіональних МЦТ*: Карпатсько-Подільської із Прип'ятською. Ступінь перекриття даних МЦТ дорівнює приблизно 25%. Причому в межах однієї МЦТ простежуються у морфологічній структурі земної поверхні конформні елементи другої. Сама інтерференційна лінза орієнтована строго в широтному напрямку і має максимальну ширину 240 км. В межах Прип'ятської МЦТ північний контур Карпатсько-Подільської МЦТ відсікає субмеридіональні відрізки долин правих притоків Прип'яті, Стиру, Стоходу, Горині, Случі. В свою чергу в межах останньої Прип'ятська МЦТ відділяє також субмеридіональні відрізки долин лівих притоків Серета, Збруча, Смотрича та ін.

Морфологічна структура гідрологічної мережі самої лінзи яскраво підкреслює її і виокремлює з регіональної гідроморфоструктури. Північна межа лінзи проходить по коліноподібних вигинах річок правих притоків Прип'яті. В місцях таких вигинів різко зменшується кількість притоків до основної річки та ступінь розгалуженості річкової системи. Південна межа лінзи відповідає дугоподібному Дніпро (Прип'ять) – Південно-Бузькому вододілу, який далі на захід переходить у Прип'ять – Дністровський вододіл. Таким чином, гідроморфоструктура в межах Волинської інтерференційної лінзи сформована лише прип'ятськими притоками. Згаданий вище субмеридіональний напрямок долин у межах лінзи змінюється субширотним, що яскраво проявляється у верхів'ях річок. Така особливість цієї території, за нашими уявленнями, є наслідком активного прояву дії Циркумпольярної МЦТ, яка на території України проходить своєю периферійною частиною у широтному напрямку. Нею ж визначаються практично всі субширотні тектонічні порушення, які формують особливості геоморфологічної будови території України.

Крім власне інтерференції регіональних МЦТ на формування геоморфологічних особливостей окремих регіонів території України впливають МЦТ нижчого рангу, які містяться всередині інтерференційних лінз. Нами встановлено, що активність МЦТ меншого рангу, аніж інтерферуєчі, збільшується в сторону країв лінзи. У фокусній зоні інтерференційних лінз такий вплив нівелюється більш крупними МЦТ і є другорядним. Наприклад, для Волинської інтерференційної лінзи така закономірність проявляється в наявності по краях невеликих МЦТ, що добре фіксується як на МАКЗ, так і в гідроморфоструктурі. У її фокусній частині спостерігається явище гідроморфоструктурної парності. Тут плановий рисунок долин річок Горинь і Случ разом з притоками мають надивовиж подібну будову. Цікаво, що обидві долини розташовані у абсолютно різних за геоструктурною будовою ділянках, і практично, не реагують на крупні геоструктурні одиниці району УЩ і Волино-Поділля. Поясненням такого явища може слугувати інтерпретація його як

результату взаємодії регіональних МЦТ на тлі активізації у фокусній зоні Волинської лінзи крупних трансрегіональних тектонічних порушень, в даному випадку – північно-східного напрямку, дискордантного вказаним геоструктурам. Свідченням високої геодинамічної активності даної інтерференційної лінзи є також наявність в її межах таких орографічних одиниць, як Кременецький та Мізоцький кряжі, Вороняки, Повчанська височина.

Контури іншої, *Київської інтерференційної лінзи*, добре виражені у різних компонентах природного середовища. Контур, який сформований Середньоруською МЦТ, проходить по долині Дніпра, яка тут має дугову форму. Протилежний контур – дуга Правобережної МЦТ – добре дешифрується за аерокосмічними знімками, а на південно-східному краї даної лінзи він проходить по долині Дніпра. Саме південно-східне замикання лінзи проявляє себе як найбільш активний в геодинамічному відношенні і унікальний з точки зору геолого-геоморфологічної будови район Канівських дислокацій.

Крім того, Київська інтерференційна лінза конформно виражена у аномальному магнітному полі, де підкреслена зі сходу лінійно витягнутим малюнком ізодинам з підвищеними значеннями його інтенсивності.

Взаємодія Правобережної та Прип'ятської МЦТ утворює потужну симетричну інтерференційну лінзу, яка відокремлює всю правобережну частину басейну Прип'яті, включаючи басейн долин, які впадають у Київське водосховище, та східної частини басейну Західного Бугу. Ця лінза добре виражена у морфологічній структурі гідромережі та особливо добре підкреслюється з півдня дугою вододілу між Дністром, Південним Бугом і Прип'яттю. На нашу думку, це є свідченням важливої ролі у формуванні річкових басейнових систем.

Ступінь взаємодії між собою *регіональних МЦТ I порядку* незначна. Лише МЦТ розташовані на півдні мають більшу ступінь інтерференційної взаємодії.

Серед даних МЦТ вирізняється декілька угруповань, які можна з високим ступенем упевненості, віднести до геоструктурно зумовлених. Найбільш яскраво проявлене *південне угруповання*. В ньому беруть участь три МЦТ, які повністю знаходяться в межах території України – Нижньобузька, Нижньодніпровська, Південно-Східна, а також Нижньодунайська МЦТ, яка розташована лише невеликою своєю частиною на території України.

Даний ланцюг МЦТ проходить по дузі вздовж Причорноморської низовини (за виключенням Південно-Східної МЦТ) і має у своїй будові подібні за розмірами попарні інтерференційні лінзи. При порівнянні їх морфологічної будови і подібної будови інших компонентів природного середовища та їх параметрами, найбільша кореляція спостерігається із особливостями магнітного поля. В межах інтерференційних лінз вказане поле набуває підвищених значень. Ступінь тісноти зв'язку з цими

показниками зменшуються на схід, що також може бути пояснене віддаленістю від активних тектоно-магматичних джерел альпійської геосинклінальної області.

Підкреслимо, що Нижньодунайська, Нижньобузька та Нижньодніпровська МЦТ в інтерференційних зонах визначають характер простягання основних геоморфологічних одиниць, зокрема, річкових долин. Так, інтерференційні лінзи, які вони утворюють, містять в собі річкові долини, умовно продовжений напрямом яких має спільну умовну точку сходження, що знаходиться південніше центральної, Нижньобузької МЦТ, на шельфі Чорного моря.

Важливим доказом конформності зв'язків між геолого-структурною будовою та морфологічною структурою земної поверхні на території є знаходження центрів Нижньобузької та Нижньодніпровської МЦТ на межі між Українським щитом та Придніпровською западиною.

Іншим, крім південного, важливим напрямком інтерференційної взаємодії МЦТ цього рангу є *субмеридіональний*. Він поєднує три МЦТ – Нижньобузьку, Середньодніпровську і Сульсько-Деснянську. Даний ланцюг МЦТ характеризується значно більшим, близько 50%, ступенем перекриття. Певною мірою справедливо буде говорити, що Нижньобузька та Сульсько-Деснянська МЦТ є симетрично сателітними до Середньодніпровської, через більші, аніж у інших МЦТ цього класу, розміри. Інтерференційні лінзи, утворені Сульсько-Деснянською, Нижньобузькою із Середньодніпровською МЦТ яскраво виражені у закономірній організації гідрологічної мережі на їх площі.

Слід звернути увагу, що у ядрі Середньодніпровської МЦТ, двома іншими сформована морфологічна структура типу "зустрічних дуг". В межах цієї морфоструктури з південно-західного напрямку знаходиться район Мошногірських дислокацій. У місці ж найбільшого сходження МЦТ конформно їх дугам розташований Тясминсько-Дніпровський вододіл. Відомо, що на цій ділянці долина Тясмину має кілька різких змін напрямків до протилежного включно, а сам згаданий вододіл є унікальним геолого-геоморфологічним утворенням. Така позиція підкреслює можливий вплив на його формування ендодинамічних процесів, що призвели до утворення зони "зустрічних дуг", названих вище МЦТ.

Зазначимо, що даний клас МЦТ формує на території України значне різноманіття різних типів форм взаємодії між собою. Однак у більшості випадків важко знайти прямі кореляційні зв'язки між складними інтерференційними утвореннями з існуючими геологічними та геофізичними моделями земної кори для території України. Це може бути пов'язано, по-перше, із специфікою енергогенеруючих джерел цього класу МЦТ, або ж із недостатньою вивченістю у геолого-геофізичному відношенні.

Регіональні МЦТ II рангу також утворюють серію інтерференційних ланцюгів. За провідну ознаку такого виділення слугує ступінь взаємодії МЦТ. В межах самих інтерференційних ланцюгів ця ступінь відносно

висока, в той же час як між самими ланцюгами незначна. Таким чином можна виділити **Західноукраїнський ланцюг МЦТ** (Волинська, Вододільна, Дністровсько-Бузька, Бессарабська, Одеська), **Центральноукраїнський** (Тетерівська, Київська, Кіровоградська, Каховська), **Східноукраїнський** (Чернігівська, Сеймська, Полтавська). Усі виділені ланцюги мають діагональне південно-східне орієнтування і відповідають основним крупним одиницям геотектонічного районування території України: Західноукраїнський в цілому знаходиться в межах Волино-Подільської плити, Центральноукраїнський – на Українському щиті, Східноукраїнський - на Дніпрово-Донецькій западині.

Крім названих угруповань на сході України, розташовані дві інтерферуючі у субмеридіональному напрямку МЦТ – Донбаська та Луганська, що лише частково знаходяться в межах території України.

Особливе місце у системі МЦТ цього рангу на території України займає Конксько-Ялинська МЦТ. По суті вона є вузловою і знаходиться на перетині інтерференційних ланцюгів кількох напрямків. Нею поєднується з Донецькою МЦТ Центральноукраїнський ланцюг, а також завершується Східноукраїнський. Така морфоструктурна позиція Конксько-Ялинської МЦТ зумовлена її надзвичайно високою сучасною геодинамічною активністю. Про це свідчить характер прояву її на космознімках, де вона добре дешифрується. Крім цього вона яскравіше, аніж сусідні МЦТ проявлена у геоморфологічній будові території, зокрема, у малюнку гідромережі та інших компонентів природного середовища.

Зв'язок розглянутих вище рангів МЦТ з відомими геологічними і, зокрема, тектонічними структурами, вказує на важливу рису – давність історії їх розвитку, протягом якої вони зазнавали неодноразової активізації. Такий зв'язок свідчить і про стабільність просторової локалізації енергогенеруючих джерел, що визначали положення МЦТ на земній поверхні. Таким чином, можна говорити про те, що формування розломів в земній корі відбувалось як по прямолінійному, так і по радіально-концентричному типу, що зафіксовано у сучасній морфологічній структурі земної поверхні.

Морфоструктурні вузли. Особливим типом організації морфологічної структури земної поверхні території України є морфоструктурні вузли. Цій проблемі присвячена ціла низка робіт, як вітчизняних, так і зарубіжних дослідників [3,4,6,8,9,10,12].

МЦТ, взаємодіючи між собою також формують морфоструктурні вузли. Нами пропонується розглядати два типи морфоструктурних вузлів, утворених МЦТ: прості вузли, що формуються в зоні перетину зовнішніх контурів трьох МЦТ, та складні – відповідно, більшої кількості МЦТ. Кожен з названих вузлів може формуватися однопорядковими та різнопорядковими МЦТ. Порядок самого вузла визначається домінуючим порядком МЦТ, які беруть участь у морфоструктурному вузлі. Крім того,

МЦТ утворюють морфоструктурні вузли, перетинаючись і з лінійними та лінійно-площинними морфоструктурами.

Як зазначається в роботах Е.Ранцман, М.Гласко [9] у специфічних рисах природи морфоструктурних вузлів відображена як своєрідність глибинних процесів (підвищений режим сейсмічності, скупчення нафти і газу, рудоносність, геохімічні аномалії), так і підвищена інтенсивність екзогенних процесів.

Особливе значення для розшифровки геоструктурної ситуації мають однопорядкові вузли. На території України трансконтинентальні МЦТ формують один яскраво виражений вузол на Правобережжі та цілу серію – на Лівобережжі.

Перший, так званий *Кодимський вузол*, розташований в районі місця впадіння р. Кодима в р. Південний Буг, і являє собою сферичний трикутник з ввігнутими сторонами, вершина якого знаходиться в зоні сходження Дніпровсько-Волзько-Балтійської та Карпатської МЦТ. Відносно невеликий за площею даний вузол в геотектонічному відношенні знаходиться в межах Українського щита. Відсутність, на перший погляд, явних конформних зв'язків з іншими компонентними параметрами природного середовища не є свідченням її повної відсутності. Про те, що даний морфоструктурний вузол є своєрідним геотектонічним утворенням, свідчить наявність тут ще одного морфоструктурного вузла, який утворений трьома трансрегіональними МЦТ - Нижньодунайською, Подільсько-Карпатською та Правобережною. Цей вузол зміщений трохи південніше і являє собою по формі в масштабі розгляду також трикутник, однак із значно меншою площею.

Взявши до уваги, що в цій зоні взаємодіє між собою низка МЦТ нижчого рангу можна вважати даний, Кодимський морфоструктурний вузол, як цікавий для подальшого комплексного вивчення геоморфологічний феномен.

Розташована на Лівобережжі серія субмеридіонально орієнтованих морфоструктурних вузлів, утворених трансконтинентальними МЦТ, являє собою складну мозаїку поєднань інтерферуючих МЦТ. В даному випадку, мова може йти про потужну морфоструктурну вузлову зону, в морфологічній будові якої провідне місце займають криволінійні (сферичні) трикутники, трапеції та ромби.

Звертає на себе увагу субпаралельна пара трикутників, розташована симетрично відносно місця проходження через їх спільну вершину Дніпровсько-Волзько-Балтійська МЦТ. Сформована ними зона практично відповідає Орехово-Павлоградській тектонічній зоні розломів. Про ендегенну зумовленість даного морфоструктурного вузла свідчить той факт, що спільній вершині цих трикутників в геотектонічному відношенні відповідає Камишевахський купол. Відмітимо, що дану вершину перетинає і Донбаська МЦТ.

Згущення контурів різнорангових МЦТ спостерігається в околі спільної вершини симетричних сферичних трикутників, яка знаходиться в

районі міст Василівка – Токмак. Приблизно на однаковій відстані (75-80 км) від них також симетрично розташовані два потужні морфоструктурні вузли, які сформовані перетином щонайменше п'яти МЦТ різного рангу. Південний вузол утворений Середньо-Європейською, Кубанською та Дніпровсько-Волзько-Балтійською трансконтинентальними МЦТ, Південносхідною та Донбаською МЦТ. У північному морфоструктурному вузлі серед трансконтинентальних замість Дніпровсько-Волзько-Балтійської бере участь Чорноморська МЦТ, а також Нижньодніпровська та Каховська МЦТ.

Підкреслимо ще раз, що найбільша концентрація потужних морфоструктурних вузлів, в яких беруть участь виділені нами різнопорядкові МЦТ, спостерігається на південному сході території України, в районі зчленування крупних орографічних одиниць – Придніпровської низовини, Донецького кряжу та Придніпровської височини.

Окремі морфоструктурні вузли тісно пов'язані із сейсмічними явищами. На карті ізосейст землетрусів України помітний своєрідний точковий вузол, в якому перетинаються ізосейсти значенням 6 балів землетрусів 26.11.1829, 23.01.1838, 6.10.1908, 10.11.1940 рр., а також ізосейсти 7 балів землетрусу 26.10.1802 р. Цей вузол знаходиться в районі впадіння р. Черемош у р. Прут. Природа такого явища у відомій нам літературі не описана. Можливим поясненням існування такого вузла є його відповідність крупним тектонічним екранам, які фіксують у дану точку сейсмічні хвилі від різних гіпоцентрів. Важливу роль у цьому відіграють МЦТ. Про це свідчить існування на земній поверхні у цьому районі морфоструктурного вузла, утвореного кількома різноранговими МЦТ: Нижньодунайською, Карпатською та Верхньодністерською. Одним із найпотужніших сейсмо-морфоструктурних вузлів є також виділений нами Гологоро-Воронякський вузол, що сформований на перетині п'яти різнорангових МЦТ і також відповідає вузлу ізосейст землетрусів.

Звичайно, кількість подібних зон перетинів та взаємодій однотипових та різнотипових морфоструктур території України значно більша за проаналізовані у даній статті, особливо при дослідженнях середньо- і крупномасштабних, де кількість морфологічних, морфометричних, генетичних та інших ознак зростає у рази. Така своєрідність цих феноменальних природних утворень підтверджує існуючу думку про те, що інтерференційні лінзи та морфоструктурні вузли можна вважати самостійними об'єктами морфоструктурного аналізу.

Список літератури:

1. Бортник С.Ю. Морфоструктури центрального типу території України: монографія.- К.: ВГЛ «Обрії», 2012. -188 с.
2. Бортник С. Ю. Морфоструктурне картографування. Еволюція поглядів та стан проблеми / Бортник С. Ю., Погорільчук Н. М., Ковтонюк О. В. // Фіз. географія та геоморфологія. – 2009. – Вип. 56. – С. 18–29.
3. Бурлешин М.И. Геометрические пересечения тектонических структур, выделяемых на КС// ИЗК. – 1986. - № 6. – С.41-47.
4. Горшков А.И. Определение возможных мест землетрясений и оруденения в горно-складчатых и платформенных областях на основе формализованного морфоструктурного районирования. – Автореф. дисс. на соиск. ... физ.-мат наук. по спец. 25.00.10 - геофизика, геофизические методы поиска полезных ископаемых. – М., 2010. – 49 с.
5. Гаврилов А.А. Структурно-геометрическая типизация и гомология геологических систем центрального типа. – Изв. АН СССР. – 1990.- С. 39-41.
6. Геометрия структур земной поверхности. – Сб.науч.трудов/ Под ред. Степанова И.Н. – Пущино, 1991. – 201 с.
7. Кольцевые структуры и морфоструктуры. – Владивосток., 1991.
8. Кузнецов О.Л., Муравьев В.В. Геометрика структурной упорядоченности линеаментных и концентрических систем делимости литосферы. – Отечественная геология. – 1996. – С. 32.
9. Ранцман Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. – М.: Медиа-пресс, 2004. – 224 с.
10. Скарятин В.Д., Анастасьян С.В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии. – Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1976. - №11. – С.40-43.
11. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР (по данным геолого-морфологического анализа) – Л., 1978. – 111 с.
12. Фадеев А.О. Математическое моделирование и методы оценки рисков в территориальных системах, подвергающихся воздействию геодинамических факторов. - Автореф. дисс. ... д. т. н. по спец. 05.13.18-мат. моделирование, численные методы – М., 2011. – 47 с.

Бортник С., Погорильчук Н. Интерференционные линзы и морфоструктурные узлы территории Украины. В статье рассмотрены своеобразные объекты морфоструктурного анализа, которые образуются в местах пересечения различных морфоструктур центрального типа – интерференционные линзы и морфоструктурные узлы. Наведена типизация этих объектов и дана характеристика наиболее интересных линз и узлов на территории Украины.

Ключевые слова: морфоструктурный анализ, морфоструктура центрального типа, интерференционная линза, морфоструктурный узел.

Bortnyk S., Pogorilchuk N. The lens of interference and morphological units of the structure territory of Ukraine. In clause the original objects of the analysis morphological structure are considered which are located on crossing several of morphological structure of the central type - interference of a lens and units of morphological structure. Is induced them typification and the characteristic by most interesting to them in territory of Ukraine.

Keyword: analysis morphological structure, morphological structure of the central type, interference of a lens, units of morphological structure.

**PIERWSZE WYNIKI DATOWAŃ MŁODOHOŁOCENSKICH
ALUWIÓW W DOLINIE BAGNA W DORZECZU SIRETU
(BUKOWIŃSKIE PODKARPACIE, UKRAINA)**

Piotr Gębica

Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, Katedra Geografii, ul.
Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów

Wiaczesław Andrejczuk

Uniwersytet Śląski w Sosnowcu, Katedra Geografii Regionalnej i Turyzmu, ul.
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Marek Krapiec

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-
Hutnicza w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Bogdan Ridusz

Czerniowickij Nacjonalny Uniwersytet im Fedkowicza, Fakultet Geograficzny,
ul. Uniwersytecka 1, 25-200 Czerniwci

Wprowadzenie

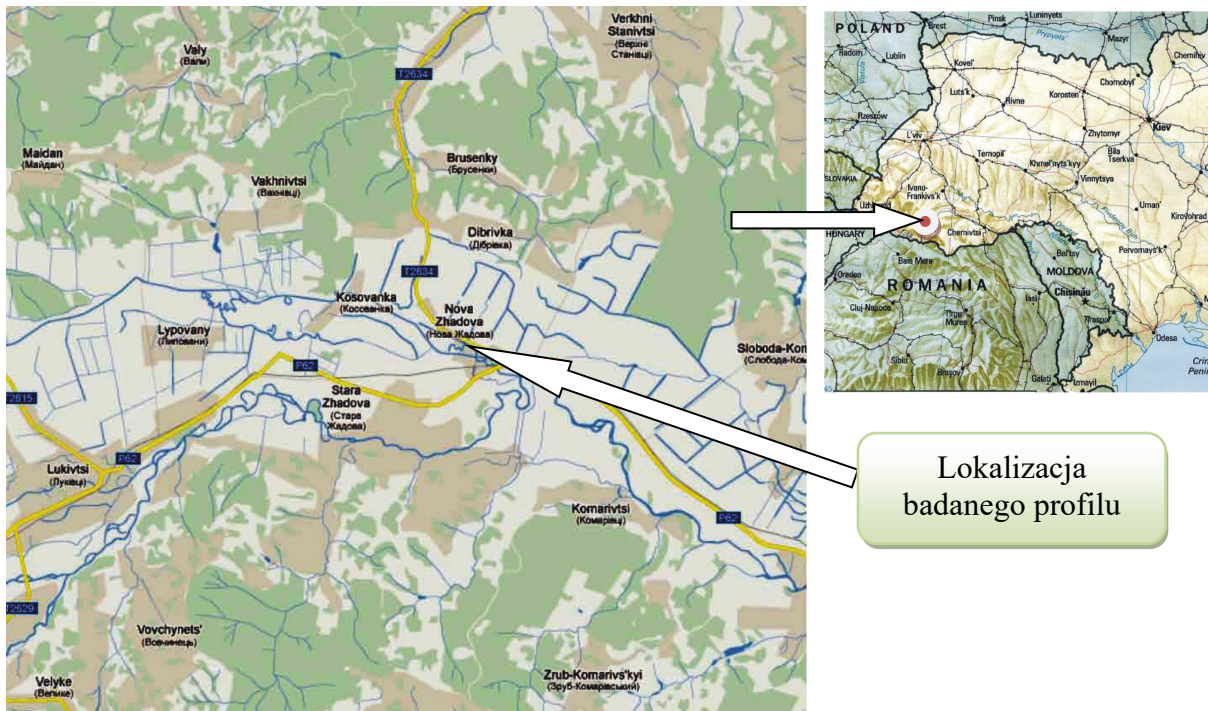
Podkarpacie Bukowińskie to region słabo zbadany z punktu widzenia paleogeografii czwartorzędu. Ze względu na przygraniczne położenie oraz na specyficzne osobliwości krajobrazowo-geomorfologiczne – aktywną erozję rzeczną, rozwój osuwisk i inne procesy, nie sprzyjające zachowaniu materialnych śladów minionych epok, region ten pozostaje nadal „białą plamą”. Brak jest tutaj jakichkolwiek szczegółowych badań paleogeograficznych z zastosowaniem metod datowania bezwzględno. Przeprowadzone wcześniej badania miały głównie przeglądowy charakter paleogeomorfologiczny (Herenczuk, 1956, Kozurina, 1961) lub geomorfologiczny (Krawczuk, 1999). Wykazały one, że region ten jest nadzwyczaj interesujący z punktu widzenia plejstocenijskiej historii rozwoju dolin rzecznych i zmian biegu rzek. Jednym z najbardziej znanych przykładów zmian biegu rzek był kaptaż (przechwycenie) Czeremoszu, który stał się dopływem Prutu.

Geomorfologicznym skutkiem wspomnianego kaptażu jest pradolina Czeremoszu, która zachowała się w górnym dorzeczu Siretu. Ta właśnie dolina stała się obiektem badań autorów, którzy postawili za cel rekonstrukcję późnoglacialnej i holocenijskiej historii dolin rzecznych Bukowińskiego Podkarpacia. Przedstawiony poniżej materiał reprezentuje wyniki wstępnych badań paleogeograficznych, przeprowadzonych w małych dolinach rzek Michydra i Michiderka, które drenują wspomnianą reliktową dolinę Bagna i są dopływami Siretu.

Obszar oraz metodyka badań

Siret to lewy dopływ Dunaju o długości 726 km. Jego źródła położone są w obwodzie Czerniowieckim, na północno-wschodnich stokach Karpat

Wschodnich (Beskidy Pokucko-Bukowińskie) koło góry Borsukowej na wysokości około 1100 m n.p.m. W obrębie obwodu czerniowieckiego, dolinę rzeki podzielić możemy na dwa odcinki: górski oraz podgórsko-równinny. Badany podgórsko-równinny odcinek doliny zaczyna się bezpośrednio po wylocie rzeki z gór i ciągnie się do granicy państwowej (w granicach obwodu) pomiędzy Ukrainą a Rumunią (ryc. 1). Na całym 80 km odcinku rzeka płynie z północnego-zachodu na południowy-wschód.



Ryc. 1. Położenie Doliny Bagna w górnym dorzeczu Siretu oraz lokalizacja badanego profilu.

Pod względem geologicznym, podgórsko-równinna część doliny Siretu zlokalizowana jest w obrębie zapadliskowego Rowu Podkarpackiego, wypełnionego ponad kilometrowej miąższości serią warstwowanych ilów wieku baden-sarmat oraz dolnosarmackiego. Iły przykryte są osadami czwartorzędowymi, wśród których dominują aluwia budujące terasy rzeczne. Za najwyższy poziom terasowy w dolinie Siretu uważa się szóstą terasę o wysokości 90-105 m nad koryto rzeki (Przyroda..., 1978). Aluwialne osady tej terasy zachowały się w okolicach Storozhyńca (centrum administracyjne rejonu). Osady aluwialne piątej terasy o wysokości 70 m mają dolnoplejstocénski wiek, czwartej terasy (30-37 m) – średnioplejstocénski wiek, a trzeciej terasy (20 m) oraz drugiej terasy (10-18 m) – górnoplejstocénski wiek. Osady pierwszej terasy (równiny zalewowej) o wysokości 4-5 m nad koryto Siretu oraz zapławy (2-3 m) są wieku holocénskiego. Dopływy Siretu mają dość prostoliniowe doliny o sterasowanym dnie. Na zboczach dolin często występują erozyjne jary o szerokości do 50-60 m i głębokości do 20-30 m, jak na przykład w okolicach wsi Porubne.

Pod względem geomorfologicznym, dolina rzeki Siret należy do podgórskiego (Przedkarpackiego) regionu geomorfologicznego. W związku z

tym, że Przedkarpacie jest zbudowane z luźnych osadów ilastych z wkładkami piasków oraz posiada rozwiniętą sieć hydrograficzną, procesy fluwialne i denudacyjne uformowały bardzo wyraźną rzeźbę erozyjno-denudacyjną. Cały obszar cechuje się aktywnym rozwojem procesów erozyjnych. Wskutek tego, że Prut położony jest o 100 m niżej od Siretu, górne odcinki prawych dopływów Prutu intensywnie erodują dział wodny pomiędzy Prutem a Siretem i zagrażają w ten sposób kaptażem lewych dopływów Siretu.

Klimat obszaru uwarunkowany jest jego położeniem w umiarkowanych szerokościach i oddziaływaniem systemu górskiego Karpat. Generalnie jest to klimat łagodny, dość ciepły i wilgotny. Średnie temperatury stycznia wynoszą tutaj -5°C , a lipca $+19^{\circ}\text{C}$. Dominującymi wiatrami są w ciągu roku wiatry północno-zachodnie oraz południowo-wschodnie. Średnia roczna suma opadów wynosi 700 mm. Najwięcej opadów notuje się w miesiącach letnich.

Badany obszar cechuje się gęstą siecią hydrograficzną. Główną i największą rzeką jest Siret. Rzeka płynie z północnego zachodu na południowy wschód i przyjmuje znaczącą ilość dopływów, zarówno lewych (Michydra, Biłkam Hłyboczok, Kotowiec), jak i prawych (Mygowa, Dubowec, Mały Siret, Suczawa). Koryto rzeki jest meandrujące, miejscami roztokowe. Jego szerokość w okresie niskich stanów wody nie przekracza 20 m, głębokość 1-1,5 m, a prędkość nurtu 1,0-1,5 m/s. Podczas powodzi szerokość koryta wzrasta nawet dziesięciokrotnie, głębokość sięga 2-3 m, a prędkość nurtu 2-3 m/s. Średni przepływ rzeki w przekroju wieloletnim wynosi $5,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (w Storozyncu, około 15 km poniżej obszaru badań), a maksymalny przepływ sięga 600-700 m^3/s . Gleby są reprezentowane poprzez liczne odmiany gleb darniowo-bielicowych oraz w różnej mierze zbielicowanych gleb szarych. Na obszarze pogórza Bukowińskiego (między Siretem a brzegiem Karpat) rosną czyste lasy bukowe, dębowo-bukowe oraz jodłowo-bukowe. Wśród formacji trawiastych przeważają łąki, rozpowszechnione głównie w dolinach rzek. Łąki bagniste mają szerokie rozpowszechnienie właśnie w dolinie Michydry. Fragmentarycznie w dolinach Michydry i Michiderki występują również łąki torfowe. Mogą one być niezwykle interesujące z paleogeograficznego punktu widzenia. Ich badanie może dostarczyć cennego zapisu zmian szaty roślinnej i klimatu Podkarpacia w późnym glacie i holocenie.

Badany obszar położony jest w obrębie tzw. Bagneńskiej Doliny (Obszar *Bagna*). Reprezentuje ona płaskie obniżenie w wierzcholinie międzyrzecza Prutu i Siretu, na północ od obecnego biegu Siretu. Jest ona reliktową doliną erozyjną Pra-Czeremoszu, który płynął tu w środkowym plejstocenie, przyjmując Siret jako swój prawy dopływ. Po kaptażu Czeremoszu przez prawy dopływ Prutu, obszar doliny stracił łączność hydrologiczną, podczas gdy niżej (na południowy wschód) położony Siret nadal pogłębia dolinę, która kiedyś należała do Czeremoszu. W związku z płaską powierzchnią Doliny, znaczną ilością opadów oraz rozpowszechnieniem słabo przepuszczalnych gleb glejowych procesy zabagnienia doprowadziły do tworzenia się płytkich torfowisk. Kilkadziesiąt lat temu obszar został zasadniczo zmeliorowany i zdrenowany.

Obecnie dolina Bagna drenowana jest przez małe, lewe dopływy Siretu - rzeki Michydrę i Michiderkę. W okresie holoceniście rzeki te wcięły koryto w płaskie dno pradoliny na głębokość 2-5 m i meandrując odsłoniły w brzegach warstwowe profile osadów aluwialnych zawierających miejscami zagrzebane pnie drzew (**ryc. 2**). Te naturalne odsłonięcia stały się przedmiotem badań i analiz geomorfologicznych, glebowych i datowań radiowęglowych. Ponieważ podobne badania na tym obszarze, jak i na obszarze całego Podkarpacia Bukowińskiego, wcześniej nie były prowadzone, wydaje się, że nawet te wstępne dane podane w artykule mają ważne znaczenie dla poznania holoceniściej historii rozwoju rzek Bukowińskiego Podkarpacia.

Przeprowadzone w 2009 roku badania dotyczyły analizy profilu aluwiów równiny zalewowej odsłoniętych w korycie Michydry – lewego dopływu Siretu (**ryc. 3**). W artykule zaprezentowane wyniki analiz badanego profilu.

Badania obejmowały sporządzenie szczegółowego opisu litologicznego profilu oraz pobranie próbek osadu do analiz granulometrycznych i geochemicznych, które zostały wykonane przez J. Pawelczyka w Laboratorium Gleboznawczym Wydziału Nauk o Ziemi UŚ w Sosnowcu. Pobrano 2 próbki drewna z pni do datowań radiowęglowych, które zostały wykonane przez M. Krapca w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa.



Ryc. 2. Koryto rzeki Michydry (rejon mostu w okolicach wsi Nowa Żadowa).



Ryc. 3. Odslonięcie osadów aluwialnych z pogrzebanymi pniami drzew w lewym brzegu rzeki Michydra (Nowa Żadowa, przy moście).

Celem tych analiz było ustalenie cech litologicznych i wieku aluwów, a także faz powału pni. Dokonano próby korelacji wyróżnionych faz powodzi z wcześniej datowanymi fazami powodzi w dolinie górnego Dniestru na Wschodnim Przedkarpaciu, a także w dolinie górnej Wisły na przedpolu Zachodnich Karpat.

Opis profilu Nowa Żadowa i wyniki analiz

Opisywany profil odsłania się we wsi Nowa Żadowa koło mostu, w lewym brzegu Michydry, w pobliżu jej ujścia do Siretu. W podcięciu rzeki o wysokości 3,5 m (do poziomu wody) odsłaniają się do głębokości 2,5 m warstwowane gliniaste i piaszczyste pozakorytowe aluwia (mady), spoczywające na żwirach korytowych z pniami drzew (Ryc. 3). Szczegółowy opis wyróżnionych w profilu warstw oraz ich główne cechy litologiczne przedstawia Tabela 1 i 2.

Pod względem litologicznym analizowany profil cechuje wyraźna trójdzielność. W stropowej części profilu do głębokości 1,77 m przeważają pyły piaszczyste z domieszką żwirików (8,3-9,1%) o średnicy od 0,5 do 4-5 cm. Żwiry miejscami są bardzo słabo obtoczone i spoczywają w materiale pylasto-piaszczystym z bryłkami (agregatami) glebowego materiału ilastego (próbka nr 5), co upodabnia analizowane osady do „diamiktonu powodziowego” deponowanego w warunkach wysokoenergetycznego spływu gęstościowego (Tab. 2). Udział piasku (0,1-2,0 mm) waha się od 22,2% do 32,4%.

Tabela 1

Opis profilu Nowa Żadowa 1 nad rzeką Michidra (Obwód Czerniowiecki, Ukraina Zachodnia)

Głębokość od powierzchni, m	Litologia	Opis	Głębokość i numer pobranej próbki (indeks w analizach – NŻ)
0,0		Glina jasno-brązowa, piaszczysta z pojedynczymi żwirikami o średnicy do 0,5 cm, korzonki traw (gleba)	10-12cm, NŻ1
0,2			
0,75		Glina jasno-brązowa, piaszczysta ze żwirami (Ø 1,0-1,5cm). Ku spągowi wielkość żwirów wzrasta.	55-60cm, NŻ2
		Glina szarobrązowa piaszczysta ze żwirami (Ø 4,0-5,0 cm). W spągu pojedyncze fragmenty drewna.	1,15-1,20cm, NŻ3
1,25		Glina jasno-brązowa, piaszczysta, zażeleziona z fragmentami zażelezionych bryłek ilastych (Ø do 15 cm) oraz żwirów (Ø do 5cm) i fragmenty drewna.	1,30-1,35cm, NŻ4, NŻ5, Drewno 1,40-1,43cm (na C ¹⁴) NŻ1
1,70		Glina piaszczysto-ilasta zwarta z węgielkami drzewnymi i fragmentami rozłożonych drewnienek	1,73-1,75cm, NŻ6 Zwęglone szczątki 1,65-1,75 NŻ6a
1,77		Glina ilasta z domieszką piasku, w spągu ciemniejsza (gleba kopalna)	1,78-1,80cm, NŻ7
1,87		Glina jasno-brązowa, ilasta, z licznymi wytrąceniami Mn i Fe (więcej w dolnej części warstwy)	1,90-1,92cm, NŻ8 2,00-2,02cm, NŻ9
2,05		Pył jasno-brązowy ilasto- piaszczysta. Ku spągowi wzrasta ilość materiału piaszczystego, pojawiają się inkrustacje (zwapnione korzonki ?)	2,15-2,17cm, NŻ10
2,37		Glina piaszczysta siwoszara, niewyraźnie warstwowana z patykami	2,45-2,47cm, NŻ11
2,50		Warstwowane ogniwo żwirów (Ø 2-10 cm), w stropie bardziej drobno - ziarniste. Na głębokości 2,60-2,80m pnie drzew oraz liczne fragmenty drewna.	2,55-2,57cm, NŻ12 2,90-3,05cm, NŻ13 Próbki drewna z pni: (na C ¹⁴) NŻ2, NŻ3- 2,60-2,85cm NŻ4 – 2,63-2,73 cm
Poziom wody 3,40			

Tabela 2. Główne cechy litologiczne osadów aluwialnych w profilu Nowa Żadowa (NŻ)

Nr próby	C _{org.} (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Uziarnienie (% wagowe)												
			>10,0	10,0-5,0	5,0-2,0	2,0-1,0	1,0-0,8	0,8-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002	<0,002
NŻ1	1,39	2,0	-	-	-	-	1,9	4,4	21,1	22,6	12,0	12,0	9,0	6,0	11,0
NŻ2	0,75	2,4	-	7,6	1,5	1,6	1,8	2,0	6,1	10,7	11,7	19,6	15,2	7,1	15,2
NŻ3	1,27	2,3	-	-	-	-	-	1,0	5,7	18,3	16,0	23,0	17,0	8,0	11,0
NŻ4	0,89	1,9	-	5,5	2,8	4,6	1,8	3,1	8,1	14,8	9,6	19,2	14,8	6,1	9,6
NŻ5	0,57	2,1	-	-	-	-	3,0	2,8	3,7	8,5	12,0	21,0	18,0	11,0	20,0
NŻ6	0,63	2,6	-	-	-	-	2,3	2,3	10,7	16,7	11,0	21,0	13,0	8,0	15,0
NŻ6a	2,28	2,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NŻ7	2,79	2,9	-	-	-	-	-	1,0	2,8	7,2	8,0	22,0	25,0	13,0	21,0
NŻ8	0,51	2,6	-	-	-	-	-	-	7,8	14,2	14,0	20,0	19,0	10,0	15,0
NŻ9	0,28	3,7	-	-	-	-	-	0,5	6,5	18,0	14,0	20,0	18,0	10,0	13,0
NŻ10	0,31	3,2	-	-	-	-	-	-	3,5	15,5	14,0	25,0	17,0	10,0	15,0
NŻ11	0,13	2,0	-	-	-	-	1,5	4,6	10,6	18,3	11,0	18,0	14,0	8,0	14,0
NŻ12	0,44	1,7	-	-	17,8	14,1	4,3	11,4	16,6	8,5	4,1	5,5	6,8	4,1	6,8
NŻ13	0,50	2,6	13,6	23,7	27,6	12,7	1,9	2,8	3,2	2,7	1,4	3,1	2,2	2,0	3,1

Na głębokości 1,77-1,78 m zaznacza się ciemnoszary poziom pylasto-ilasty, w którym udział piasku spada do 11% (próbka nr 7). Udział frakcji ilastej ($<0,002$) w próbce nr 7 jest największy w całym analizowanym profilu i wynosi 21%. Cechy makroskopowe, znaczna zawartość frakcji ilastej i próchnicy i ich rozkład w profilu świadczą o procesach pedogenicznych i przerwie w sedymentacji pozakorytowej. Ponowny wzrost udziału frakcji piaszczystej i żwirkowej obserwuje się w spągowej części profilu, poniżej gleby kopalnej. W próbce nr 11 udział piasku wynosi 35%, natomiast w próbce nr 12 dominuje już frakcja piaszczysta ze żwirikami, która łącznie stanowi 73,7%. Świadczy to dużej dynamice wód wezbraniowych deponujących osady pozakorytowe. Poza wzbogaconą w substancję organiczną współczesną glebą (1,39-1,65% Corg.), zawartość węgla organicznego w profilu waha się od 0,13% do 2,79%. Najwięcej substancji organicznej zawierają próbki nr 6 i 7, odzwierciedlając słabo zaznaczony ciemnoszary poziom akumulacji próchnicznej gleby kopalnej.

Znaczna zawartość węgla organicznego w próbce nr 6a na głębokości 1,65-1,75 m wynika z występowania w tym poziomie rozproszonych węgla drzewnych i rozłożonych fragmentów drewna. Nagromadzone w madzie węgle drzewne świadczą o naturalnych lub powodowanych przez człowieka pożarach zbiorowisk leśnych. Wyższą zmienność wykazuje zawartość tlenków żelaza. Waha się ona od 1,7 do 3,2%. Znaczne wzbogacenie w tlenki żelaza występuje w próbkach nr 7, 9 i 10 i nawiązuje przeważnie do poziomów o większym udziale frakcji ilastej. Na głębokości 2,50-3,20 m przeważają żwiry o średnicy 2-10 cm, w stropie bardziej drobnoziarniste, ku spągowi grubsze z fragmentami drewna i pniami drzew.

W żwirach korytowych na głębokości 2,6-2,85 m, ponad lustrem wody, było pogrzebanych 5 pni ułożonych prostopadle do ściany odkrywki wzdłuż koryta na odcinku kilkunastu metrów (średnio 2-3 m jeden pień od drugiego). Pnie miały jasne drewno, zawierały korę i warstwę bielastą. Datowanie radiowęglowe fragmentu drewna pobranego z piaszczystej mady z głębokości 1,40-1,43 m wykazało wiek 660 ± 45 BP (MKL-544) (1270-1400 cal AD). Próbką drewna z pnia zagrzebanego w żwirach korytowych na głębokości 2,60-2,85 m uzyskała taki sam wiek równy 650 ± 40 BP (MKL-545) (1270-1400 cal AD). Obie próbki drewna wykazują bardzo młody wiek powalonych pni drzew i aluwiów datowanych na okres późnego średniowiecza (XIII-XIV w.).

Można je korelować z wydatowaną dendrochronologicznie sekwencją pni powalanych i/lub ścinanych podczas powodzi w ciągu XIV w. w Staruni w dolinie Velyky Lukavets (dopływ Bystrzycy Sołotwińskiej) na Podkarpaciu Ukraińskim (Alexandrowicz i in. 2005). W tym czasie powodzie obejmowały również Kotlinę Górnego Dniestru, o czym świadczy przykrycie torfów pylastymi osadami pozakorytowymi 620 ± 110 BP (Gd-10929) (1160-1490 cal AD) w profilu Hordynja II (Budek i in. 2006) i akumulacja 650 ± 75 BP (Gd-15961) (1220-1430 cal AD) młodych aluwiów w Tenetnikach w Kotlinie Halicko-Bukaczewskiej (Gębica i in. w druku). Podobnie pojedyncze pnie z XIII-XIV w. wydatowano w żwirowni w Kujawach i Branicach w dolinie

górnej Wisły koło Krakowa (Kalicki, Krapiec 1991), w Kleciu koło Brzostka nad Wisłoką (Starkel 1995, Krapiec 1996), a także Jabłonicy Ruskiej nad Sanem (Gębica i in. w druku).

Podsumowanie

Badania przeprowadzone w dolinie Bagna w dorzeczu górnego Siretu chociaż oparte o pojedyncze datowane stanowisko wskazują na synchroniczność faz powodzi i wzrost akumulacji osadów facji pozakorytowej w późnym średniowieczu w dolinie Velyky Lukavets (dopływ Bystrzycy Sołotwińskiej), w dolinie górnego Dniestru, a także w dolinach dorzecza górnej Wisły na przedpolu Zachodnich Karpat. Datowane stanowisko dokumentuje występowanie w dolinie Michidry (Dolina Bagna) 3-4-metrowej terasy holocenińskiej z włożeniem aluwii z pniami datowanymi na XIII-XIV w. Faza powodzi z XIII-XIV w. obok komponenty antropogenicznej, związanej z wylesianiem równiny zalewowej i uprawą ziemi w czasie kolonizacji dolin dorzecza Siretu (Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego, 1880), jest wyraźnie zbieżna z zwilgoceniem i ochłodzeniem klimatu na początku Małej Epoki Lodowej (680-610 BP) (Steinhilber, Beer 2011). W celu rekonstrukcji holocenińskich zmian szaty roślinnej i klimatu, a także wskaźników gospodarczej działalności człowieka planowane jest pobranie rdzeni osadów organicznych z torfowisk Doliny Bagneńskiej w dorzeczu górnego Siretu.

Literatura

1. Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz W.P., Krapiec M., 2005. Holocene terrace of the Velyky Lukavets River in Starunia: sediments and dendrochronology [w:] Polish and Ukrainian geological studies (2004-2005) at Starunia – the area of discoveries of woolly rhinoceroses, ed. Kotarba m., Warszawa-Kraków, 95-102.
2. Budek A., Kalinovic N., Starkel L., 2006. Hordynja II profile [w:] Environment and man At the Carpathian foreland in the upper Dniestr catchment from Neolithic to Early Medieval period. Polska Akademia Umiejętności. Prace Komisji Prehistorii Karpat, 13, 29-31.
3. Gębica P., Starkel L., Jacyszyn A., Krapiec M. Medieval accumulation in the Upper Dniestr river valley – the role of human impact and climate change in the Carpathian Foreland. Quaternary International (in print).
4. Геренчук К.И., 1956. Опыт геоморфологического анализа тектоники Предкарпаття. Известия ВГО, вып. 1.
5. Kalicki T., Krapiec M., 1991. Black oaks and Subatlantic alluvia of the Vistula in Branice-Stryjów near Cracow. [w:] Evolution of the Vistula river valley during the 15000 years, Geographical Studies, part IV, Special Issue No. 6, Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, 39-61.
6. Кожурина М.С., 1961. Главнейшие особенности формирования рельефа Черновицкой области и их связь с геоморфологическими районами. Тр. научн. совещ. по природно-географ. районир. УССР. Киев.
7. Кравчук Я. 1999. Геоморфологія Передкарпаття. Львів, Меркатор, 188 с.

8. Krapiec M., 1996. Dendrochronology of “black oaks” from river valleys in Southern Poland [w:] Evolution of the Vistula river valley during the 15000 years, Geographical Studies, part VI, Special Issue No. 9, Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, 61-78.
9. Природа Чернівецької області, 1978. Львів: Вища школа, 160 с.
10. Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich, red. Sulimierski F., Chlebowski B., Walewski W., T. 1, 1880.
11. Starkel L., 1995. New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka valley near Dębica [w:] Evolution of the Vistula river valley during the 15000 years, Geographical Studies, part V, Special Issue No. 8, Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, 73-90.
12. Steinhilber F., Beer J., Solar activity – the past 1200 years. PAGES News 19 (1), 5-6.

**PRELIMINARY DATING RESULTS OF LATE HOLOCENE ALLUVIAL
FROM BAGNA VALLEY IN THE UPPER PART OF SIRET R. BASIN
(BUKOVINIAN PRE-CARPATHIANS, UKRAINE)**

**Piotr Gębica, Waczesław Andrejczuk, Marek Krapiec,
Bogdan Ridusz**

The Bukovinian Pre-Carpathians is a region extremely interesting from palaeogeographical point of view. The phenomena of river capturing, bogging of dead river beds with wetlands and peat bogs formation etc. are very common here. Its studying may be very useful for reconstruction of history of the entire Carpathian region. However, the area is studied very weakly from palaeogeographical point of view. In particular, there was not any dating of quaternary deposits within it.

The first preliminary results of radiocarbon dating of alluvial from Mychidra R. (Siret tributary), passing through the Pra-Cheremosh dead valley named Bagna, are described in the article. Finding data are correlated (in contest of sedimentological situation) with global (onset of the Little Ice Age period) and local (deforestation) palaeogeographical events. The findings, of course, are preliminary in nature.

Key words: radiocarbon dating, Holocene, palaeogeography, Siret R, Bukovinian Pre-Carpathians

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОГО
АЛЛЮВИЯ В ДОЛИНЕ БАГНА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА
СИРЕТА (БУКОВИНСКОЕ ПРИКАРПАТЬЕ, УКРАИНА)**

Буковинское Прикарпатье – интереснейший с палеогеографической точки зрения регион. Здесь широко развиты явления перехвата речного стока, заболачивание отмерших фрагментов рек с образованием торфяников и т.д., изучение которых может внести много ценного в расшифровку истории всего карпатского региона. Район, однако, с палеогеографической точки зрения изучен очень слабо. В частности, в его пределах не производилось никаких датировок четвертичных отложений.

В статье описаны результаты первых углеродных датировок аллювия из реки Михидра, впадающей в р.Сирет и пересекающей отмершую долину (пра-долину Черемоша), носящую название Багна. Полученные данные

скоррелированы (в контексте седиментологической ситуации) с общепланетарными (наступление Малого ледникового периода) и локальными (обезлесивание) палеогеографическими событиями. Выводы, естественно, носят предварительный характер.

Ключевые слова: ^{14}C датирование, голоцен, палеогеография, Сирет, Буковинское Прикарпатье

УДК 551.4

АКТУАЛЬНІ ПИТАННЯ СТАЦІОНАРНИХ ТА ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СУЧАСНИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В УКРАЇНІ

Іван Ковальчук

Національний університет біоресурсів
і природокористування України, м. Київ

Актуальність стаціонарних та експериментальних досліджень сучасного рельєфоутворення зумовлена такими причинами:

- складністю, часто неможливістю отримання надійної кількісної інформації про інтенсивність розвитку геоморфологічних процесів у різних морфокліматичних зонах, гірських, височинних і низовинних регіонах, які характеризуються певним ступенем господарського освоєння іншими методами;
- високою інформативністю і точністю методів стаціонарних, напівстаціонарних та експериментальних досліджень, можливістю повторення експериментів для виявлення прихованих механізмів розвитку певних видів геоморфологічних процесів;
- великим попитом на кількісну інформацію про інтенсивність розвитку екзогенних та ендегенних процесів з боку інженерної, динамічної та екологічної геоморфології, інженерної геології;
- потребами верифікації інформації про темп рельєфоутворення, отриманої різними методами.

Стан стаціонарних досліджень ГП. Стаціонарні дослідження ГП мають достатньо широке розповсюдження і тривалу історію [1, 8, 11,12, 20 та ін.]. Вони беруть початок зі спостережень за розвитком ерозійних процесів на сільськогосподарських землях ще у 30-х роках ХХ століття (наприклад, Валдайська гідрологічна лабораторія (1934)). Особливо активізувались ці дослідження у кінці 60-70-х років ХХ ст. В цей період були створені стаціонари, побудовані лабораторії, експериментальні бази

(Курський стаціонар Інституту географії АН СРСР, Курська база Всесоюзного науково-дослідного і проектного інституту захисту ґрунтів від ерозії (ВНДІЗГЕ), Харанорський, Ново-Ніколаєвський, Ленський стаціонари Інституту географії Сибіру і Далекого Сходу СБ АН СРСР, Сатінський (МДУ, Російська Федерація), Марткопський (Грузія), Чорногірський, Розтоцький (ЛНУ імені Івана Франка), Димерський (Інститут географії НАН України) геофізичні стаціонари (Україна), Білківський (Поділля), Розтоцький (Розточчя), Довжанський, Ясинський, Квасівський (Закарпаття) геоморфологічні стаціонари Львівського національного університету імені Івана Франка, Судацько-Феодосіївський (АР Крим, Таврійський НУ імені В.Вернадського), ерозійні стаціонари Одеського НУ імені Іллі Мечникова, Харківського НУ імені В. Каразіна, Канівський комплексний стаціонар КНУ імені Тараса Шевченка та інші геоморфологічні і комплексні стаціонари (Україна). Пік розвитку стаціонарних досліджень припав на 70-80-і роки ХХ століття. Крім стаціонарних, в цей час розгортаються й експериментальні (польові і лабораторні) дослідження схилових та руслових ерозійних процесів (Одеський та Львівський державні університети, Інститут гідротехніки і меліорації УААН, Український науково-дослідний інститут захисту ґрунтів від ерозії). 90-і роки, які принесли суттєві суспільно-політичні трансформації, характеризуються певним складом активності, зменшенням різноманіття досліджуваних на стаціонарах і в експериментах процесів. Це зумовлене як об'єктивними, так і суб'єктивними причинами (брак коштів, зменшення інтересу до працездатних стаціонарних досліджень, поява достатньо інформативних і точних даних дистанційного зондування Землі, використання яких дозволяло отримувати інформацію про поширення та динаміку рельєфоутворювальних процесів, застосування технологій геоінформаційного моделювання тощо). Ситуація дещо поліпшилася у першому десятилітті ХХІ ст. В цей час ведуться стаціонарні та напівстаціонарні дослідження сучасного рельєфоутворення вченими Лабораторії ерозії ґрунтів і руслових процесів МДУ, продовжуються дослідження схилових та ерозійно-акумулятивних процесів в Українському Розточчі (І.Ковальчук, В.Брусак, Л.Косик) і Польщі (Р.Соля, К.Кржемень, В.Фроеліх та ін.), в Українських Карпатах (Я.Хомин, В.Шушняк, О.Пилипович, І.Гнатяк, М.Клапчук), Волинському Поліссі (М.Федонюк), у Кримських горах (О.Клюкін, В.Корженевський, Є.Толстих, Б.Вахрушев), на півдні і сході України (О. Світличний, С. Чорний, С. Булигін, М. Куценко, С. Костріков). В цілому ж, стаціонарні та експериментальні геоморфологічні дослідження залишаються важливою і необхідною складовою вивчення динаміки сучасного рельєфу, отримання кількісної інформації про ступінь ураження території певним видом процесу чи їх спектром, інтенсивність (швидкість), активність та характер і рівень їх активізації чи затухання (уповільнення).

Результати досліджень та їх обговорення. *Стаціонарні та експериментальні дослідження* геоморфологічних процесів проводяться з метою отримання даних про інтенсивність, режим і механізми розвитку екзогенних та ендегенних процесів, їхній вплив на морфологію, стан і стійкість рельєфу, його інженерні та екологічні властивості, а також для визначення загроз і ризиків, які вони створюють для людини, суспільства, природних і природно-технічних систем, об'єктів і комунікацій, оцінювання середовищевформувальної ролі геоморфологічних процесів.

Найважливішими завданнями стаціонарних та експериментальних досліджень геоморфологічних процесів (ГП) виступають:

- отримання даних про інтенсивність розвитку ГП (разову, середню, екстремальну), їхню щоденну, сезонну і багаторічну динаміку (спрямованість, пульсаційність, ритмічність, активізацію, затухання тощо);
- оцінювання рельєфоутворювальних і рельєфоперетворювальних ефектів впливу ГП на рельєф (природний, антропогенний) у різних морфокліматичних зонах, загроз і наслідків впливу на господарські об'єкти і комплекси та людину;
- виявлення механізмів розвитку конкретних видів ГП або їхніх поєднань (спектрів) у геоморфологічних системах різних рангів або на окремих їх елементах;
- створення інформаційного підґрунтя для моделювання розвитку і поширення ГП на земній поверхні, використання цих даних для удосконалення теоретико-методологічних й методичних засад динамічної, інженерної, екологічної геоморфології;
- вирішення прикладних (інженерних, пошукових, екологічних, освітніх тощо) завдань геоморфологічної науки.

Суть і види (напрями) сучасних досліджень геоморфологічних процесів.

Суть стаціонарних досліджень ГП полягає в постійних (постійно-періодичних) спостереженнях і вимірюваннях параметрів змін морфології і стану геоморфологічних систем, окремих форм рельєфу чи їх елементів, визначенні темпу денудації поверхні, акумуляції і транспортування маси матеріалу, здійснюваних певним видом процесу (або їх спектром). Їх виконують на одній і тій самій ділянці (стаціонарі). Особливість цих досліджень полягає в тому, що дослідник не втручається в хід досліджуваного процесу і на впливаючі на нього чинники, а лише відстежує параметри розвитку екзогенного процесу та його наслідки, оцінює роль впливаючих на рельєф і процеси рельєфоутворення умов та чинників[10, 12].

Крім стаціонарних досліджень, існують ще й *напівстаціонарні*. Їх суть полягає у періодичному (переважно сезонному) зніманні показників розвитку процесів або стану форм рельєфу на об'єктах напівстаціонарних досліджень[12]. Як і стаціонарні, вони виконуються в польових умовах на типових об'єктах і відрізняються від стаціонарних кількома рисами: 1)

меншою вартістю досліджень; 2) меншою частотою зняття показників інтенсивності розвитку процесу (найчастіше - один раз у місяць, сезон, іноді в рік); 3) більшим рівнем узагальнення даних (меншою детальністю отриманої інформації); 4) не дають можливості виявити деталі, інколи і механізми розвитку процесу; 5) їхня інформативність залежить від періодичності зняття показників стану досліджуваних форм рельєфу, темпу і ритміки прояву геоморфологічного процесу, наявності і можливостей уточнюючого та контролюючого використання іншої інформації про поширення та інтенсивність розвитку геоморфологічних процесів (наприклад, різночасових даних ДЗЗ, топографічних і тематичних великомасштабних карт, матеріалів польових досліджень тощо).

Суттєву роль у пізнанні механізмів розвитку ГП, визначенні їх інтенсивності відіграють також *експериментальні геоморфологічні дослідження*. Вони поділяються на експериментальні польові та експериментальні лабораторні дослідження [12,20]. Їхня роль і значення зростають (особливо у країнах далекого зарубіжжя, де в геоморфологічних дослідженнях використовується сучасне електронне обладнання). Прикладом таких досліджень можуть слугувати польове і лабораторне дощування з метою визначення інтенсивності розвитку площинної ерозії та оцінювання протиерозійної стійкості ґрунтів; моделювання розвитку руслових процесів (безпосередньо на відтинку річища або в лабораторному лотку), зсувів, селів тощо.

Місце і роль стаціонарних та експериментальних досліджень ГП у вирішенні проблем і завдань динамічної геоморфології.

Сучасне рельєфоутворення вивчається за допомогою широкого спектру методів[1-27]: рекогносцирувального обстеження території; польового і камерального геоморфологічного картографування; аналізу різночасових топографічних і тематичних карт; стаціонарних, напівстаціонарних, експериментальних та лабораторних досліджень; морфологічного аналізу; абсолютного датування відкладів; стратиграфічного аналізу; морфометричного аналізу рельєфу; аналізу корелятних відкладів; водо- і нанособалансованих досліджень; методів реперів, “таблеток”, міток; повторного нівелювання і фототеодолітного знімання динамічних форм рельєфу; аналізу даних дистанційного зондування Землі; геоінформаційно-картографічного моделювання; аналізу і синтезу інформації про ГП і впливаючі на них чинники.

Стаціонарні (в широкому розумінні) дослідження необхідні для глибокого проникнення у фізичну суть геоморфологічних процесів, отримання точної і надійної інформації про інтенсивність їхнього розвитку, рельєфоутворювальне, рельєфоперетворювальне та геоекологічне значення, а також для прогнозування розвитку процесів і змін стану рельєфу, обґрунтування системи заходів з регулювання їх інтенсивності, захисту поселень, угідь, комунікацій і населення від руйнівного впливу цих явищ.

Критеріальні параметри динаміки геоморфологічних процесів.

При проведенні стаціонарних, напівстаціонарних й експериментальних досліджень ГП в центрі уваги повинні перебувати параметри їх просторово-часової динаміки. До них відносять:

- 1) *відтинки часу, для яких визначається інтенсивність, активність, тенденція розвитку ГП.* Такими параметрами виступають: а) багаторічний період (3,5,7,11,22,33,121 рр.); б) один рік; в) сезон; г) доба; д) частина доби; е) година, хвилина, секунда. Вибір тривалості досліджень – окрема проблема;
 - 2) *параметри просторової динаміки ГП.* До них відносимо: а) приріст площі, ураженої певним процесом за одиницю часу (переважно за рік) – ΔS (м²/рік, га/рік, %/рік); б) приріст довжини лінійного об'єкта ($\Delta \ell$) або інтенсивність його лінійного росту (яру, промивини і т.д.; м/рік, см/рік); в) приріст об'єму або маси певної форми рельєфу (м³/рік, т/рік); г) активність процесу (ураженості території процесом). Це відношення площі (довжини) активних форм прояву процесу до всієї площі (довжини), зайнятої проявами цього процесу: $K_{уп} = S_p / S_{заг}$; $K_{л.а.} = \ell / L$, де $K_{уп}$ - коефіцієнт ураження території процесом; S_p - площа розповсюдження активного процесу; $S_{заг}$ – загальна площа розповсюдження процесу або форм рельєфу, створених цим процесом; $K_{л.а.}$ – коефіцієнт лінійної активності процесу (відношення довжини активних відтинків до загальної довжини лінійної форми); ℓ - довжина активного відтинка лінійної форми рельєфу; L – загальна довжина лінійної форми рельєфу; д) частота ураження території процесом (формою рельєфу) та її динаміка: $\mathcal{C} = n/F$; $\Delta \mathcal{C} = \mathcal{C}_2 - \mathcal{C}_1$, де \mathcal{C} - частота, \mathcal{C}_2 - \mathcal{C}_1 – частота сучасного ураження поверхні і ранішого; $\Delta \mathcal{C}$ – приріст частоти ураження території процесом (формою рельєфу); n – кількісна міра процесу; F – площа поширення процесу або створених ним форм рельєфу.
- Ці показники розраховуються на підставі даних, знятих з карт, аерокосмоснімків, кадастрових документів тощо. Активність неперервних процесів оцінюється швидкістю (тепом), а перервних – частотою (число проявів за одиницю часу). Швидкість (темп) характеризується лінійними (мм/рік), об'ємними (м³/га·рік), масовими (т/га·рік) одиницями. Ефект розвитку процесів рельєфоутворення часто визначають в лінійних показниках (денудация в мм/рік, ріст яру в м/рік) [1, 4, 8-12, 20, 23-25];
- 3) параметри прискорення (уповільнення) активності процесу (A): $A = \Delta S_{2,1} / \Delta S_{3,2} \dots$, де A – прискорення активності процесу на певному інтервалі часу (зі знаком “-” – уповільнення, зі знаком “+” - прискорення); $\Delta S_{2,1}$ – зміна площі (довжини) розповсюдження процесу між другим і першим відтинками часу; $\Delta S_{3,2}$ – ці ж зміни між третім і другим відтинками часу [12];
 - 4) параметри екстремальності прояву процесу. До них відносимо: а) екстремальність інтенсивності розвитку процесу (ступінь відхилення від середнього багаторічного показника); б) екстремальність масштабів

охоплення (ураження) певним процесом території (виражається у % приросту уражених певним процесом площ за сезон, рік тощо); в) екстремальність рельєфоперетворювальних наслідків (за площею, за інтенсивністю, за об'ємом переміщеного матеріалу, за руйнівним впливом на господарські об'єкти у порівнянні з такими ж параметрами, отриманими при звичайній(середній) інтенсивності розвитку геоморфологічних процесів).

5) параметри впливу ГП на екологічний стан навколишнього середовища і господарських систем (якісні – катастрофічний, сильний, середній, слабкий, відсутній; кількісні – обчислені за матеріальними та екологічними збитками, завданими цими процесами навколишньому середовищу, господарству, людині).

Можливе отримання і використання й інших критеріїв і параметрів, які відображають динаміку геоморфологічних процесів і рельєфу.

Головні результати стаціонарних досліджень сучасного рельєфоутворення.

Аналіз реферативних журналів, спеціалізованих географічних і геоморфологічних часописів, монографічних праць і збірників статей [] свідчить, що найбільше уваги у ході стаціонарних досліджень приділено таким видам екзогенних процесів, як ерозійно-аккумулятивні (площинна і лінійна ерозія, руслові процеси), зсувні, карстові, фізичне і хімічне вивітрювання, абразійні, еолові, гравітаційні і мерзлотні, а серед ендегенних - неотектонічним рухам.

В Україні найбільша увага приділяється вивченню схилових і руслових ерозійно-аккумулятивних процесів, а також зсувів, селів, карсту, абразії берегів морів і водосховищ. Найактивніше ці дослідження ведуться вченими Львівського національного університету імені Івана Франка, Таврійського національного університету імені В.І. Вернадського, Одеського національного університету імені І.Мечникова, Харківського національного університету імені В.Каразіна, Національного університету “Львівська політехніка”, Інституту географії НАН України, підрозділами геологічної і гідрометеорологічної служби України.

Результати стаціонарних досліджень українських вчених опубліковані у ряді монографій, статей, авторефератів дисертацій [1 - 27]. Їх аналіз свідчить, що темп змиву ґрунтів у різних ланках ерозійної мережі сягає 0,14 – 7,1 мм/сезон з окремих елементів схилу, 0,001 – 3,5 мм/рік в середньому зі схилу, 0,06 – 0,8 мм/сезон з елементарних розорюваних водозборів, 0,06 – 0,23 мм/сезон з водозборів річок I порядку, 0,009 – 0,07 мм/рік з водозборів середніх за розмірами річок. Екстремальні значення можуть перевищувати середні показники у 2 – 10 разів і більше. Модулі хімічного стоку міняються від 0,0005 – 0,006 мм/сезон зі схилів до 0,015 – 0,07 мм/рік з басейнів річок. Темп яркової ерозії коливався від десятих часток метра до 2,6 м/рік на одну вершину (екстремальні значення можуть сягати 10 м/рік і більше) [11, 22]. За даними О. Ободовського [15], темп вертикальних руслових деформацій на рівнинних річках коливається в

межах від $-0,2 - -3,05$ см/рік (врізання) до $0,02 - 1,35$ см/рік (аккумуляція наносів). Середня інтенсивність горизонтальних руслових деформацій змінюється в межах $0,01 - 5,65$ м/рік. Темп крипу сягає від $0,1 - 0,3$ мм/рік на схилах Розточчя і від $2,7 - 3,2$ до мм/рік в Закарпатті і $10,0 - 30,0$ мм/рік в Карпатах [7, 12, 25] та до $15,4 - 110,4$ мм/рік у Криму [8]. Темп карстової денудації у Кримських горах сягає $0,025 - 0,05$ мм/рік і більше [2,4,8].

Проблемні питання і перспективи стаціонарних досліджень ГП.

До проблемних питань відносимо [12]:

- необхідність удосконалення технічного оснащення стаціонарів, польових і лабораторних експериментів;
- необхідність ширшого упровадження у дослідницький процес комп'ютерних технологій, ГПС-моделювання, дистанційних методів дослідження;
- необхідність покращення фінансового забезпечення стаціонарних та експериментальних досліджень сучасного рельєфоутворення;
- необхідність удосконалення існуючих і підготовки нових методик (методичних рекомендацій, схем й алгоритмів тощо) стаціонарних та експериментальних досліджень сучасного рельєфоутворення;
- недостатній рівень узагальнення даних стаціонарних та експериментальних досліджень ГП та їх використання при вирішенні теоретичних, методичних і прикладних проблем динамічної, інженерної та екологічної геоморфології.

Перспективи розвитку цього напрямку геоморфологічних досліджень пов'язуємо з:

- 1) постановкою комплексних досліджень флювіальних процесів і флювіального рельєфу за басейновим принципом. Комплексність розуміється як оптимальне поєднання методів польових маршрутних, напівстаціонарних, стаціонарних, експериментальних досліджень геоморфологічних процесів і створюваних ними форм рельєфу, картографічного і геоінформаційного їх моделювання та прогнозування впливу на рельєф і господарські системи та об'єкти;
- 2) посиленням уваги до вивчення сельових і зсувних процесів у гірських районах, а також на височинах в умовах зростання техногенного навантаження на рельєф і змін кліматичних умов;
- 3) розширенням напівстаціонарних досліджень абразійно-аккумулятивних процесів на водосховищах і морських узбережжях; активізацією досліджень еолових і карстових процесів, процесів техногенної деградації торфовищ, підтоплення, вторинного заболочування, розвитку інших видів біогенних і техногенних процесів та їхніх наслідків;
- 4) комп'ютерним моделюванням сучасного морфогенезу, його геоморфологічних та екологічних наслідків;

- 5) прогностичними оцінками розвитку ГП, визначенням ризиків для геосистем та їхніх компонентів, господарських об'єктів і людини, якими супроводжується прояв геоморфологічних процесів;
- 6) обґрунтуванням комплексу процесорегулювальних, ґрунтозахисних рельєфостабілізаційних заходів;
- 7) узагальненням досвіду і результатів стаціонарних досліджень ГП у вигляді монографій, посібників, підручників, програм, методичних рекомендацій, стандартів тощо.

Висновки. 1. Аналіз історії стаціонарних та експериментальних досліджень ГП вченими України свідчить про наявність тут наукової школи з кількома центрами – Львівським, Кримським, Одеським, Чернівецьким, Харківським, Луганським. 2. Головним об'єктом геоморфологічних досліджень виступають виступають ерозійно-аккумулятивні процеси, а методом їх вивчення – стаціонарні спостереження на стокових майданчиках, у системах «схил – водозбір – тальвег», «водозбір – русло малої річки», «яр – водозбір», а також штучне дощування дослідних ділянок схилів різної крутизни, зайнятих типовими агрофонами. Вивчаються також дефлюкційні, зсувні, селеві і карстові, обвальні-осипні і руслові процеси, фізичне і хімічне вивітрювання. 3. При вивченні ГП використовуються методи напівстаціонарних, стаціонарних, експериментальних і польових досліджень, а також дані ДЗЗ, історико-географічних порівнянь, геоінформаційно-картографічного моделювання. 4. Перспективи подальших моніторингових досліджень ГП пов'язуємо з використанням даних дистанційного зондування Землі, електронної геодезичної техніки, геоінформаційним моделюванням на основі даних стаціонарних і напівстаціонарних спостережень.

Список літератури

1. Болух О.И, Канааш О.П., Кит М.Г., Кравчук Я.С. Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье. – Львов: Вища школа, 1976. – 113с.
2. Вахрушев Б.О. Карстовый геоморфогенез Кримсько-Кавказького гірсько-карстового регіону // Автореф. дис... докт. геогр. наук. – К., 2004. – 37с.
3. Гайдін А.М., Рудько Г.І. Сульфатний карст та його техногенна активізація (на прикладі Карпатського регіону України). - К.: Знання, 1998. – 75с.
4. Дублянський В.Н., Шутов Ю.И., Амеличев Г.Н. Оценка химической денудации карстовых массивов Горного Крыма// Геол. Журнал. – 1990. - № 4. – С. 37 – 39.
5. Ерыш И.Ф. Механизм типичных оползней Крыма и вопросы их стационарного изучения// Автореф. дисс.... канд. геол.-минерал. наук. – М.: МГУ, 1980. – 20 с.
6. Зелинский И.П., Коржевский Б.А., Черкез Е.А и др. Оползни вдоль северо-западных берегов Чорного моря, изучение и прогноз. – Киев: Наук. думка, 1993. – 227 с.
7. Клапчук М.В. Динаміка геоморфологічних процесів гірської частини басейну ріки Прут/ Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – К., 2012. – 20 с.

8. Клюкин А.А. Экзогеодинамика Крыма. – Симферополь: ГП Издательство “Таврия”, 2007. – 320с.
9. Клюкин А.А., Толстых Е.А. Изучение скорости современной денудации склонов гор// Геоморфология. – 1977. - № 2. – С. 62 – 70.
10. Ковальчук И.П. Динамика эрозионных процессов в Западной Подолии // Автореф. дисс... канд. геогр. наук. – М: МГУ, 1981. – 24с.
11. Ковальчук І. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. - Л.: Інститут Українознавства, 1997. - 440 с.
12. Ковальчук И.П. Стационарные исследования экзогенного рельефообразования в Украине/ Рельеф и экзогенные процессы гор. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н.Ивановского (Иркутск, 25 – 28 октября 2011 г.). – Иркутск, 2011. – С. 113-116.
13. Косик Л.Б. Просторово-часова динаміка площинного змиву в Українському Розточчі за результатами стаціонарних і напівстаціонарних досліджень// Автореф. дис... канд. геогр. наук. – Львів, 2010. - 20 с.
14. Михнович А.В. Еколого-геоморфологічні дослідження верхньої частини сточища Дністра з використанням ГІС-технологій. // Автореф. дис.... канд. геогр. наук. – Львів, 2003. - 20 с.
15. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). – К.: Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
16. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – Киев: Наук. думка, 1992. – 116с.
17. Пилипович О.В. Еколого-геоморфологічний моніторинг басейнових систем Верхнього Дністра // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Львів, 2007. - 23 с.
18. Рудько Г. Техногенно-екологічна безпека геологічного середовища (наукові та методичні основи): Монографія. - Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2001. – 359с.
19. Рудько Г.И. Оползни и другие геодинамические процессы горноскладчатых областей Украины (Крым, Карпаты). Монография /Г.И.Рудько, И.Ф.Ерysh.- К.: Задруга, 2006. – 624с.
20. Рудько Г.І. Екологічний моніторинг геологічного середовища: Підручник/ Г.І.Рудько, О.М.Адаменко. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – 260 с.
21. Рудько Г.И. Инженерная геодинамика Западной Украины и Молдовы. Монография./ Г.И.Рудько, В.А.Осиюк.- К.: МАКЛАУТ, 2007. – 808 с.
22. Симоновська М.Я. Динаміка ярів в басейні Дністра// Автореф. дис.... канд. геогр. наук. – Львів, 1999.- 22 с.
23. Сучасна динаміка рельєфу України / за ред. д.г.н., проф. В.П.Палієнко. – К.: Наук. думка, 2005. – 268 с.
24. Федонюк М.А. Геопросторова диференціація сучасної карстової денудації території Волинського Полісся// Автореф. дис.... канд. геогр. наук. – Львів, 2010.- 23 с.
25. Хомын Я.Б. Стационарные исследования динамики денудационных процессов на юго-западных склонах Украинских Карпат // Автореф. дисс... канд. геогр. наук. – Львов, 1992. - 24 с.

26. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 240 с.
27. Шушняк В.М. Сучасна екзоморфодинаміка Українських флішових Карпат// Автореф. дис... канд. геогр. наук. – Львів, 2007. - 20 с.

**THE CURRENT GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN UKRAINE:
ACTUAL QUESTIONS OF STATIONARY AND EXPERIMENTAL
RESEARCHES
Ivan Kovalchuk**

The article determined the problems which are associated with the production of stationary and experimental researches of modern relief formation in Ukraine. Research directions and results of morphology relief dynamics were analyzed, the criterions for evaluating the upgrowth of intensity of exogenous processes were described, problem questions and prospects of such researches were identified.

Keywords: dynamic of relief, stationary and experimental researches of geomorphological processes, methods of researches.

ПОВЕРХНІ ВИРІВНЮВАННЯ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ: ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ, МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ, КОРЕЛЯЦІЯ ЗА ГЕНЕЗИСОМ І ВІКОМ

Я. Кравчук

Львівський національний університет імені Івана Франка

Вивчення поверхонь вирівнювання на території Українських Карпат розпочалося в кінці ХІХ – на початку ХХ століть. Варто відзначити, що уперше термін “пенеплен” використав С. Рудницький (1905) при аналізі гірської частини басейну р. Дністер. Цей термін пізніше був поширений на всі Українські Карпати під назвою “Полонинський пенеплен” (Жуков, 1947; Алфер’єв, 1948; Єрмаков, 1948; Раскатов, 1957; Цись, 1957 та ін.). Дещо пізніше С. Рудницький (1925) виділив кілька поверхонь вирівнювання у Закарпатті на різних гіпсометричних рівнях.

Наявність єдиної денудаційної поверхні на території Українських Карпат обґрунтовували Л. Савицький (1909), Є. Ромер (1909), Г. Алфер’єв (1948), М. Єрмаков (1948), О. Спиридонов (1952), П. Цись (1952, 1957), Г. Раскатов (1957). Деяка неузгодженість у різних авторів стосувалася тільки віку цієї поверхні.

В цей же час, а особливо в другій половині ХХ століття, більшість дослідників почали виділяти в різних регіонах Карпат по декілька поверхонь вирівнювання. При цьому їх кількість, генезис і вік часто трактувалися по різному. Так на північно-східних схилах Західних Карпат Л. Савицький (1909) і М. Клімашевський (1937, 1961) виділили два денудаційні рівні – низькогірний (Pogorski) і вищий (Srodgorski). За аналогією в Українських Карпатах І. Гофштейн (1962, 1964) виділив Підбескидську і Бескидську поверхні вирівнювання.

На південно-західних макросхилах О. Спиридонов (1952) і П. Цись (1957) виділили три денудаційні поверхні на відносних висотах 900-1100 м, 500-600 м і 150-250 м. І. Гофштейн (1964, 1995) найвищу поверхню з відносними висотами 750-900 м назвав поверхню Урду, а з відносними висотами 500-600 м – Підполонинською. В обох поверхнях ним були виділені підняті ділянки хребтів з максимальними висотами у масивах Свидівця та Чорногори (поверхня Урду) і Полонинського хребта (Підполонинська поверхня).

Г. Алфер’єв (1948) у межах Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини на абсолютних висотах 500-750 м виділив Кичерську денудаційну поверхню, яка в гірській частині Карпат, на його думку, корелюється з єдиною полонинською поверхнею вирівнювання.

М. Демедюк (1982) виділив в Українських Карпатах по аналогії із Словацькими Карпатами Прирічкові поверхні (верхню і нижню). Словацькі дослідники (Мазур, 1963) вважали Прирічкову поверхню

типовим педиментом і співставляли її з 150-200-метровим рівнем П. Цися (1957). М. Демедюк поширив ці поверхні на більшу частину території Українських Карпат.

Досить детально протягом тривалого часу вивчались поверхні вирівнювання у Передкарпатті і Закарпатті. В обох регіонах дослідники виділяють декілька поверхонь вирівнювання – у Передкарпатті дві, а в Закарпатті три.

Вперше дві поверхні вирівнювання у Передкарпатті були виділені Г. Тейсейром (1933). Виділяючи пліоценовий “рівень Лоевої” Г. Тейсейр відмічав, що в межах Передкарпаття над цим рівнем піднімаються невисокі підняття і тераси, які належать до поверхонь старішого циклу. Пізніше І. Гофштейн (1962, 1964) дав вищому рівню назву “рівень Красної”. Обидві поверхні були пов’язані із сьомою пізньопліоценовою (рівень Красної) і шостою еоплейстоценовою (рівень Лоевої) надзаплавними терасами р. Дністер.

Поверхні вирівнювання Закарпаття вивчали С. Рудницький (1925), О. Спиридонов (1952), П. Цись (1952, 1957), І. Гофштейн (1964), Т. Піотровська (1964), А. Кожевников (1965), В. Чалик (1970) та ін.

Більшість дослідників в межах Закарпаття виділяють три денудаційно-аккумулятивні поверхні. Найбільш детальна узагальнююча їхня характеристика була приведена в роботах І. Гофштейна (1964, 1995), який виділив Ділоцьку, Шардинську і Боронявську поверхні вирівнювання. Перші дві датувалися пізнім пліоценом, третя – еоплейстоценом. Пізніше М. Демедюк (1982) найвищу Ділоцьку назвав Скридейською, Шардинську – Велико-Копанською і дещо змінив райони їх поширення, зокрема вважав що Скридейська і Боронявська поверхні поширені тільки у Солотвинській котловині, а в Мукачівській котловині тільки одна поверхня – Велико-Копанська.

Жоден із дослідників (окрім В. Чалика, 1970) не згадували Кичерської поверхні при характеристиці рельєфу Солотвинської котловини, яка є частиною Закарпатської рівнини, що сформувалася на Закарпатському внутрішньому прогині. В межах Солотвинської котловини значну площу займає височинний і низькогірний рельєф (так зване Моласове низькогір’я), де збереглися фрагменти Кичерської поверхні вирівнювання (панон–понт), яка поширена також у Флішових Карпатах (Полонинсько-Чорногірські) і Стрімчаківській зоні.

Механізми формування поверхонь вирівнювання були і донині залишаються однією з важливіших проблем теоретичної і регіональної геоморфології. Щодо визначення терміну “поверхня вирівнювання”, то найбільш визнаним на сьогодні є визначення Д. Тимофєєва (1974), в якому цей термін виступає загальним, що об’єднує різні стадії розвитку, а також різні механізми вирівнювання: “Поверхность выравнивания – это относительно выровненные экзогенными процессами денудационные и аккумулятивные территории в горах и на платформенных равнинах, возникающие на определенных этапах геоморфологического развития в

умовляють ітоговий подавлення ендогенних сил екзогенними. Требує для свого зародження фаз відносно спокійної тектонічної життя... По механізмі формування можуть бути пенепленізованими, педипленізованими або перехідними” (Тимофєєв, 1974, стр. 31).

Широко використовується термін “полігенетичні поверхні вирівнювання” (Мещеряков, 1964, 1965), які формуються комплексом екзогенних процесів. В Українських Карпатах до полігенетичних були віднесені денудаційно-аккумулятивні поверхні у Передкарпатті (Кравчук, 1971). У цьому регіоні вперше були виділені денудаційні поверхні (педименти) вздовж краю гір, які зливалися з денудаційно-аккумулятивною поверхнею Лоевої. Подібну ситуацію зустрічаємо також на Закарпатті в межах Солотвинської і Мукачівської ділянок внутрішнього прогину, де ділянки педиментів чергуються з одновіковими ділянками поверхонь перекритих товщами алювіальних відкладів.

Щодо терміну “пенеплен”, який вживався багатьма дослідниками на раніших періодах вивчення рельєфу Українських Карпат, то він виникає в умовах довгих періодів тектонічного життя на передостанніх стадіях денудаційного циклу, який завершує низхідний розвиток рельєфу (Тимофєєв, 1969, 1974; Сваричевська, 1969). Пенеплени характерні для щитів і областей завершеної складчастості на неактивізованих платформах. Для молодих гірських країн вживається термін “поверхні вирівнювання”.

Але при цьому не слід ототожнювати терміни “пенеплен”, “педиплен”, “педимент”, “гласіс” з механізмами (процесами) вирівнювання. Поза всяким сумнівом, що при формуванні найдавніших поверхонь вирівнювання відбувалося як *зверху*, так і *збоку*.

Поширення поверхонь вирівнювання розглянемо по окремих регіонах, які виділяються, за дещо відмінними морфоструктурними і морфоскульптурними особливостями. Всі морфоструктурні елементи, а їм як правило відповідають таксономічні одиниці геоморфологічного районування, приурочені до тектонічних зон або покривів: Передкарпатська височина передового прогину, Закарпатська рівнина внутрішнього прогину, Скибові Карпати (флішовий Скибовий покрив), Вододільно-Верховинські Карпати (флішова зона Кросно), Полонинсько-Чорногірські Карпати (флішові покриви), Вулканічне пасмо, Мармароський кристалічний масив.

У межах Передкарпаття більшість дослідників (від Г. Тейсейра, 1933) відзначають існування двох різновікових денудаційно-аккумулятивних поверхонь: Красної і Лоевої.

Поверхня Красної зустрічається фрагментами ближче до краю гір на переважаючих абсолютних висотах 400-590 м, відносних – 140-180 м. Максимальні абсолютні і відносні висоти цієї поверхні (сьома надзаплавна тераса) зосереджені на межиріччі Лімниці–Бистриці Солотвинської в урочищі Зелений Яр (515 м) і на г. Красна (589 м).

Зустрічаються також ділянки цієї поверхні, де відсутній алювій. Серед них найбільш помітними у рельєфі є підвищення з г. Радич (519 м) у верхів'ях р. Болозівки, підвищене пасмо з вершинами Бжовач (575 м), Цепцюра (530 м), Городище (597 м), Потоки (583 м) на межиріччі Бистриці Солотвинської–Бистриці Надвірнянської. Відносні висоти цієї поверхні 160-170 м, а на межиріччі Бистриці Надвірнянської–Пруту біля краю гір – 150 м, на межиріччі Черемошу–Сірету – 140 м. Вік поверхні Красної, яка ув'язується з сьомою надзапальною терасою Дністра, вважають верхньопліоценовим.

Денудаційно-аккумулятивна поверхня Лоевої добре збереглася і займає значні площі майже на всіх межиріччях Передкарпаття. Переважні абсолютні висоти коливаються в межах 320-350 м біля долини Дністра і 400-500 м біля краю гір. Відносні висоти становлять 70-140 м. Спад абсолютних і відносних висот простежується не тільки від краю гір до Дністра, але й від межиріччя Лімниці–Бистриці Солотвинської у північно-західному і південно-східному напрямках. Вік цієї поверхні пов'язують з шостою нижньоплейстоценовою надзапальною терасою Дністра.

З часом утворення денудаційно-аккумулятивних поверхонь пов'язано також формування досить широкої смуги педиментів біля краю гір і низькогір'їв Майданського і Слободи Рунгурської (Кравчук, 1971, 1972, 1975). Абсолютні і відносні висоти педиментів збігаються з висотами поверхні Лоевої, що дає підстави вважати їх вік як пізньопліоценовий–ранньоплейстоценовий. Пізніше І. Гофштейн (1985) за аналогією із Закарпаттям і Польсько-Словацькими Карпатами вважав вік педиментів пізньопліоценовим, але при цьому не заперечував, що їх формування продовжувалося і пізніше.

За класифікацією Д. Панова (1966) педименти Передкарпаття можна віднести до делювіально-дефлюкційного типу, який характерний для областей гумідного клімату. Крім того, в умовах перезволоження поверхневих відкладів дефлюкційні процеси могли об'єднуватися із соліфлюкційними.

У Закарпатті виділяють три денудаційно-аккумулятивні поверхні вирівнювання: Ділоцьку (Скридейську), Боронявську і Шардинську (Велико-Копанську). На відміну від Передкарпаття ці поверхні вирівнювання мають місцями потужні товщі алювію. Це дало можливість точніше визначити час їх формування. Вік Ділоцької (Скридейської) поверхні О. Адаменком та ін. (1977) за дослідженнями мікрофауни в галечниках встановлено як пізньопліоценовий. Проведено також узгодження цих поверхонь з одновіковими терасами р. Тиси і долинними та передгірськими педиментами. Боронявська і Шардинська (Велико-Копанська) поверхні датовані пізнім пліоценом–раннім плейстоценом.

Після тривалого періоду вивчення поверхонь вирівнювання у гірській частині Українських Карпат залишаються неузгодженими між різними авторами питання їх кількості, умов формування і віку. Більшість дослідників вважають, що в гірській частині Карпат, так само як і в

передгір'ях, за довгу геологічну історію сформувалося декілька поверхонь вирівнювання. У Скибових і Вододільно-Верховинських Карпатах виділяють дві поверхні (Бескидську і Підбескидську), у Полонинсько-Чорногірських – три поверхні (Полонинську, Підполонинську і Кичерську). І. Гофштейн (1964, 1995) виділив із знаком питання (одновікова з Підбескидською) третю поверхню і на північно-східних схилах Покутсько-Буковинських Карпат-Карматурську.

Дуже часто поверхням вирівнювання, які простежуються на однакових абсолютних і відносних висотах, іноді й одного віку, окремі автори давали інші назви. Вважаємо, що в таких випадках цим поверхням слід залишати піонерні назви. Недоцільно було Підбескидську поверхню (Pogórsku) називати Прирічковою верхньою (Демедюк, 1982), Полонинську–Урду (Гофштейн, 1964, 1995). Зокрема термін “прирічкова поверхня” була введена словацькими геоморфологами для долинних педиментів у Західних Карпатах і пов'язана з пліоцен-плейстоценовою поверхнею О. Спиридонова і П. Цися в Українських Карпатах.

Походження поверхонь вирівнювання і механізми їх утворення в різних морфоструктурних і морфокліматичних умовах розглядаються в численних роботах. В узагальнюючій роботі Д. Тимофєєва “Терминологія поверхностей вирівнювання” (1974) нараховується біля 300 термінів і понять, які присвячені проблемі поверхонь вирівнювання.

Найкраще механізми формування поверхонь вирівнювання можна прослідкувати на поверхнях молодшого віку. В Українських Карпатах – це поверхні пліоцен-плейстоценового віку.

У формуванні поверхонь вирівнювання, крім площинної ерозії і дефлюкції, активну участь брали перигляціальні процеси. При дослідженні у Східних Карпатах Румунії І. Іоніце (1976) відзначив, що *криопланація*¹ в плейстоцені була характерна для зон, які розміщені на висотах більше 950-1000 м, а також і на нижчих висотах. *Кріопедиментація*² представлена у всій гірській зоні, але найбільш активно вона проявляється у флішовій і вулканічній зонах, де представлена численними осипними і соліфлюкційними *гласісами*³.

Перигляціальний клімат, особливо раннього і середнього плейстоцену, коли льодовики підходили близько до Карпат, сприяв активізації кріогенних процесів, які відчутно сприяли вирівнюванню рельєфу.

Аналізуючи умови створення поверхонь вирівнювання на прикладі третинних вулканів і мезозойських гір З. Пінчес (1976, Угорщина) виділив верхньопанонську і верхньопліоценову поверхні, які корелюються з Кичерською і Ділоцькою (Скридейською) на Закарпатті.

¹ *Криопланація* – вирівнювання гребенів і схилів перигляціальними процесами з утворенням вершинних плато, терас і т.п. (Маруашвілі, 1985).

² *Кріопедиментація* – вироблення морозним вивітрюванням та іншими кріонівальними процесами долинних педиментів (Маруашвілі, 1985).

³ *Гласіс* – морфологічний аналог педимента, але розвивається у відносно пухких відкладах...багато генетичних різновидів (Тимофєєв, 1974).

Поверхні вирівнювання Українських Карпат

Поверхня	Висота, м		Вік	Поверхня	Висота, м		Вік
	Абсолютна	Відносна			Абсолютна	Відносна	
Північно-східний схил (гори)				Південно-західний схил (гори)			
Прирічкова (педименти)	350-650	120-180	Верхній пліоцен	Прирічкова (педименти)	400-750	110-150	Верхній пліоцен
Підбескидська (Карматурська)	700-750	180-250	понт-пліоцен	Кичерська (Панонська)	500-750	250-450	панон-понт
Бескидська	800-1000	250-400	пізній баден	Підполонинська	900-1000	500-650	пізній баден
Полонинська	1300-1800	700-1000	бурдичал	Полонинська	1300-2000	900-1100	бурдичал
Передкарпаття (передгір'я)				Закарпаття (передгір'я)			
Лоевська	300-500	70-150	Нижній плейстоцен	Боронянська	300-350	170-200	Нижній плейстоцен
полігенетична				полігенетична			
Красненська	400-600	140-180	Верхній пліоцен	Шардинська (Велико-Копанська)	200-300	80-150	Верхній пліоцен-нижній плейстоцен
полігенетична				денудаційно-аккумулятивна			Верхній пліоцен
				Ділоцька (Скридейська)	400-500	250-300	Верхній пліоцен
				полігенетична			

Верхньопліоценовий рівень планації (педимент) на терасованих ділянках долин Середньодунайського басейну з відносними висотами 200-300 м і найвищу терасу з відносними висотами 150-200 м виділяв М. Печі (1976, Угорщина).

У формуванні облямовуючих передгірських пізньопліоцен-плейстоценових педиментів вздовж північно-східних схилів Українських Карпат активну участь брали процеси площинного змиву, дефлюкції, соліфлюкції та ін. Для Скибових Карпат і Передкарпаття, де надвиги окремих скиб одна на одну і на Передкарпатський прогин досягають 15-18 км і більше, був можливий і вплив тектонічних процесів на формування педиментів.

Д. Тимофєєв (1974) серед численних генетичних типів гласісів приводить термін *гласіс рухомий* (*glacis mobile A. Caire, 1965*). Такі гласіси розміщені перед фронтом рухомого надвигу, який активним схилом, що не відступає (а просувається вперед), і покриває тилу частину гласіса. Гласіс також рухається вперед, розширюючись за рахунок площинної денудації. Така форма рельєфу була описана французьким вченим у Телль-Атласі (Алжир). Д. Тимофєєв при цьому зазначив, що генезис і динаміка розвитку рухомих гласісів уявляється, якщо не фантастичною, то сумнівною (Тимофєєв, 1974, стор. 9).

Одним з найпоширеніших методів встановлення віку поверхонь вирівнювання, особливо для гірських областей, є метод кореляційних зв'язків між денудаційними ділянками і акумулятивними товщами, які утворилися за рахунок денудаційних ділянок в час їх вироблення (Тимофєєв, 1979). При цьому дослідженнями багатьох вчених було встановлено, що не завжди тонкоуламковий склад акумулятивних відкладів свідчить про вирівняний рельєф в областях зносу. Досить часто

точніше встановити вік поверхонь вирівнювання можна по перекриваючих відкладах.

Найбільш достовірні дані про вік поверхонь вирівнювання отримуємо тоді, коли денудаційні ділянки поверхонь вирівнювання змикаються з акумулятивними. В Українських Карпатах яскравими прикладами таких варіантів є злиття пліоцен-плейстоценових педиментів Передкарпаття і Закарпаття з одновіковими денудаційно-акумулятивними поверхнями (таблиця).

Для визначення віку давніх поверхонь вирівнювання найоб'єктивнішим методом залишається аналіз моласових відкладів Передкарпатського передового і Закарпатського внутрішнього прогинів.

Аналіз стратиграфічних схем неогену Передкарпатського і Закарпатського прогинів В. Булова та ін. (1966), Закарпатського прогину М. Петрашкевича (1966) і А. Андрєєвої-Григорович та ін. (2009) дає підстави формування *Полонинської поверхні* віднести до *нижнього міоцену (бурдигал)*, *Підполонинської* і *Бескидської* – до *середнього міоцену (пізній баден)*, *Кичерської* – до *верхнього міоцену (панон-понт)*.

Про сприятливий режим для формування поверхні вирівнювання у нижньому міоцені свідчить значна потужність глинисто-піщанистих молас стебницької світи (700-2500 м) у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і буркалівської та грушівської світ (загальна потужність 500 м) у Солотвинській депресії Закарпатського прогину. Найсприятливіші умови для формування поверхонь вирівнювання у середньому міоцені пов'язані з накопиченням глинистих молас косівської світи потужністю 200 м у Внутрішній і до 1700 м у Зовнішній зонах Передкарпатського прогину, а також глин, солей водицької, тереблянської і солотвинської світ загальною потужністю до 1400 м у Мукачівській і 200 м у Солотвинській депресіях.

Кичерська поверхня вирівнювання, яка була виділена Г. Алферьєвим в Солотвинській улоговині, а пізніше поширена на південні окраїни Полонинського хребта і Стрімчакову зону, могла сформуватися в пізньому міоцені-ранньому пліоцені. В цей період на частині Солотвинської улоговини (Моласові Карпати) був континентальний режим, хоча в її крайній західній частині відкладалися глинисті моласи кошелівської світи (потужністю до 300 м).

Формування Підбескидської поверхні на північно-східних схилах Українських Карпат пов'язували з пліоценом-нижнім (Клімашевський, 1956) або верхнім (Гофштейн, 1995). Якщо ж аналізувати корелятні відклади Передкарпатського прогину, то обов'язково звернемо увагу на глинисто-піщанисті відклади дашавської світи потужністю біля 100 м у Внутрішній і понад 3000 м у Зовнішній зонах прогину, якими завершується розріз молас. На давніших стратиграфічних схемах їх відносили до сармату.

При встановленні віку цієї поверхні у західній частині Українських Карпат зауважимо, що її існування добре підтверджується напрямком рік,

які не реагують на нинішні складки і хребти, а також численними меандрами в долинах р. Стрию, Сяну і Дністра. За такий порівняно короткий геологічний час (від верхнього пліоцену) мало ймовірно, що ріки могли так розчленувати цю поверхню. Звідси висновок, що *вік Підбескидської* поверхні можна віднести до верхнього міоцену–нижнього пліоцену.

Список літератури:

1. *Алферьев Г.П.* Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г.П. Алферьев // Тр. Львов. геол. о-ва – 1948. – Вып. 1. – С. 87-106.
2. *Андреева-Григорович А.С.* Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А.С. Андреева-Григорович, Л.Д. Понамарьова, М.Г. Приходько, В.М. Семененко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2. – С. 58-70.
3. *Гофштейн И.Д.* Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И.Д. Гофштейн. Киев, “Наукова думка”, 1995, – 84 с.
4. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Карпат / И.Д. Гофштейн. – К.: Изд-во АН УССР, 1964. – 183 с.
5. *Гофштейн И.Д.* О педиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах / И.Д. Гофштейн. Геоморфология. – М., № 2, 1985. – С. 70-77.
6. *Демедюк Н.С.* Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н.С. Демедюк // Геоморфология, – М., № 3, 1982, – С. 36-44.
7. *Ермаков Н.П.* Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат / Н.П. Ермаков // Тр. Львов. геол. о-ва, Сер. геол. – Вып. 1. – Львов, 1948.
8. *Ионица И.* Аспекты криопланиции и криопедиментации в Восточных Карпатах Румынии / И. Ионица. – Геоморфология и палеогеография (Матер. XXIII Межд. Географ. конгресса). – М.: 1976. – С. 158-159.
9. *Климашевский М.* Развитие Западных Карпат // Природа. 1956. № 7.
10. *Кожевников А.В.* Антропоген гор и предгорий юга СССР. Автор. дис. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1979. – 66 с.
11. *Кравчук Я.С.* Геоморфология Пригорганского Предкарпаття. Автор. дис. на соиск. уч. ст. канд. географ. наук. Львов, 1971. – 20 с.
12. *Кравчук Я.С.* Поверхні вирівнювання центральної частини Українського Передкарпаття / Я.С. Кравчук, Вісник Львів. у-ту, вип. 7, сер. геогр., – Львів. 1972. – С. 82-85.
13. *Кравчук Я.С.* Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат / Я.С. Кравчук, Вісник Львів. у-ту, вип. 9, сер. геогр. – 1975. – С. 93-98.
14. *Кравчук Я.С.* Геоморфология Передкарпаття / Я. Кравчук, Львів. у-т, “Меркатор”, 1999. – 187 с.
15. *Кравчук Я.* Геоморфология Скибових Карпат / Я. Кравчук, Львів, Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – 229 с.
16. *Кравчук Я.* Геоморфология Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. Кравчук, Львів, Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2008. – 187 с.
17. *Кравчук Я., Хомин Я.* Рельеф Вулканічного пасма Українських Карпат / Я. Кравчук, Я. Хомин, Львів, Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2011. – 185 с.
18. *Мещеряков Ю.А.* Политические поверхности выравнивания. – Сб. “Проблемы поверхности выравнивания”. М., “Наука”, 1964.

19. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., “Наука”, 1965.
20. *Панов Д.Г.* Общая геоморфология. Изд. “Высшая школа”, М., 1966.
21. *Печи М.* Влияние четвертичных движений земной коры на геоморфологическое развитие Среднедунайского бассейна / М. Печи. – “Геоморфология и палеогеография” (Матер. XXIII Межд. Географ. конгресса). – М.: 1976. – С. 75-77.
22. *Пинчес З.* Климатические условия образования поверхностей выравнивания на примере третичных вулканов и мезозойских гор / З. Пинчес. – “Геоморфология и палеогеография” (Матер. XXIII Межд. Географ. конгресса). – М.: 1976. – С. 77-80.
23. *Пиотровская Т.Ю.* Особенности строения рельефа горной области Закарпатья обусловленные неотектоническими движениями / Т.Ю. Пиотровская // Вест. МГУ, сер. геол. – 1964. – № 5. – С. 28-35.
24. *Раскатов Г.И.* Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. Землеведение // Сб. МОИП Нов. серия, 1957, т. 4.
25. *Спиридонов А.И.* Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат // Бюлл. отд. геолог. 1952, т. 27, вып. 1.
26. *Тимофеев Д.А.* Терминология поверхности выравнивания / Д.А. Тимофеев, – М.: Изд. “Наука”, 1974. – 86 с.
27. *Тимофеев Д.А.* Терминология денудации и склонов / Д.А. Тимофеев, – М.: Изд. “Наука”, 1978. – 241 с.
28. *Тимофеев Д.А.* Поверхности выравнивания суши / Д.А. Тимофеев, – М.: Изд. “Наука”, 1979. – 270 с.
29. *Цысь П.Н.* Этапы развития рельефа Советских Карпат // Доп. і повід. Львів. у-ту. 1952. Вип. 3. Ч. 2.
30. *Цысь П.Н.* Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат // Геол. сб. 1957, Вып. 4.
31. *Чалык В.И.* К образованию поверхностей выравнивания юго-западного склона Украинских Карпат / Чалык В.И. Наук. сб. “Поверхности выравнивания”, Вып. 1. Иркутск, Изд. Сиб. отд. АН СССР, – 1970. – С. 98.
32. *Klimaszewski M.* / Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście / Prace Inst Geogr. Warszawa, 1937. Z. 18.
33. *Mazur E.* Żilinska kotlina a priláhlé pohoria. Bratislava: Vyd-vo SAV, 1963, 213 s.
34. *Romer E.* Proba morfetrycznej analizy grzbietow Karpat Wschodnich. Lwów, 1909. Roczn. 34. R. 7-9.
35. *Sawicki L.* O mlodszych ruchach gorotworyh w Karpatah. Lwow, 1909. Roczn. 34. R. 5-6.
36. *Teisseyre H.* Powierchnia szczytowa Karpat. Prace geogr. Lwow, Warszawa, 1928. Z. 10.
37. *Teisseyre H.* Problemy morfologiczne Podkarpacia. Sraw. PIG. Warszawa, 1933. T. 7, Z. 3.

**DENUATION SURFACES IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS:
REGULARITIES OF DISTRIBUTION, MECHANISMS OF FORMING,
CORRELATION BY GENESIS AND AGE**

Yaroslav Kravchuk

The history of geomorphological denudation surfaces studies, their distribution in the different regions of the Ukrainian Carpathians are considered.

The mechanisms of denudation and denudation-accumulation surfaces forming are discussed. Especial attention is paid to correlation between the denudation-accumulation surfaces and pediments. Correlation by age have been done close to the International stratigraphics (2004).

Keywords: denudation surfaces, denudation-accumulation surfaces, pediment, Ukrainian Carpathian.

CONTEMPORARY FLOOD FREQUENCY, FLUCTUATIONS AND TRENDS OF CHANGES IN WATER DISCHARGE IN THE PIEDMONT COURSE OF THE VISTULA RIVER – GEOMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES, SOUTHERN POLAND

Adam Lajczak

Institute of Geography, Jan Kochanowski University, Kielce

Introduction

The results of regular at least several-decade-long measurements of river discharge make it possible to determine not only the trend of changes in a runoff, including multi-annual changes in water resources of the drainage basin, especially mountain once, but also runoff fluctuations of different period. The investigations of the frequency of floods, not necessarily synchronic with runoff fluctuations may comprise much longer periods than those determined by hydrological observations. The investigations concerning these problems have been carried out for over 20 years on some European rivers, including the largest river in Poland, the Vistula and its tributaries, mainly upper once (Jeż et al. 1987, Probst 1989, Babiński 1992, Gutry-Korycka, Boryczka 1993, Bogdanowicz, Stachý 1995, Stachý et al. 1996, Łajczak 1999).

The aim of this paper is to show some regularities in changes of mean annual discharge in selected water-gauging stations along the piedmont course of the Vistula at the Carpathians foreland in the period 1930s – 1995. The analysis is shown on the background of changeable in time frequency of large high water stages in this river and its mountain tributaries from the second part of the 18th century to the beginning of the 21st century.

Investigation area

The Vistula is the longest river in Poland (1047 km) and its drainage basin covers the area of 199813 km². The mean discharge at its mouth is 1100 m³ s⁻¹. The upper piedmont section of the river drains the northern slope of the Western Carpathians built mainly of flysch sediments, the southern slope of the upland area, and also the sub-Carpathians basins of lowland character. This section of the river, from the river outlet from the Carpathians to the lowland foreland, until the water-gauging station at Zawichost located directly below the outlet of the last mountain tributary, is 359 km long, and the Vistula's drainage basin until Zawichost covers an area of 50545 km². The highest and lowest altitudes in the drainage basin account to 2655 and 135 m a.s.l. The Carpathians, the upland areas, and the lowland areas, make 45, 20 i 35% respectively of the drainage basin's area until Zawichost. Total percentage of rivers draining these areas in recharging of the piedmont section of the Vistula

accounts to 80, 17 and 3% respectively (Łajczak 1999). The precipitation in this area is from 600 to over 2000 mm with a maximum value in summer months. A mean discharge of the Vistula downstream the outlet of the last mountain tributary is $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and maximum discharge is $7450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The location of the upper Vistula drainage basin in the transitional climate between the areas of oceanic and continental regime of water runoff results in occurring of large high water stages caused by rainfalls and early-spring thawing, which take place every couple of years. In the annual cycle, the largest discharge is recorded in summer, and in lower located areas in early spring. In these seasons, the largest high water stages occur, however summer high water stages reach the highest values.

The dynamics of water runoff in the Carpathian part of the Vistula drainage basin has been modified by human impact – until the half of the last century mainly by deforestation of the mountain part of the drainage basin and its agricultural colonisation, and then by forestation of this area and increasing number of water dams. The intensity of hydrological processes in rivers since the 19th century considerably depends on regulation works leading to straightening, narrowing and deepening of river channels (Łajczak 1995a).

Materials and calculation methods

The published results of hydrological measurements in the upper Vistula drainage basin including water stages and river discharges were analysed. The data concerns the period 1930s – 1995. The following hydrologic values were included in the analysis: mean annual and mean 5-year long discharges MQ, mean high discharges MHQ, annual values of the duration of overbankful water stages IN at selected measuring stations on the river. Basing on different source material, changes in the frequency of large water stages on the upper Vistula and its mountain tributaries since the second part of the 18th century were analysed. Only in this case the data series finish in 2008. The analysed hydrological parameters were calculating according to valid procedures (Łajczak 1995a, 1995b, 1999).

Frequency of large high water stages during the last 200 years

The Vistula, and especially its piedmont section influenced by the Carpathians, shows large frequency of high water stages, together with periods of the increasing water stages. According to Streck (1953, after Lambor 1962), a mean number of such hydrological events in a year accounts to 2.7, which puts the Vistula on a second position, after Danube among the rivers of Central Europe. Among the mountain tributaries of the Vistula, the Dunajec (draining the northern slope of the Tatras – the highest massif of the Western Carpathians), shows the largest flood potential as well as the most western mountains tributary of the Vistula – the Soła. Large flood potential in the piedmont section of the Vistula is conditioned by large precipitation in summer at the northern

slope of mountain ridges in Western Carpathians, which run across the most frequent inflow of humid air masses from the NW. It is also influenced by small retention of flysch drainage basins in the Carpathians, which are still considerably deforested and used in agriculture. The maximum flood discharges in summer in the piedmont section of the Vistula are larger than discharges during spring thawing high water stages and show rapid increase along this section of the river (Soja, Mrozek 1990).

The analysis of historical data since 1772 supplemented with the results of hydrological investigations in water-gauging stations carried out from the second half of the 19th century reveals that large high water stages in the piedmont section of the Vistula causing the flood in the floodplain and, after the river regulation, the flood within the narrow zone of inter-embankment, occurred in the period of the last 236 years on average every 2.5 years. In this period, until the end of the 19th century, a trend of decreasing frequency of high water stages to about one event in two years in the period 1772-1800 occurred, and to one event in about 3.3 years in the period 1860-1890. In the succeeding years until 2008, the frequency of high water stages increased again and reached about one event in 3.1 years. This process is also conditioned by human impact and represents the result of the deforestation of the mixed forest in the Carpathians which started in the 1850s, and introduction of spruce plantation. The mountain areas covered by spruce forests have a decreased conditions of the ground retention, and more often occurred there large high water stages. This situation has occurred until present times, despite the fact that after 1920 a reintroduction of the mixed forest in the mountainous part of the Vistula drainage basin started. Taking into account a criterion of large economic stages caused by floods, large high water stages in the studied section of the Vistula in the 19th century occurred once every 4.2 years, and in the 20th century (until 1972) once every 2.8 years (Punzet 1973). The frequency of large high water stages in the mountain tributaries of the Vistula draining the eastern part of the area studied is almost twice as small as in case of mountain tributaries draining the western, more elevated part of the drainage basin. Therefore the flood risk in the piedmont section of the Vistula develops most of all under the influence of mountain tributaries of the river located in the western part of the drainage basin. Extremely large high water stages called catastrophic occurred in the piedmont section of the Vistula river in the period 1870-2008 on average once every 10 years, which confirms the earlier view of Punzet (1981). Over the half of these events occurred during the last 50 years.

Large high water stages in the piedmont section of the Vistula cluster in short 2-6-year periods. Such phenomena occurs also in case of catastrophic high water stages. In some periods, high water stages may occur every year, and catastrophic stages every two years. On the other hands, between these periods there are periods of over five years when such event may not occur at all. Since 1910, a distinctive clustering of large and catastrophic high water stages occurred on average every 10 years. In majority of such clustered high water stages the stages assumed as catastrophic occurred. The last clustering of high

water stages in the studied section of the Vistula and its mountain tributaries occurred during six years in about 2000, after a 17-year period when only three large high water stages occurred. Years after 2003, represent a next period with not so frequent large high water stages occurrence.

Runoff fluctuations of different periods

The results of discharge measurements from the period 1931-1995 from six water-gauging stations located on piedmont section of the Vistula show multi-annual synchronic fluctuations of similar time of occurrence of the highest and lowest values in the size range MQ and MHQ. In these years, there was only one complete cycle of runoff fluctuations about 40-years long, with runoff maximum in about 1970, and two minimum values in about 1950 and 1990. Babiński (1992) noticed a similar character of mean annual discharges in the lower Vistula, but only until the 1980s. These fluctuations of mean annual discharges in piedmont and lower sections of the Vistula correlate with discharge changes in the neighbouring large European rivers – the lower Oder and less intensively the Elbe (Probst 1989). Such character of changes in the rivers' runoff is convergent with 35-year geoclimatic cycle in Central Europe (Jež et al. 1987). About 40- year cycle of the piedmont Vistula runoff in the values range MQ and MHQ may be correlated with the presented by Bogdanowicz and Stachý (1995) course of annual precipitation totals and the course of maximum 3-day precipitation in climatologic stations located at the mountain limit and in the mountain area in the drainage basin of the piedmont Vistula (Kraków, Rabka) in the period 1921-1992. There is also a convergence of multi-annual course of mean annual discharges of the piedmont Vistula with the described by Niedźwiedź (1995) character of annual precipitation totals in climatologic station in the neighbourhood of the Tatra massif, i.e. Zakopane in the period 1901-1990.

The smoothing of mean annual discharges from the succeeding years of the period 1931-1995 in the analysed water-gauging stations on the piedmont Vistula using a binomial 5-year filter (weights 0.06; 0.25; 0.38; 0.25; 0.06) revealed the occurrence of shorter, about 10-year discharge fluctuations (from 8 to 12 years), within the value range MQ and MHQ. These short-period fluctuations of the runoff overlap with more long-period changes of the Vistula runoff. The described hydrological situation in the piedmont Vistula is confirmed in its lower section (Babiński 1992). About 10-year discharge fluctuations are more visible in case of mean high discharges MHQ than mean discharges MQ, which may be explained by the effect of clustering of high water stages in several-year periods of similar periodicity as changes of MQ and MHQ. Probst (1989) distinguished short-periods (about 10 years) of runoff fluctuations in the lower Vistula basing on measurement data since 1901, which are convergent with runoff fluctuations in the piedmont Vistula after 1931. They are also convergent with analogical fluctuations of the runoff of the Oder, Elbe and Danube in the 20th century (Probst 1989). The obtained by the Author

results of investigations are confirmed in the presented by Stachý et al. (1996) mean moved 5-year values of the quotient MHQ/MQ in 12 water-gauging stations at large and medium-sized rivers in Poland in the period 1921-1990. Also Jeż et al. (1987) indicate the occurrence of short-period cycles in the runoff of large European rivers of the duration 12-18 years with a dominant 12-14 years and also 12-18-year cycles in precipitation with maximum in the interval 14-16 years.

In the period 1931-1995, a convergence between the occurrence of clustering of years with large and catastrophic high water stages and the occurrence of about 10-year fluctuations of the piedmont Vistula runoff took place. Similar situation occurred in the period 1996-2008. The following regularity is characteristic: the larger discharge in the range of MQ and MHQ in the distinguished 40-year runoff cycle, the runoff culmination is the most distinctively visible in about 10-year runoff cycle. Another words, about 10-year fluctuations of the piedmont Vistula runoff are the most clear in over 20-year periods marking the largest mean discharges in the 40-year cycle, and the least clear in the years with runoff shortage. Extrapolating this regularity to the past, it may be assumed that during the last ca. 140 years the succeeding large short-period increase of the piedmont Vistula runoff occurred in the 1920s and the beginning of the 1930s, and earlier – in the 1890s, when in the frame of a 40-year cycle, the Vistula runoff reached values similar to the values from the 1960s and 1970s. Assuming the distinguished time intervals of different-period runoff values, a prognosis of the next short-period increase of the piedmont Vistula runoff may be determined, which will take place in about 2010. In that time, in this section of the river as well as in the whole its run, the largest discharges in the range of MQ and MHQ will probably occur in the next 40-year cycle.

Problem of trends of runoff changes

The determination of the existence of decreasing or increasing trends in the size of the piedmont Vistula runoff since e.g. the beginning of the 20th century is difficult because of overlapping of different-period fluctuations of runoff and relatively short period (only over 70 years) of runoff measurement values. Having had the values of runoff measurements from the increasing measurement period it would give the base to distinguish even opposite trend of changes in the Vistula runoff in different years of the 20th century. Therefore different evaluations of trend changes in the runoff of the investigated section of the Vistula published in different years should not be surprising (Punzet 1973, 1981, Stachý 1984, Gutry-Korycka, Boryczka 1993, Bogdanowicz, Stachý 1995, Stachý et al. 1996). Even at present, such evaluation of the hitherto and forecasting changes in the runoff of the investigated section of the Vistula is difficult, which results from estimated evaluation of runoff fluctuations before 1931 and also from the fact, that it is difficult to forecast the consequences of contemporary climate changes in the conditions of growing

forestation of the mountain part of the Vistula drainage basin. Measurement values from the period 1931-1995 show decreasing in that period trend of changes in the size of the piedmont Vistula runoff. It is possible, that data from mean annual discharges in the succeeding years of the present 40-year runoff cycle will let to state that trend of changes in the runoff of this section of the Vistula does not show from at least 1931 either increasing or decreasing values.

Flood hazard in the conditions of regulated river

A hydrological consequence of regulation of the piedmont Vistula and its mountain tributaries is (1) a tendency of increasing of maximum water stages in the river, (2) tendency of shortening of flood wave duration and shortening the occurrence of overbankful water stages (floodplain inundation, IN) due to the increase of discharge velocity and increase of concentration of a flood wave. As a result, not all (even large) high water stages recorded in a given section of the river are recorded in its further course as overbankful water stages (Łajczak 2007).

In the piedmont section of the Vistula, post-regulating changes in the river channel morphology reached different size (Łajczak 1995a), therefore, despite a similar frequency of high water stages at mountain tributaries, the duration of overbankful water stages in the succeeding years of the period 1931-1995, are different in the analysed water-gauging stations. Despite a decreasing trend during the period of flooding the inter-embankment zone, caused by the channel deepening, still a clusterings of years may be distinguished with elongated inundation of this zone, which express about 10-year runoff fluctuations. A 40-year cycle of runoff fluctuations is visible during the inundation of inter-embankment zone only in water-gauging stations located on river sections with not advanced channel deepening.

Final remarks

In the whole course of the Vistula river, the following runoff cycles have been distinguished: 2.0-years, 3.0-3.5-years, 12.5-14.0-years, 24.0-36.5-years, 53-57-years and 159-163-years, which mainly represent the lower section of the river. The most regular are the following cycles: 3.0-3.5-years, 12.5-14.0-years and 24.0-36.5-years (Gutry-Korycka, Boryczka 1993). The distinguished 10-year runoff cycles in the piedmont Vistula correspond with 12.5-14.0-year cycles distinguished by the cited above authors. It is difficult to compare the about 40-year cycle of the piedmont Vistula with 24.0-36.5-year or 53-57-year cycles typical for the lower course of the river. Because of the fact, that estimated duration of the two earlier cycles before 1950 basing on the frequency of large and catastrophic high water stages is only approximate, the answer to the question about the duration of the next cycle (the maximum of which is

expected about 2010) may be possible after continuation of hydrological measurements.

The highest runoff in the period 1931-1995 occurred in the decade 1971-1980 (Stachý 1984), when a mean discharge in the analysed water-gauging stations was even up to 50% larger than in the decades of smaller discharge, i.e. 1941-1950 and 1981-1990. In a 10-year cycle, the highest annual discharge of the piedmont section of the Vistula may exceed the smallest annual discharge only by 25%. The results of hydrological investigations from the period 1931-1995 reveal that the most dynamic changes of the mean annual discharge of the piedmont Vistula in the range of 10- and 40-year cycles occurred in the decades showing relative surplus of the runoff, and the smallest in the decades with runoff shortage.

References

- Babiński, Z., 1992. The present-day river channel processes of the lower Vistula river. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 157, pp. 145.
- Bogdanowicz, E., J. Stachý, 1995. Changes in flood regime in Poland. Speculations or truth? *Wiadomości IMGW* 2: 23-28.
- Gutry-Korycka, M., J. Boryczka, 1993. Long-term fluctuations in components of water circulation. [In:] I. Dynowska (Ed.) *Changes in water conditions in Poland due to natural and anthropogenic processes*, p. 46-54.
- Jeż, G., P. Jokiel, K. Kożuchowski, 1987. Cyclic changes in water discharge of European rivers on the background of fluctuations in precipitation. *Wiadomości IMGW* 4: 14-22.
- Lambor, J., 1962. *Water management in dam reservoirs*, pp. 230. Warsaw.
- Łajczak, A., 1995a. The Impact of River Regulation, 1850-1990, on the Channel and Floodplain of the Upper Vistula River, Southern Poland. [In:] E.J. Hickin (Ed.) *River Geomorphology*, p. 209-233. Wiley, Chichester, UK.
- Łajczak, A., 1995b. Potential rates of the present-day overbank sedimentation in the Vistula valley at the Carpathian foreland, Southern Poland. *Quaestiones Geographicae* 17/18: 41-53.
- Łajczak, A., 1999. Contemporary transport and sedimentation of the suspended material in the Vistula river and its main tributaries. *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN* 15, pp. 215.
- Łajczak, A., 2007. River training vs. flood risk in the upper Vistula basin, Poland. *Geographia Polonica* 12: 79-96.
- Probst, J.L., 1989. Hydroclimatic Fluctuations of Some European Rivers since 1800. [In:] G.E. Petts (Ed.) *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*, p. 36-43. Chichester.
- Punzet, J., 1973. Influence of dam reservoirs on probability of occurrence of high water stages within the upper river Vistula drainage basin. *Gospodarka Wodna* 2: 46-49.
- Punzet, J., 1981. Course of river water stages within the upper Vistula drainage basin over the period 1871-1970. *Folia Geographica, ser. Geographica-Physica* 14: 5-28.
- Soja, R., T. Mrozek, 1990. Hydrological characteristics of the Vistula River. *Geographical Studies, Special Issue* 5: 45-62.

Stachý, J., 1984. Runoff of Polish rivers in the years 1971-1980 on the background of multi-annual series. *Gospodarka Wodna* 5: 138-141, and 6: 163-169.

Stachý, J., B. Fal, J. Dobrzyńska, J. Hołdakowska, 1996. High water stages in Polish rivers in the years 1951-1990. *Materiały Badawcze IMGW, ser. Hydrol. i Oceanol.* 18: 6-11.

CONTEMPORARY FLOOD FREQUENCY, FLUCTUATIONS AND TRENDS OF CHANGES IN WATER DISCHARGE IN THE PIEDMONT COURSE OF THE VISTULA RIVER – GEOMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES, SOUTHERN POLAND

Adam Lajczak

Regular measurements of river discharge in the piedmont course of the Vistula River at the foreland of the Carpathian Mountains (Southern Poland) were started after 1930. The first conclusions concerning the trends of changes of river discharge in this area related to long-term precipitation changes and human impact became formulated in the 1960s and 1970s. There were even contradictory opinions indicated the increase or decrease of water discharge. Not earlier than in the 1990s, having long enough series of measurement results, was it possible to notice true changes in trends of water discharge. Until now and since 1930 there has been one full 40-year- long cycle in water discharge, with a maximum in about 1970 and minimums in about 1950 and 1990. These fluctuations of water discharge are shown by the changes of average annual river discharges and by variable in time frequency of large high water stages. The frequency of large high-water stages increased again in the mid 1990s. There are also visible ca. 10-year fluctuations of rivers discharge caused by clustering of large high-water stages in several-year long periods. The distinguished cycles of the piedmont Vistula's discharges refer to fluctuations of the lower course of the Vistula discharge known from the literature, which are approximately 24,0–36,5 years long or 53,0–57,0 years long, as well as to the cycles 12,5–14,0 years long. They refer also to the discharge cycles recorded in other European rivers. The fluctuations are still noticeable, despite the increasing number of large dams. Increasing or decreasing trends in water discharge of the river indicated in earlier papers, referred to the time period before and after 1970, and therefore were assumed as not representative for a long term period. The present data series, even longer than 70 years, are more credible, but still not suitable enough for the prognosis of the changes of water discharge of the river in the period longer than at least half of a 40 year- long cycle.

Key words: discharge fluctuations, flood frequency, floodplain inundation, channel and floodplain remodelling, upper Vistula River, foreland of the Western Carpathian Mountains

ДУХОВНА ФУНКЦІЯ РЕЛЬЄФУ ЯК НОВИЙ АСПЕКТ СЕНСИБЕЛЬНОСТІ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Володимир Стецюк, Яна Ступник
Київський національний університет
імені Тараса Шевченка

Деякі поняття щодо інтелектуальної оцінки рельєфу як складника навколишнього середовища. У нашому розумінні, духовна (можливо – інтелектуальна, сенсибельна) функція рельєфу земної поверхні полягає у розумінні емоційного сприйняття її властивостей, які формують естетичні та етнокультурні риси ментальності певного етносу, служать причиною потягу до пізнання природи, а також втілення емоційного сприйняття у реальній практичній діяльності, як то, визначення рекреаційного ресурсу певної території, визначення естетичної цінності ландшафтів і складання рекомендацій щодо створення об'єктів природно-заповідного фонду тощо.

Духовна функція рельєфу значною мірою зумовлює потяг до пізнання природи і, зокрема, певних властивостей рельєфу земної поверхні. Такими властивостями можуть бути відомі риси рельєфу земної поверхні: *морфологія, генезис, вік, динаміка*. На наш погляд, кожна властивість може бути інтерпретована (звичайно, за певної фахової підготовки) як складова частина формування ментальності людини. Виключення складає ХХ століття, упродовж якого відбувалося, а у ХХІ продовжує відбуватися прагматизація ментальності людини і все важче стає з кожним поколінням людей розпізнати у їхній свідомості риси, набуті від спілкування з природою, у тому числі з зазначеними рисами – властивостями рельєфу земної поверхні.

Лише зовсім незначна частка населення Землі з часом буде відчувати потяг до Природи у якому б то не було вигляді: поїздка електричкою або авто за місто на вихідні, пішохідний та велосипедний туризм, полювання та риболовля, туризм, організований з тенденціями пізнання визначних пам'яток природи, екстремальні види спілкування з Природою (альпінізм, водний туризм, навколосвітні регати, повітроплавання тощо).

В різних публікаціях (Лановик М.Б., Лановик З.Б., 2006; Борсук О.А. та ін., 2004) етнічні особливості народів також розглядають в контексті з ландшафтами, де рельєфу належить провідна роль. Національний характер, звичаї народу, його мова опосередковано пов'язані з характерними особливостями території проживання. Навіть екологічні підрахунки, притаманні людству, при аналізі показують живучість стереотипів на нових територіях, на які переселився етнос. Особливості розселення різних етнічних груп на ранніх етапах становлення великою мірою визначають їхні історичні долі. Усім відомий факт, що північні

племена кельтів, вікінгів залишили про себе пам'ять як про войовничі нападницькі жорстокі етнічні групи. Це спонукає нас задуматись: що саме зробило їх такими, змусило вести завойовницький спосіб життя? Розглядаючи цю проблему, неважко помітити, що сувора оточуюча природа, в тому числі і скелястий рельєф, не тільки сформували жорсткі, строгі риси ментальності, а й створили своєрідні умови «боротьби за виживання». Щоб вижити за таких обставин, ці племена повинні були захоплювати нові території, більш придатні для проживання.

Як зазначалося у наших попередніх працях (7, 9, 11), свідченням того, що рельєф земної поверхні є основою для формування екологічної системи людини, її природним оточенням із моменту появи на світ Божий, є те, що людина ніколи не вирізняла рельєф із навколишнього ландшафту, але завжди його враховувала. Оселялась у природних печерах, гротах, рятуючись від негоди, або використовувала останці рельєфу, які височіли над навколишньою місцевістю (природні оборонні узвишся, які часто утворюються при злитті двох або декількох річок), підганяла мамонта до молодого яру із урвистими схилами, у битвах заставляла суперника зайняти не вигідну позицію. Роль рельєфу у формуванні довкілля і етнокультурних рис етносу визначена його численними згадками у народних піснях і думках, що робило рельєф земної поверхні частиною емоційного сприйняття довкілля українським народом.

Рельєф земної поверхні України значно розрізняється у її окремих регіонах, що також здавна знаходило свій вияв у характері господарської діяльності, формуванні етнічних відомостей і різноманітності культурних рис особи українця. Як рівнинна місцевість теренів України відрізняється від гірської, як височини і кряжі відрізняються від низовин, як річкові долини, захищені від вітрів, відрізняються від незатишних межиріч, так і садівництво і виноградарство затишних схилів, зручно експонованих до сонця, відрізняється від зернового господарства межиріч, а городництво на заплавах річкових долин не сплутаєш із вирощуванням цукрового буряка та інших культур на просторих ланах високих річкових терас і межиріч.

Чимало рис ментальності мешканців українських національних теренів також сформувалось під впливом властивостей гомогенності й різноманіття морфологічних, генетичних, вікових та динамічних рис рельєфу. Як естетичний елемент навколишнього ландшафту, рельєф і процеси його формування є доступними для поточного спостереження, рельєф рівнинних теренів став основою виникнення своєрідного архітектурного стилю, званого «українським бароко». Лагідність пейзажів височин і низовин на рівнинних просторах України (це зумовлено наявністю значного шару порід лесової формації, які поступово ущільнювалися і формували плавні переходи профілів між межиріччями, схилами і днищами долин), мальовничість спадистих опуклих схилів у межах Українського кристалічного щита (наслідок сталої тенденції до тектонічного підняття цієї геологічної структури), численні плавні

звивини малих і середніх річок, великих балок (наслідок тектонічних порушень і строкатості літологічних та петрографічних відмін гірських порід, відображеної у рельєфі) ставали причинами домінування спокійного і поступливого характеру етнічного українця. Видноколи українського рівнинного рельєфу давали спочинок оку втомленого трудівника, сіяли етнічні уподобання у його ментальності.

Лише місцями на загальному спокійному тлі рельєф України набуває небаченої виразності і саме у таких місцях виникають визначні етнокультурні феномени: Подільські Товтри (на їхній північній околиці – Почаївська Лавра), центральна частина Придніпровської височини (осередок формування трипільської археологічної культури), крутосхили величної канівської землі (земля, здавна шанована блискучими представниками інтелекту української нації), Словечансько-Овруцький кряж (один із центрів давньоруських земель), Святі Гори (низка пам'ятних історичних подій і вотчина Святогірської Лаври), дніпровські пороги (легендарне місце на шляху «із варяг у греки») та чимало інших пам'яток.

Як зазначає В.Н. Невський (2004), світогляд людини формується навколишнім середовищем. І лише після затвердження стійких спільнот починають додаватися нові, «внутрішні» фактори – емоції людини, яка живе в соціумі, збережена інформація і т.д. Саме середовище зумовлювало формування логіки, уяви і, в широкому сенсі, світогляду. Зазначено, що і світові релігії виникли не на випадковому підґрунті, а там де виникли певні умови, в тому числі естетико-географічні.

На певному етапі свого розвитку людство тяжіло до низькогір'я і середньогір'я. Причини цього цілком прагматичні: більш зручні місця для стоянок, матеріали для будівництва і виготовлення знарядь праці, локальні концентрації промислових тварин і рослин і т.д. Саме в невисоких горах, мабуть, людина перейшла до осілого життя. У цей час спостерігається відокремлення розрізнених осередків розселення, формування унікального різноманіття та поліцентричності мікрокультур і мов. Рельєф як основний компонент середовища проживання є одночасно і самим середовищем, й інформацією. Гірський рельєф надає світогляду, який формується у певного етносу наступних рис:

- 1) різноманітність форм та елементів рельєфу і, як наслідок, перенесення переробленого уявлення про ці різноманітності в інші області пізнання;
- 2) відчуття і уявлення про третій просторовий вимір – висоту;
- 3) бачення просторових пропорцій і формування просторового подання ритму.

Нарешті, саме гірський рельєф сприяє формуванню тієї області мислення, яка заснована на розумінні причин і наслідків природних процесів. Людина починає пояснювати природу, переконаний В. Невський, 2004). Пересування вгору-вниз супроводжуються відчутною зміною елементів рельєфу і ландшафтів взагалі. Саме періодична зміна висоти в пошуках будь-яких ресурсів допомагала людині розвивати логіку і освоїти ряд логічних операцій. Зокрема, взаємодії різних елементів кожної компоненти ландшафту, взаємодії елементів різних компонентів і їх. Висока просторова концентрація об'єктів і явищ типова тільки для гірських територій. Рівнини стали відігравати істотну роль пізніше (ймовірно, 6-8 тис. років тому), коли людина отримала відносну незалежність від несприятливих кліматичних явищ і коли на передній план вийшов вже соціальний фактор – комунікативність, обмін не тільки біологічною, але і

набутою інформацією, або знаннями. Невірно вважати, що в даному контексті явна перевага віддається гірським територіям.

Рельєф і зараз залишається важливим фактором формування світогляду, але вже у дещо іншій ролі, як засіб концентрації тем та ідей для культури і, зокрема, мистецтва.

Культурна функція рельєфу України. В Україні існує багато релігійних споруд. Всі вони розташовані в мальовничих місцях і дуже органічно вписують в місцевий пейзаж. Люди добре використовували красу рельєфу, його оглядовість, магнетизм тощо. Культурні споруди України не тільки повинні були стати об'єктами поклоніння віруючих, але і являли собою неприступні цитаделі, де вони (віруючі) могли сховатися від багатьох численних ворогів. Звідси часто і походив вибір місця їх спорудження – переважно на підвищених місцевостях, високих плато з важкодоступними урвистими високими схилами чи в амфітеатрі верхів'їв водозбору ріки, оточенні високих схилів.

Дуже виразно така тенденція простежується на прикладі культурних споруд Києва⁴, де найвідоміші і найстаріші з них перебувають на правому корінному схилі Дніпра, що представлений горбисто-хвилястою моренно-льодовиковою рівниною на крейдових та палеоген неогенових відкладах, в межах Придніпровської височини, яка в районі Києва являє собою пластово-аккумулятивну рівнину області помірного та відносно слабкого підняття. Ця структурно-геоморфологічна область слабо нахилена на захід, має поверхню, складену породами лесової формації. Найбільш підвищені її місця приурочені до відміток від 170 до 198 м. Вони відрізняються глибоким і щільним ерозійним розчленуванням. З віддаленням від Дніпра на захід ступінь розчленування поверхні зменшується, підвищується площа плоских слабо розчленованих ділянок рівнин (М. Барщевський, Р. Купраш, Ю. Швидкий, 1989).

Найвизначніші київські релігійні споруди збудовані на підвищених ділянках в мальовничих місцях, переконалися в чому можна, розглянувши декілька прикладів.

Києво-Печерська лавра (рік заснування – 1051) – одна з найбільших православних святинь України розташована в центрі Києва, в дуже мальовничому місці, на правому, високому березі Дніпра (рис. 1, 2) і займає два пагорби, які розділені глибокою улоговиною, що відкривається до Дніпра. В результаті аналізу орографічної карти Києва видно, що на північному заході знаходиться гора Левашівська (196,8 м), на заході – гора Черепанова (184,9 м). Під час заснування, в XI столітті, місцевість була вкрита лісом. І, як ми знаємо, рельєф правого корінного схилу столиці України, нависаючого над днищем долини Дніпра, за останні 2-3 століття різко змінив свій вигляд. Як можемо побачити на фото початку ХХ ст. (рис. 2), голі, часто урвисті схили, всіяні зсувними тілами з різко

⁴ - навіть місце для мусульманської мечеті, коли, здавалося б, усі пагорби Києва вже зайняті цивільними спорудами, обране і, очевидно отримане, з немалими зусиллями, на величому пагорбі – Щекавиці. Будівництво цього храму завершено 2011 року.



Рис. 1. Києво-Печерська Лавра у наші часи



Рис. 2. Києво-Печерська Лавра (публікація 1905 року)

окресленими стінками зриву, розітнуті ярами і узвозами, постають у сучасному краєвиді лагідними округлими формами, вкритими могутньою деревною рослинністю київських парків. На тлі такого сучасного рельєфу, який став значно лагіднішим у своїх морфологічних рисах, височать бані Києво-Печерської лаври, яка перебуває в ідеальній гармонії з обрисами рельєфу.

Один із найвидатніших архітектурних ансамблів Києва – **Видубицький монастир** (рис. 3, 4), заснований у другій половині XI ст., також розташований на мальовничому правому схилі Дніпра. Видубицький монастир розташований поміж двома найвищими «горами» Києва – Черепановою (184,9 м) та Бусовою (188,8 м), між якими пролягла давня балка. Саме у гирлі балки розташовані споруди монастиря. Як видно з фото шевченкових часів (рис. 4), рівень Дніпра на той час був значно нижчим, унаслідок чого простежуються фрагменти конусу виносу. На цих фрагментах, які мають вигляд терас, розташовані три найголовніших споруди монастиря. У шевченкові часи, коли зроблено представлене фото, слабка деревна рослинність відкриває спостерігачеві найменші морфологічні риси правого крутого схилу долини Дніпра. Так, у середній частині схилу правої стінки балки, яка відкривається до Дніпра, простежуються ознаки зсувних процесів (стінка зриву, тіло зсуву, воно вкрите рослинністю). Дорога уздовж Дніпра пролягає попід самим схилом і не така широка, як у даний час. Перед ближчими спорудами монастиря – відслонені (підрізані течією Дніпра у повінь) нижні частини конуса виносу.

Одна з найгарніших київських святинь - **Андріївська церква** (рис. 5, 6) збудована в 1747-1753 роках також розташована в центрі Києва на крутому правому березі Дніпра, на Андріївській горі (167,7 метра заввишки), над історичною частиною міста – Подолом. Колись Андріївська гора сполучалася із Замковою, та Андріївський узвіз їх розділив. На фото кінця XX століття (рис. 6) спостерігається незначна



Рис. 3. Видубицький монастир в наш час



Рис. 4. Видубицький монастир (шевченкові часи)

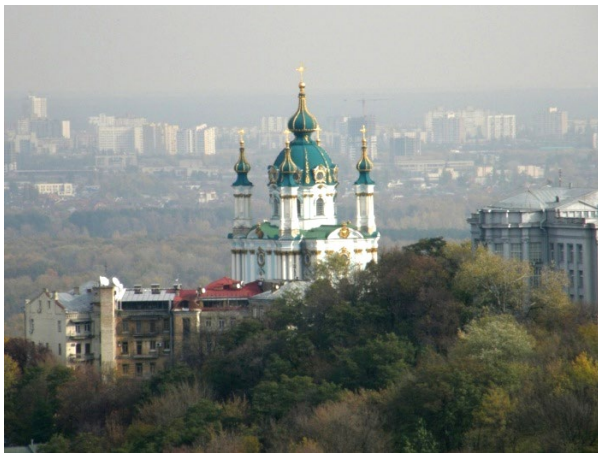


Рис. 5. Андріївська церква



Рис. 6. Вид на Андріївську церкву з Подолу (1889 рік)

рослинність, що дозволяє розгледіти морфологічні особливості Андріївської гори, можна спостерігати тіла зсувів, що вкриті рослинністю.

Церква побудована на схилі, міцність якого ускладнена джерелами при підніжжі, тому їй постійно загрожували обвали і зсуви, у зв'язку чим, частими були її ремонти унаслідок деформацій підвалин і, врешті, проведено комплекс протизсувних заходів з боку корінного схилу Дніпра.

На території України в цілому, прикладом культової функції рельєфу може слугувати ще одна з найвизначніших релігійних споруд України – *Святогірська Лавра* (рис. 7). Вона являє собою православний монастир у м. Святогорськ (Донецька область), розташований на високому правому крейдяному березі Сіверського Донця (так звані Святі Гори), оточеному лісами, полями, луками.

Святі Гори являють собою крутосхили (місцями урвища) правого корінного схилу долини р. Сіверський Донець, складені стійкими крейдовими породами, частину горбистого плато, прилягаючого до схилу та днище долини Сіверського Донця.

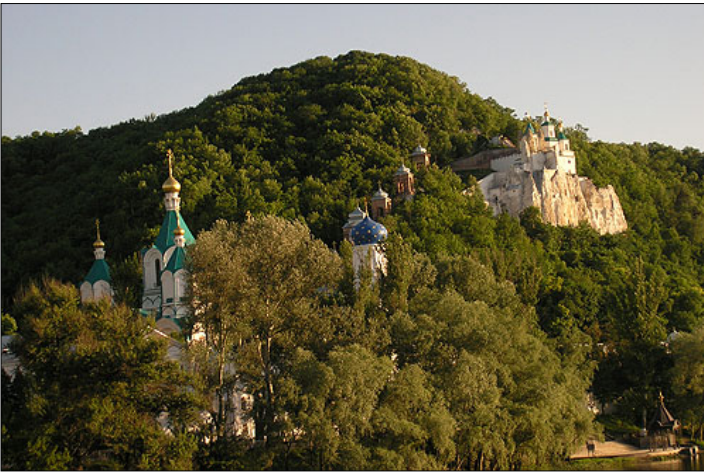


Рис. 7. Святогірська Лавра

карстових, делювіальних, еолових та кріогенних процесів часів льодовикових епох, які своєю сукупною дією «розкрили» товщу крейдових відкладів і «зберегли» її на денній поверхні у вигляді екзотичних ландшафтів гірського вигляду. Контрасти відносних перевищень земної поверхні, невластиві рівнинно-платформним регіонам Землі, аномальна крутизна правого берега, білосніжні останці, схили і скелі, складені крейдовими породами, звивистий малюнок русла річки, глибокі ерозійні форми рельєфу на крутих схилах, зайняті рослинними угрупованнями – все це зумовлює визначну цінність регіону. Природнича унікальність доповнюється монастирем. Одна тільки Миколаївська церква (вона розташована на вершині крейдової скелі) заслуговує того щоб віднести її до найкращих надбань світової культури. На терасах і біля берега Сіверського Дінця розташовані більш давні споруди монастиря.

В наш час Святі Гори є місцем, куди спрямовується потік паломників і туристів із всієї Східної Європи. Тут, на відміну від інших лавр, збереглося таке єднання з природою, такий простір, таке відчуття Бога, яке було втрачено в урбаністичному оточенні (Релігійно-інформаційна служба України).



Рис. 8. Почаївська Лавра (фото А. Івченка)

«Тектонічні підняття земної поверхні завжди викликають адекватну реакцію значного руйнівного комплексу екзогенних процесів». Цей постулат геоморфології як ніде яскраво продемонстровано на прикладі Святих Гір, де позитивні тектонічні рухи сусідньої Донецької височини викликали потужну активізацію флювіальних, схилових (гравітаційних), елювіальних,

Наступним прикладом є головний центр православ'я Західної України і остання з трьох українських лавр – **Почаївська** (рис. 8). Цей величний архітектурний ансамбль ідеально гармоніє з живописним природним ландшафтом, скелястими схилами гори і терасами. Почаївська Лавра розташована в місті Почаїв. Рельєф місцевості утворився в умовах активного та

помірного підняття – це структурно-денудаційні горстові та моноклинальні горбогір'я на деформованих неогенових відкладах, на півночі яких розташований тектонічний уступ, а на сході і північному сході – денудаційний. Почаївська Лавра розміщена на високому кам'яному пагорбі, що самотньо стоїть і підноситься над навколишньою місцевістю більше ніж на 75 метрів.

Ще одним прикладом є, хоча і маленька, але розміщена в дуже мальовничому місці, споруда – **церква Вознесіння** (рис. 9), що розташована недалеко від СМТ Форос (АР Крим). Вона стоїть на вершині Червоної скелі (Кильяс-Кая, 402 м над рівнем моря), на краю майже вертикального обриву. Рельєф місцевості відноситься до гірського, що сформувався в умовах активних новітніх вертикальних та горизонтальних рухів земної кори на консолідованих породах альпійських складчастих комплексів. Це структурно-денудаційні дрібноблокові низькогір'я на таврійському фліші. Церкву видно практично звідусіль. Унікальні за красою краєвиди, атмосфера спокою і чистоти приваблюють тисячі людей.



Рис. 9. Церква Вознесіння (фото А. Івченка)

Лавра не лишень із Підкаменем, а й із менш відомою загалу, та від цього не менш шанованою серед віруючих **Божою горою** (рис. 48), що розташована у селі Великі Бережці Кременецького району на Тернопільщині і має висоту 366 метрів. Рельєф місцевості – пластово-акумулятивні рівнини областей помірних



Рис. 10. Божья гора

Існують святині, про які говорить увесь світ, утім це аж ніяк не означає, що можна створити своєрідний список чудотворних та особливих місцин. Зовсім не парадоксом є те, що святі місця існують поряд, іноді – на виднокраї одна в іншій, як, до прикладу,

Почаївська лавра та монастир у Підкамені. Але сусідить з **Божою горою** (рис. 48), що розташована у селі Великі Бережці Кременецького району на Тернопільщині і має висоту 366 метрів. Рельєф місцевості – пластово-акумулятивні рівнини областей помірних та відносно слабкого підняття, льодовикового походження – субгоризонтальні полігенні рівнини на крейдових відкладах, а сама Гора – останець Кременецьких гір, який від основної їх гряди відділяє долина р. Ікви. Повагу пам'ятка здобула тим, що вона ще від княжих часів, з IX-X ст., була місцем подвижництва численних монахів.

Звичайно, не всі релігійні споруди розташовані на підвищенні, чи біля річок, але принаймні, існує закономірність потягу до більш мальовничих та більш незвичних місць.

Наведені матеріали є лише невеликою часткою інтерпретації рельєфу земної поверхні у потужній етнокультурній складовій довілля України, намаганням продовжити тенденцію, окреслену сучасною соціалізацією геоморфології, разом зі спробами зрозуміти господарський, ментальний, естетичний та рекреаційний зміст ролі рельєфу у різних властивостях «середовища життя людини» (8).

Список літератури:

1. Борсук О.А., Турчин Г.И., Юнак В.В. Рельеф и человек - тема в образовании и просвещении // Рельеф и человек. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 27 сентября - 1 октября 2004 г.
2. Бредихин А.В. Рекреационная геоморфология - новое направление прикладных геоморфологических исследований // Рельеф и человек. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 27 сентября - 1 октября 2004 г.
3. Геологічні пам'ятки України: У 3 т. / В.П. Безвинний, С.В. Білецький, О.Б. Боров та ін.; за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського, І.В. Антакової. – К.: ДІА, 2006. – Т. I. – 320 с.
4. Лановик М.Б., Лановик З.Б. Українська усна народна творчість. Навчальний посібник / К.: Знання-Прес, 2006.- 591 с.
5. Ликутов Е.Ю. О связи динамики и эстетики рельефа // Рельеф и человек. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 27 сентября - 1 октября 2004 г.
6. Невский В.Н. Восприятие рельефа как средство формирования особого мировоззрения человека // Рельеф и человек. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 27 сентября - 1 октября 2004 г.
7. Я.Б. Олійник, В.В. Стецюк. Природні та етнокультурні феномени України. – К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2208. – 215 с.
8. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. М.: Медиа – ПРЕСС, 2002. – 640 с.
9. Рельеф України. Навчальний посібник / [Б.О. Бахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк]; За загальною редакцією В.В. Стецюка. – К.: Видавничий дім «Слово», 2010. – 688 с.
10. Рельеф и человек: Монография (под ред. Сквитиной Т.М., Щетникова А.А.). – М.: Научный мир, 2007. – 200 с.
11. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія України : навч. посіб. / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько, Т. І. Ткаченко. - К. : Слово, 2010. - 367 с. : мал., табл.
12. Уфимцев Г.Ф. Рельеф в геоморфологии и в пейзажной живописи // Рельеф и человек. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 27 сентября - 1 октября 2004 г.

13. <http://izbornyk.org.ua/shevchenko/shev.htm> (Тарас Шевченко. Повне зібрання творів в десяти томах).
14. <http://www.photoukraine.com> (сайт Андрія Івченка).
15. <http://risu.org.ua/> (релігійно-інформаційна служба України).
16. <http://wek.kiev.ua> («Веб-енциклопедія Києва»).

THE SPIRITUAL FUNCTION OF RELIEF AS A NEW ASPECT OF SENSIBILITY IN THE GEOMORPHOLOGY

Volodymyr Stetsyuk, Yana Stupnyk

An attempt to declare some concepts of intellectual assessment of relief as a component of the environment is made in this article and in particular, expressed the possibility to regard the spiritual (intellectual, sensible) function of the relief of the earth's surface as a reasonable result of emotional perception of its properties, which form the aesthetic and ethno-cultural features of the mentality of the Ukrainian ethnic group, are the causes of craving for knowledge nature and implementation of emotional perception in real practice, such as, the definition of recreational resources of a territory, the definition of the aesthetic value of landscapes and making recommendations for the Natural Reserve Fund and so on.

Keywords: spiritual function of relief, emotional perception of relief property, recreational resource, aesthetic value of landscapes.

СВІТОВІ ТРЕНДИ «СОЦІАЛЬНОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ» НА ТЛІ ВІТЧИЗНЯНИХ ЗДОБУТКІВ

Ігор Черваньов

Харківський національний університет
імені В.Н.Каразіна

Вступ. Практично упродовж усієї своєї історії становлення і розвитку до середини 80-х рр. ХХ ст. геоморфологія, що посідає значну частину стику між геологією і географією, є природничо-науковою дисципліною. Вона традиційно дотримується ідеалів природознавства як холістичного, безсуб'єктного пізнання власного об'єкту – рельєфу земної поверхні. Саме такою вона досі залишається в уяві науковців і підручниках. Згадаємо класиків – Д.М.Соболева, Я.С.Едельштейна, І.С.Щукіна, В.Г.Бондарчука, П.Г.Цися. Це ж таки спрямування притаманне українській регіональній геоморфології [4,22]. Воно має сучасне продовження у морфоструктурному та структурно-геоморфологічному аналізі рельєфу, які зусиллями вітчизняних геоморфологів набуває дедалі більш досконалого характеру [7].

Але в середині 80-х рр. геоморфологічна наука почала дедалі більше набувати дуалістичного бачення, намагаючись розглядати рельєф по-різному відносно різних суб'єктів пізнання або діяльності, що не характерне для природознавства. Переважно на пострадянському просторі виник напрям екологічної геоморфології [6], і відтоді у вітчизняних геоморфологічних публікаціях і деяких дослідженнях намітився крен в "людиновимірну" сферу визначення ролі рельєфу в проблемах довкілля і його місця в людській діяльності. Проривним в цьому відношенні було видання в Росії (за участю в авторах провідних українських учених) двотомника "Рельєф і середовище життя", а безпосередньо в Україні – збірника праць міжнародного українсько-польсько-російського семінару, присвяченого геоморфологічним процесам і річковим системам освоєних територій [1].

Авторові цієї статті щонайближче флювіальна геоморфологія. Ця область знання більше, ніж з геологією, стикується і тісно взаємодіє з гідрологією (хоча геологія здавна використовує флювіальний геоморфогенез для ідентифікації геологічних обстановок). Але, з точки зору обґрунтування наступного викладу, важливим є те, що саме флювіальний рельєф формує і загальний вигляд, і певні характерні пейзажні особливості ландшафту, причому є стійким інваріантом останнього, бо «проглядає» крізь усі інші компоненти ландшафтної будови. Будь-які зміни цього рельєфу (наприклад, у водно-меліоративних цілях) відразу спотворюють (інколи, правда, й покращують – але рідко) вигляд ландшафту, псують природність його вигляду – отже, естетико-

психологічну принадність, і можуть навіть оцінюватися з етичного боку: чи припустимо?; чи варто?; як це вплине на світосприйняття людьми? – адже, образно кажучи, рельєф (звісно, разом з іншими фізіономічними компонентами) формує те вічно живе полотно картинного споглядання довкілля, про що так переконливо пишуть В.П.Палієнко разом з співавторами згаданого чудового двотомника [5], про що критично згадують у відомих монографіях дещо більш широкого загальногеографічного спрямування М.Д.Гродзинський, Д.М. Замятін та О.М.Ласточкін.

Мета статті – звернутися до нагальної потреби та можливостей *людиновимірного* напряму розвитку геоморфології з позиції його дуалістичного відображення, вивчення і подання для різноманітних соціальних потреб – свого роду «*соціальної геоморфології*». Адже слід зважати на те, що не просто антропогенний вплив як побічний наслідок людської діяльності, але організована робота соціуму сприймається не лише як зовнішній фактор, але як органічна складова коеволюції системи «людина-природа» у конкретно-реалістичному баченні цієї проблеми.

Слід наголосити, що за три тисячоліття до виникнення вчення про рельєф давні цивілізації запропонували й реалізували моделі такої коеволюції, використовуючи перетворення рельєфу як дійовий засіб цілеспрямованого розвитку певного регіонального соціуму (прирічкові цивілізації Єгипту, Месопотамії, Центральної та південно-східної Азії), про що нам достеменно відомо зі стародавньої історії світових цивілізацій.

Деякі стикові аспекти вітчизняної флювіальної геоморфології

Перш за все, між геоморфологією і гідрологією склалися свого роду суб'єкт-об'єктні стосунки: флювіальний процес розглядається як чинник формування рельєфу відповідного генезису, тоді як форми флювіального рельєфу виглядають у гідрології як керуючі масопереносом водного потоку, утворюючи його системне середовище. У роботах деяких учених важко буває навіть визначити, на яких позиціях вони ґрунтуються – (тобто що для них є суб'єктом, а що – об'єктом дослідження) [13]. Наприклад, монографія [2] та стаття [28] в явному вигляді об'єднують ці дві проблеми – рельєфу і стоку як складових *єдиного гідролого-геоморфологічного процесу*.

Ще одним стиковим напрямом, що отримав значний розвиток у вітчизняній науці, є ерозієзнавство. Воно, можливо, в найбільшій мірі причетне – як наукова галузь – до перетворювального аспекту геоморфології на стику з гідрологією та стосовно до відношень із суспільством, та як напрям інженерної геоморфології [10,].

До речі, саме від ерозієзнавства розпочався, на думку автора, поступовий відхід геоморфології (укупі з відповідною гілкою гідрології) від холізму класичного природознавства. Разом з цим, стала предметом критичного обговорення парадигма природної рівноваги. На цьому тлі, приблизно протягом останньої чверті 20 століття, увійшли до наукового обігу уявлення теорії систем і синергетики про стійку невірноважність

природних систем, набуло специфічного змісту поняття геоморфосистеми як об'єкту синергетики [2,9]. В цій, новій парадигмі тотальної нерівноваженості динаміка та функціонування флювіального рельєфу характеризується незбалансованими у просторі та часі процесами надходження, транзиту, накопичення та виносу речовини і дисипації енергії. Поряд із загальновідомою функцією дисипації енергії (ентропії системи), в рельєфоутворенні почали осмислюватися протилежно спрямовані процеси – концентрації енергії, зменшення числа ступенів свободи, тобто процеси антиентропійні. Адже починаючи з водозбору відбувається морфологічно саморегульована концентрація енергії стічної води у вигляді тимчасових водотоків, з яких починається цей саморух і формуються структура й організація геоморфосистеми. Цей спонтанний порядок зменшує ентропію системи, яка замість дисипативної (розсіюючої енергію) стає концентраційною (що суперечить загальним засадам рівноважної термодинаміки – але ж вона стосується лише ізольованих систем?). Ці процеси характеризують флювіальний рельєф як ту складну нелінійну стійко нерівноважну систему, яка служить натурним об'єктом сучасної флювіального геоморфології.

Короткий тенденційний (з певним акцентом в царину інтересів автора) огляд вітчизняних публікацій свідчить: такий тісний альянс геоморфології зі суміжниками – гідрологією, ґрунтознавством, ерозіознавством – на користь не лише науці, але і практиці керування водними потоками, ерозійним процесом та гідрологічним станом місцевостей. Він мусить бути в основі прогнозування надзвичайних екологічних ситуацій, о обумовлених аномаліями поверхневого стоку, і оцінювання геоморфологічних ризиків, обумовлених сучасними процесами поверхневого стоку на рельєфі, порушеному людською діяльністю.

Нові аспекти досліджень. На сучасному етапі розвитку вітчизняної геоморфології спостерігаються наступні тенденції руху від чисто природознавчого холистичного бачення рельєфу, до визначення суб'єкт-об'єктних і інших дуалістичних відношень: рельєф як відбиття тектонічної структури; рельєф як вмістилище і колиска геоморфосистем; рельєф і діяльність людини. У таких інтерпретаціях чітко спостерігається їх багатоаспектність: рельєф одночасно і те, і інше, і третє.

Препаруючи дуалістичний підхід, слід зазначити, що він, у свою чергу, може бути поділений на такі чотири різновиди:

- об'єкт-об'єктний, коли розглядається відношення між «рельєфами» (напр., у згадуваній полігенетичній поверхні вирівнювання або парагенетичних комплексах);
- суб'єкт-об'єктний, коли все інше, що взаємодіє з рельєфом, розглядається як його середовище (морфотектонічний, морфоструктурний, морфо- скульптурний);
- об'єкт-суб'єктний, коли рельєф оцінюється як середовище людини (екологічна геоморфологія);

- суб'єкт-суб'єктний, коли беруться до уваги, наприклад, різні аспекти використання рельєфу у природокористуванні; конфлікти, ризики тощо.

Узагальнюючи, можемо сказати, що рельєф дедалі частіше розглядається у середовищі «надгеоморфологічної» квазіморфосистеми. Саме такі складні системи (звісно, без використання цієї умовної назви) є предметом останніх досліджень, здійснюваних у зарубіжному науковому світі, про що далі йтиме мова.

Дуалістичні підходи останнім часом жваво розвиваються у провідних дослідженнях та узагальненнях. Це, перш за все, екологічна геоморфологія – науковий напрямок про геоморфологічні умови, які впливають на формування екосистеми людини, на її розвиток та стійке існування, тобто коли він є об'єктом соціоекологічним і однією з найсуттєвіших підвалин геоєкології. Цей акцент пізнання флювіального рельєфу в світовій геоморфологічній літературі нещодавно узагальнено автором в окремій статті [8].

Флювіальні системи і соціум: аспекти взаємодії

Аналізуючи здобутки регіональних геоморфологічних шкіл України щодо вивчення річкових систем та гідролого-геоморфологічного процесу, слід звернутися до огляду І.П.Ковальчуком відповідних проблем на III українсько-польсько-російському семінарі (2006). До речі, саме в цій роботі є виражений соціальний аспект у використанні природних і штучних водотоків як фактора розселення на території України протягом останнього тисячоліття [4].

Загальна тенденція «блакитної революції» щодо докорінної зміни ставлення до річок співпадає з початком нового тисячоліття. Спочатку особисто І.Колдер [15], невдовзі ціла збірка наукових статей з цього приводу за редакцією П.Буна, В.Девіса, Г.Піттса [11], також М.Еверерда [20] наголосили на необхідності іншого, ніж в попередню епоху, більш ощадливого ставлення до річок планети. Натомість, збереглася традиція осмисленої зміни вигляду земної поверхні інженерно-геоморфологічними засобами [17,20,22]. У змісті публікацій чільне місце посідають заходи і потенційні можливості їх застосувань відносно оптимізації русла річки і управління його динамікою (гідролого-геоморфологічної інженерії). Цей напрям досліджень, що відомий у вітчизняній науці від класиків М.А.Веліканова, М.І.Маккавеева та Г.І.Швебса, за кордоном отримав потужний розвиток у роботах [13, 19,21,30,40,44], згадується в навчальних виданнях з інженерної геоморфології для університетів України Я.С.Кравчука та Е.Т.Палієнка.

В той же час, вимальовується ряд нових підходів відносно менеджменту річок і річкових систем [12,14,18,33], польових досліджень для цілей вивчення "віртуальних" річок, конкретних аспектів штучного формування стоку і меліоративного бачення менеджменту флювіальних систем, де річка є стокоформуючою, а штучні канали стоку (наприклад, дренажні канами) лишаються її "донорами"[23,27,34].

Як же виглядає той прикладний аспект геоморфологічної науки, який ми намагаємось подати як «соціальну геоморфологію»? Як відзначав відомий англійський геоморфолог-флювіаліст К.Грегорі (К. Gregory) ще наприкінці 70-х рр. , навіть сама геоморфологія тільки-тільки починає розуміти потенціал досліджень і характер свого застосування. А в публікаціях [24-26] він знову таки приходиться до висновку, боючим то мало що змінилося в контактах науки з громадськістю, хоча навіть декілька важливих прикладних застосувань теорії до розв'язання реальних завдань. В той же час, ставиться питання: куди і як простує флювіальна геоморфологія?[39]. Нове віяння, яке склалося на протязі останніх двох десятиліть – участь громадськості у використанні геоморфологічних знань для вирішення питань управління територіями: оцінювання значення порушень стоку [35], його відновленню [41], впливу урбанізації на річки і зворотного ефекту [24]; формування вище згадуваних штучних каналів стоку [27]. Особливого значення надається питанням екологічної геоморфології (до речі, досить відомої українському читачеві завдяки працям І.П.Ковальчука та В.М.Стецюка) – впливу на умови життя та їх оцінку населенням [37,38]. Фігурують і традиційні питання впливу видобувної промисловості, інженерних споруд, змін у землекористуванні, і середовище відновленні й т. ін. Розширився перелік наукових напрямів, націлених на використання фундаментальних результатів флювіальної геоморфології в інтересах соціуму: в оцінюваннях геоморфосистем, зокрема, у зв'язку зі збереженням стійкості русел і водних потоків; збереження екологічно цілісного довкілля, її значущості антропогенних трансформацій рельєфу для майбутніх поколінь [34]. Важливим напрямом досліджень і розробок в ключі позиції вітчизняної конструктивної географії є перехід від пасивної, констатуючої оцінки поверхневого стоку до визначення можливостей керування ним в інтересах інженерної практики – аж до і управління річкою як природно-антропогенною геосистемою і до "м'якого" керування гідролого-геоморфологічним процесом (див. [26]) . Пожвавляються дослідження, що стосуються берегових процесів, ролі прибережної рослинності ("коридорних" екосистем) в якості біоінженерного засобу управління потоками в руслах і самоочищення. Зміни в землекористуванні також досліджуються в аспекті впливу лісовідновлення на зміни руслових процесів, а також наслідків лісовідновлення на водозборі [27], що здавна було темою вітчизняної лісомеліорації (роботи Докучаєва, Висоцького, Морозова, Пастернака тощо), і оцінювання геоекологічної ролі трансформацій русел – яким чином зміна русла може впливати на частоту паводків і вірогідність їх благополучного проходження. Ці розрізнені роботи були доповнені спеціалізованими оглядами [26]. Інші публікації містять додатки для конкретних типів районів, таких як міське середовище, гуманітарні аспекти "геоморфологічної інженерії", управління стоком, відтворення і консервації русел, а також конкретно-регіональних досліджень. Оцінюється деформуєча дія інженерної практики на вигляд

ландшафту і будову флювіальних систем, у тому числі в аспекті їх реакції на глобальні зміни.

Реанімується інтерес до гідроенергетики, але вже в аспекті екологічно чистої енергетики, також у зв'язку з проблемами впливу річкової ерозії, зміни каналів стоку на паводки. Ставляться на розгляд проблеми відкладеного в часі управління для регіонального планування і комплексного розвитку. Успішно застосовується багатокритеріальний дизайн, що поєднує інженерне проектування з біотичним, естетичним і землевпоряджувальним. Таким чином, визнається скрізь, де це можливо, певна каталітична (тобто само підсилювальна) ефективність змін у відношенні до флювіальних геоморфосистем, що змушує, на нашу думку, до більш передбачливого ставлення до них, що, звісно, вимагає більш глибокого, «над інженерного» прогнозування. Відповідні роботи наведені автором у більш широкому огляді сучасних тенденцій флювіальної «людино вимірної» геоморфології [8]).

Абсолютно невідомим у вітчизняній геоморфології і, більш того, невласним їй за спрямуванням думки є екоетичний аспект відношення між перетвореннями рельєфу і вподобаннями людей. Натомість, в західній науковій літературі розглядаються реальні проблеми, що потребують поглибленої обізнаності громадськості та етичних (інвайронментальних) оцінок наслідків інженерних перетворень рельєфу. Таких робіт вже немало, наприклад [29,36,38,]. Загальна етика ставлення до природи – це піклування, повага і відповідальність у стосунках з природно-антропогенними системами. Інакше, стверджують автори таких робіт, виглядає сумнівним вклад інженерних розробок у благополуччя системи "природа-суспільство". Ведуться навіть дискусії про те, чи мусять етичні міркування лежати в основі політики в сфері природокористування, що покладається в основу екологічного управління і розвитку людського потенціалу [63]. Чи правомірна зміна етики природно домінуючої на людину домінуючу? [31].

Все частіше кінцевим завданням вважається необхідність підвищення обізнаності політиків і широкої громадськості про екологічну значущість геоморфологічних процесів, а також дійовості можливостей геоморфології в керуванні системами навколишнього середовища. Прогрес, досягнутий в цьому відношенні, дає науці про рельєф змогу внести свій вклад в прикладні дослідження міждисциплінарних проблем різноманітними засобами. На міжнародних нарадах (у тому числі МГС, 2004; IAG, 2005) обговорювалися розробки погоджених рекомендацій міжнародних груп щодо використання знань про гідрологічні події минулого, пов'язані з рельєфом через гідролого-геоморфологічний процес, для розуміння глобальних змін сьогодення і прогнозування їх в майбутньому. Вони викладені у ряді робіт.

Висновок. Комунікаційні потреби, нагальні як засіб об'єднання зусиль природознавства, соціології та соціального керування заради досягнення певних цілей на національному, регіональному та місцевому

рівнях щодо оптимізації комплексного планування, залишаються відносно неефективними через надто ретроградну позицію геоморфології, яка не виходить за межі своєї екологічної ніші маргінальної гілки природознавства [28]. Натомість, погляд на рельєф з боків інших, ніж «фронтальне» його бачення як фізичної системи, надає геоморфології права бути і соціально значущою, естетично й навіть етично налаштованою коміркою загальнолюдських відношень з довкіллям [29]. Можливо, це надихнуло б дослідників, що намагаються знайти своє місце в сучасному суспільстві, відвойовуючи позицію у загальнолюдській свідомості, на творчі пошуки на стику концепцій – саме там, де перебуває, за статусом, географія. Побічно, це піднесло би увагу до геоморфологічної спеціальності у вищій школі й стимулювало створення нової парадигми наукового обміну і навчання (разом з використанням Web-ресурсів, ІС-технологій та інших засобів комунікації). На цьому тернистому шляху існує нагальна потреба освоєння менеджменту, PR-технологій, форм діалогу з громадськістю, опрацювання правил (у вигляді, скажімо, ДСТУ) щодо раціонального впорядкування перетворюваних рельєфів чи побудови антропогенних «квазірельєфів» за вимогами не лише інженерними, а також естетико-етичними. Інакше, нашу науку чекає згубна непопулярність в сучасному суспільстві, де домінує від'ємний соціальний відбір – беззастережно знищується чи просто зникає те, що не вважається за потрібне, а останнє все в більшій мірі визначається поглядами пересічних людей, рейтингами спеціальностей і конкурсами у виші, врешті-решт – увагою ЗМІ та соціальними мережами.

Авторові видається, що такий аспект досліджень рельєфу – через флювіальні геоморфосистеми – міг би стати одним з напрямів транскордонної співпраці учасників цього семінару: адже питання, що означені нами як предмет «соціальної геоморфології», здатні не лише поєднати доброзичливих сусідів територіально, але – що здається напрочуд важливим – також ідейно. Тут є величезна ніша естетико-психологічного оцінювання й відповідно спрямованого вдосконалення зовнішнього вигляду рельєфу у згоді з уподобаннями його «користувачів». Це, перш за все, відповідні напрямки соціальної реабілітації земель, що втратили принадність через надмірно технологічне спрямування інженерної перебудови земної поверхні. Можливо, тут є місце для отримання геоморфологією соціальної значущості в свідомості пересічної людини і зростання її рейтингу, перш за все в освітянських системах суміжних країн, які поєднуються Карпатами.

Список літератури:

1. Ерозійно-аккумулятивні процеси і річкові системи освоєних територій / III українсько-російсько-польський семінар 23-26.10.2006 р. Львів: ЛНУ ім. І.Франка. – 2006.

2. Костріков С.В., Черваньов І.Г. Дослідження самоорганізації флювіального рельєфу на засадах синергетичної парадигми сучасного природознавства. Харків: ХНУ ім. В.Н.Каразіна. 2010. – 142 с.
3. Кравчук Я. Геоморфологія Передкарпаття / Рельєф України – Львів: Меркатор, 1999. – 187 с.
4. Ковальчук І.П. Головні результати і перспективи досліджень річкових систем та ерозійно-аккумулятивних процесів на території України / Ерозійно-аккумулятивні процеси і річкові системи освоєних територій / III українсько-російсько-польський семінар 23-26.10.2006 р. Львів: ЛНУ ім. І.Франка. – 2006. – С. 263-276.
5. Палієнко Е.Т. Наукова школа інженерної та екологічної геоморфології у Київському національному університеті імені Тараса Шевченка / Палієнко Е.Т., Рудько Г.І., Сілецький Ю.А. тв. Ін. // Фізична географія та геоморфологія. 2009. № 56. С.29-40.
6. Рельєф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. 640 с.
7. Стецюк В.М. Екологічна геоморфологія. К.: Київ. у-т ім.Т.Шевченка,- 2003.- 231 с.
8. Сучасна динаміка рельєфу України /за ред. В.П.Палієнко. – К.: Наукова думка, 2005. – 267 с.
9. Черванёв И.Г. Флювиальная геоморфология: прикладные акценты мирового развития (обзор) // Фізична географія та геоморфологія. 2010, № 57.
10. Черваньов І.Г., Костріков С.В. Флювіальні геоморфосистеми: дослідження і розробки Харківської геоморфологічної школи. Харків: ВНЦ ХНУ ім. В.Н.Каразіна, 2006. – 264 с.
11. Швецс Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. К.-Одесса: Вища школа, 1981.- 223 с.
12. Boon, P.J., Davies, B.R., Petts, G.E. (eds.). Global Perspectives on River Conservation: Science, Policy and Practice. Chichester: Wiley, 2000.
13. Brierley, G.J., Fryirs, K.. Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell, 2004.
14. Brookes, A., Recovery and restoration of some engineered British river channels / Boon, P.J., Calow, P., Petts, G.E. (eds.), River Conservation and Management. Chichester: Wiley, 1992. Pp. 337–352.
15. Brookes, A. Challenges and objectives for geomorphology in UK river management // Earth Surface Processes and Landforms 1995, 20, 593–610.
16. Calder, I.R., The Blue Revolution: Land Use and Integrated Water Resources Management. Earthscan, London. 1999.
17. Chin, A., Gregory, K.J. Managing urban river channel adjustments. // Geomorphology 2005, 69, 28–45.
18. Coates, D.R., Geomorphic engineering // Geomorphology and Engineering. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA.2000. 3–21.
19. Douglas, I., The city as an ecosystem. // Progress in Physical Geography 1981, 5, 315–367.
20. Downs, P.W., Gregory, K.J. The sensitivity of river channels to adjustment // Professional Geographer 1995. 47, 168–175.

21. Everard, M. Floodplain protection: challenges for the next millennium. In: Bailey, R.G., Jose, P.V., Sherwood, B.R. (eds.). *Experience*. Chichester: Wiley, 1998, pp. 123–149.
22. Fookes, P.G., Lee, E.M., Milligan, G. *Geomorphology for Engineers*. Whittles Publishing, Dunbeath Caithness. 2005.
23. *Geomorfologia Polski* / Ed. R. Galon. Warszawa: PWN – 1972. – T. 1, 2.
24. Gilvear, D.J., Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. // *Geomorphology*, 1999. 31, 229–245.
25. Gregory, K.J. Human activity transforming and designing river landscapes: a review perspective // *Geographica Polonica*. 2004. 77, 5–20.
26. Gregory, K.J., Benito, G. at al.(ed.). Land surface evaluation for engineering practice // *Geological Society Special Publication* 2001.18.
27. Gregory, K.J., Benito, G. Applying fluvial geomorphology to river channel management: Background for progress towards a palaeohydrology protocol // *Geomorphology* 2008, 98. 153–172
28. Lach, J., Wyzga, B., Channel incision and flow increase of the upper Wisloka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment. // *Earth Surface Processes and Landforms* 2002. 27, 445–462.
29. Lajczak A. Hidrological and geomorphological effects of river regulation, an example of Nida river, Southern Poland / *Erosion-accumulation processes and the river systems of developed territories*. Lviv – 2006. – P. 17-25.
30. Light, A., Rolston III, H., *Environmental Ethics. An Anthology*. Malden (USA): Blackwell, 2003.
31. Macklin, M.G., Parsons, A.J., Passmore Past hydrological events related to understanding global change: an ICSU Research Project // *Catena* 2006, 66, 2–13.
32. Messerli, B., Grosjean, M., Hofer, T., Nunez, L., Pfister, C., From nature-dominated to human-dominated environmental changes // *Quaternary Science Reviews* 2000.19, 459–479.
33. Mitsch, W.J., Jorgensen, S.E. *Ecological Engineering and Ecosystem Restoration*. Wiley, New York. 2004.
34. Montgomery, D.R. River management: What's best on the banks? // *Nature*., 1997, 388, 328–329.
35. Petts, G.E., *Impounded Rivers: Perspectives for Ecological Management*. Wiley, Chichester. 1984.
36. Phillips, J.D. Laws, contingencies, irreversible divergence and physical geography. // *Professional Geographer*, 2004. 56, 37–43.
37. Reed, M.G., Slaymaker, H.O. Ethics and sustainability: a preliminary perspective. *Environment and Planning*, 1993. A 25, 723–739.
38. Rhoads, B.L., Urban, M., Wilson, D., Herricks, E. Interaction between scientists and non-scientists in community-based watershed management: emergence of the concept of stream naturalization. *Environmental Management* ,1999. 24, 297–308.
39. Richards, K.W. Ethical grounds for an integrated geography. *Contemporary Meanings in Physical Geography: From what to why?* London: Arnold, 2003, pp. 233–258.
40. Smith, D.G. Fluvial geomorphology: where do we go from here? // *Geomorphology*, 1993. 7, 251–262.

41. Vitek, J.D., Giardino, J.R. (eds.). *Geomorphology: the Research Frontier and Beyond*. Amsterdam: Elsevier, 1993.
42. Williams, P.B., *River engineering versus river restoration*. ASCE Wetlands Engineering and River Restoration Conference 2001, Nevada: Reno, 2001.
43. Wohl, E.E., *Virtual Rivers: Lessons from the Mountain Rivers of the Colorado Front Range*. Yale New Haven: University Press, 2001.
44. Wolman, M.G., *Play: the handmaiden of work*. *Earth Surface // Processes and Landforms* 1995.20, 585–592.

**WORLD TRENDS OF "SOCIAL GEOMORPHOLOGY"
ON BACKGROUND OF HOME ACHIEVEMENTS
Igor Chervanyov**

Relief is all more often examined in the environment of "super-geomorphological" quasimorphosystem: dualistic interpretations of relief: as reflection of tectonic structure; as receptacles and cradles of geomorphic; especially - in connection with activity and necessities of man - up to the aspect " of ecological" ethics. It, in opinion of author, signs of origin of "social geomorphology". Such aspect of science would become the base of combining effort of natural science, sociology and social management for the sake of achievement of the sustainable development.

Key words: dualistic interpretations; quasimorphosystem; social geomorphology; sustainable development.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГИПОГЕННОГО КАРСТА В ДОЛИНЕ Р.БИЮК-КАРАСУ (ПРЕДГОРНЫЙ КРЫМ)

Геннадий Амеличев, Александр Климчук,
Елизавета Тимохина, Сергей Токарев

Украинский институт спелеологии и карстологии, Симферополь

Традиционные представления карстологии и спелеологии формировались по исследованиям карста в открытых гидрогеологических условиях, где каналовые системы формируются в зонах аэрации и полного насыщения за счет поверхностного питания от вышележащих или смежных площадей (*эпигенный* карст/спелеогенез). Глубинные карстовые полости обычно трактовались как палеокарстовые формы, сформированные в эпигенных условиях былых эпох, когда карстующиеся породы были экспонированы на поверхность или вскрыты эрозионной сетью. В настоящее время в мировой карстологии происходит растущее осознание роли и широкого распространения *гипогенного* карста/спелеогенеза, определяемого как процесс полостеобразования в гидрогеологически закрытых и полуоткрытых условиях с питанием от нижележащих толщ (Klimchouk, 2007; 2012). Гипогенный спелеогенез связан с режимами восходящей разгрузки межпластовых вод напорных водоносных горизонтов и комплексов и напорных трещинных вод зон глубинной трещиноватости.

В ходе геолого-геоморфологической эволюции воздымающихся областей стадия закрытого карста сменяется стадиями раскрытого и открытого карста. Гипогенные каналово-полостные системы становятся реликтовыми, но их структуры могут наследоваться и перерабатываться эпигенным спелеогенезом и комплексом других геоморфологических процессов. Именно такая ситуация наблюдается в настоящее время в Предгорном Крыму, где в последние годы Украинским Институтом спелеологии и карстологии выявлены и активно исследуются реликтовые карстопроявления гипогенного происхождения. Их обилие, типологическое разнообразие и хорошая экспонированность делают регион Предгорного Крыма важнейшим полигоном для апробации и развития теории гипогенного карста/спелеогенеза.

Первоначально эти исследования фокусировались на юго-западном Предгорье Крыма, где был выявлен достаточно полный комплекс атрибутивных элементов и связей, присущих гипогенным каналово-полостным системам (Климчук и др., 2009, 2011; Тимохина и др., 2011). Впоследствии они были распространены на восточную часть Предгорья (Амеличев и др., 2011). Данное сообщение посвящено описанию и интерпретации гипогенных карстопроявлений в долине р. Биюк-Карасу.

Река Биюк-Карасу является самым крупным притоком р. Салгир. Она начинается на северном склоне Крымских гор (массив Караби) и в меридиональном направлении пересекает Предгорье, уходя в Равнинный Крым. Ключевой участок расположен севернее г.Белогорск и объединяет разделенные рекой фрагменты Внутренней гряды и Южной продольной депрессии (рис. 1). В орографическом отношении Внутренняя гряда представлена выходами скал Большая и Малая Сарак-Кая, Джиркуба и г. Ак-Кая, а Южная продольная депрессия – низовьями р. Сары-Су и мелкими лево- и правобережными субсеквентными притоками р. Биюк-Карасу.

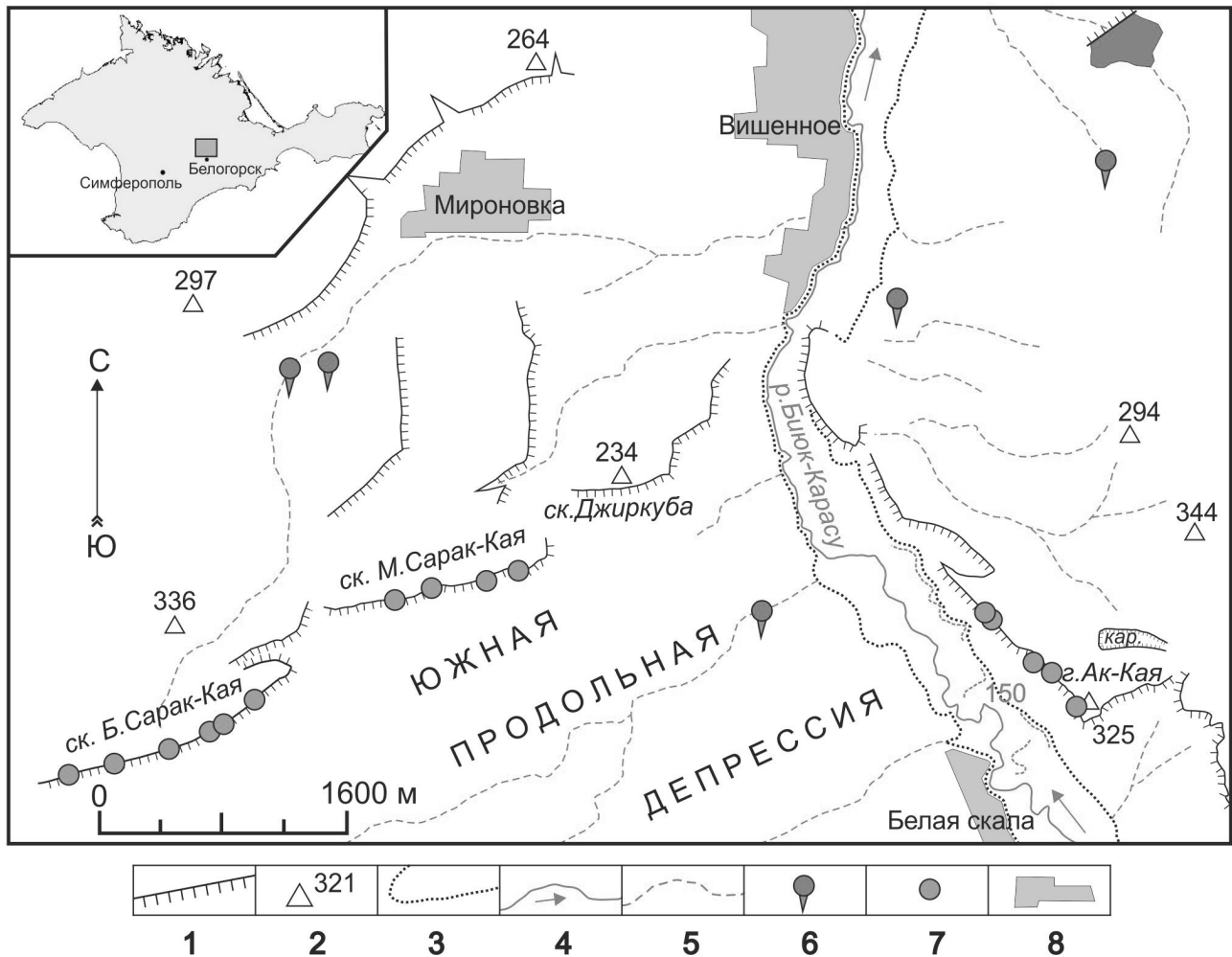


Рис. 1. Местоположение исследуемого участка долины р. Биюк-Карасу

1 – обрывы куэстовых гряд, 2 – основные высоты и их абсолютные отметки (м), 3 – границы поймы, 4 – река, 5 – овраги, балки и старицы, 6 – источники, 7 – карстовые пещеры, 8 – населенные пункты.

Структурно-геологическую основу участка составляет мезозойский коллизионный шов, возникший в результате столкновения палеотеррейна Горного Крыма с Евразией. Его элементами являются Предгорная сутура, Присутурный и Симферопольский меланжи и мощный (2-3 км) аккреционный клин, состоящий из складчато-надвигового комплекса юрских и частично нижнемеловых пород (Юдин, 2011). Венчает

геологический разрез слабо дислоцированная толща верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых преимущественно карбонатных отложений, составляющая верхний мел-кайнозойский структурный этаж. В ее пределах получили широкое развитие карстовые формы, связанные с гипогенным спелеогенезом. Участок является восточным продолжением зоны распространения гипогенных пещер, выявленных в сходных геолого-гидрогеологических условиях в долинах рр. Бештерек, Зуя и Бурульча (Амеличев и др., 2011).

Движение подземных вод осуществляется в пределах участка из внешней краевой области питания в Горном Крыму по мощной слоистой толще меловых и эоценовых отложений разной проницаемости и карстуемости, в которой среди слабо проницаемых пластов выделяются горизонты альбских, сеноманских и эоценовых карбонатных пород, обладающие коллекторскими свойствами и поддерживающие латеральный сток по падению моноклинали в субмеридиональном направлении. Толща мела и палеогена подвержена тектонической трещиноватости, сосредоточенной в линейных зонах, связанной с активизацией мезозойских надвигов в кайнозое. Это в значительной степени стимулировало восходящую разгрузку подземных вод и спелеогенез на стадии раскрытия напорной водообменной системы Восточно-Крымского предгорья.

Особую роль в формировании восходящих потоков сыграла широтно вытянутая Предгорная сутура, меланж которой является своеобразным барражем для движущихся к северу межпластовых вод. Подходя к слабопроницаемым микститам коллизионного шва, поток подземных вод, движущихся по глубоким горизонтам, вынужден был восходить по оперяющим зону с юга разрывам, пронизывая всю мел-палеогеновую толщу. В местах пересечения межпластовых водоносных горизонтов такими разрывами, поддерживалась агрессивность смешивания вод глубокого и мелких потоков. Обусловленный этим спелеогенез создал комплекс морфологически разнообразных, но функционально взаимосвязанных карстовых полостей в толще маастрихтских отложений, на их контакте с вышележащей толщей эоценовых отложений и внутри последней, ныне экспонированных в обрывах гг. Ак-Кая и Сарак-Кая. С высокой степенью вероятности можно предположить наличие аналогичных гипогенных каналово-полостных структур в погруженной по падению части разреза в местах пересечения водоносных горизонтов гидрогеологически активными разрывами и субвертикальными зонами трещиноватости.

Спелеологическое изучение ныне доступных карстовых полостей участка носило эпизодический характер. Наиболее активно оно проходило в 70-80-е гг. прошлого века, когда было выявлено более 20 пещер. Представления об их генезисе основывались на условиях раскрытости гидрогеологической структуры и экспонированности растворимых пород поверхностному питанию и внешним агентам выветривания, т.е.

ассоциировалось с условиями, близкими к современным. В ходе осуществленных нами исследований спелеологических объектов и условий их заложения и распространения был выявлен широкий спектр атрибутивных морфологических, гидрогеологических и геохимических признаков, полностью укладывающийся в рамки гипогенной концепции спелеогенеза.

Морфологический комплекс в обнажениях представлен функционально взаимосвязанными полостями и их морфоскульптурными элементами, которые имеют свои эталоны в областях развития классического гипогенного карста. Комплекс участка представлен следующим рядом: субвертикальные трещинные каналы (питающие) в толще маастрихтских мергелей, крупные уплощенные полости по контакту маастрихта и эоценовых известняков (рис. 2, *а-б*; их аналоги *в-д*), точечные и линейные трещинные каналы (фидеры) в нижней части известняков, расширенные латерально-протяженные ходы и изометричные камеры в определенных интервалах вертикальных закарстованных трещин. Среди мезоформ в полостях идентифицированы зоны губчатого растворения, восходящие стенные каналы, конвекционные ниши-карманы, свисающие со сводов скульптурные скальные выступы – остатки растворенных межполостных целиков (пенданты), потолочные меандрирующие полутрубы (рис. 2, *л*; аналоги *м-н*) и сферические купола, в т.ч. ныне вскрытые на поверхность (рис. 2, *жс*; аналог *и*) и замкнутые купола разгрузки в вышележащие слои с рассеянной проницаемостью (рис. 2, *е*; аналоги *з-к*). Большинство из этих форм демонстрируют действие свободно-конвективной циркуляции в условиях напорной системы. В зависимости от выполняемых в системе функций (питание, транзит, разгрузка), отдельные ее элементы-формы приобретают специфическую физиономию, определяющую их узнаваемость в других регионах и карстующихся породах разной литологии.

Структурные элементы карстовых полостей и зоны кавернозности демонстрируют ярко выраженный совместный лито(гидро)стратиграфический контроль и контроль субвертикальными трещинами. По наблюдениям в обнажениях, карстопроявления приурочены к местам пересечения более проницаемых карбонатных слоев и некоторых плоскостей напластования с субвертикальными трещинами, несущими морфологические и минералогические признаки гидродинамической и гидрохимической активности и закарстованности. В окрестностях Сарак-Каи латеральный (по напластованию) контроль принадлежит контакту маастрихтских песчаников и известняков эоцена и определенным слоям в толще последних. Поперечный (вертикальный) контроль осуществлялся вертикальными трещинами и линейно-локализованными зонами трещиноватости, по-видимому, сформированными как оперение сутуры в мел-кайнозойском структурном этаже. В обрывах Ак-Каи наглядно выражена сильная закарстованность пород по контакту слоя карбонатного песчаника верхнего маастрихта

(Лыгина, 2010) с вышележащим слоем эоценовых известняков, а также поперечные питающие каналы по трещинам в толще нижележащих мергелей нижнего маастрихта.

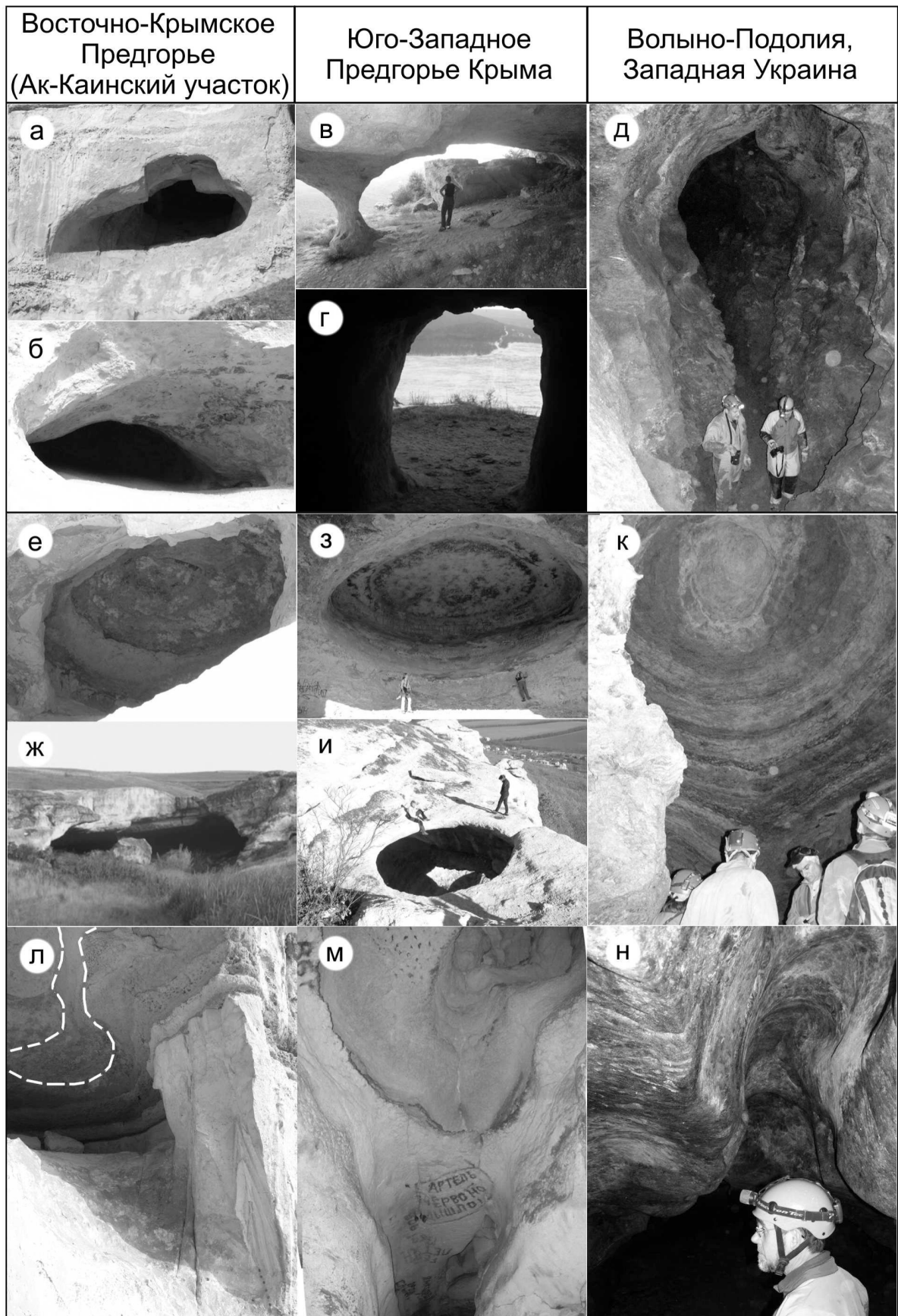


Рис. 2. Идентичность морфологических элементов участка г. Ак-Кая с формами регионов развития классического гипогенного карста (обозначения в тексте)

Таким образом, сложнопостроенные зоны гипогенного закарстования, поперечные по отношению к слоистой структуре, проводили восходящие сквозьформационные потоки, однако с развитием карстовой пустотности по проницаемым плоскостям напластования и отдельным слоям на этих уровнях происходило локальное латеральное перераспределение потоков между смежными сквозьформационными зонами. Это выражено в сильной закарстованности относительно маломощной тут эоценовой толщи и ее нижнего контакта. Латеральному перераспределению потоков в этом интервале способствовало перекрытие эоценовых известняков слабопроницаемыми майкопскими глинами, затруднявшими восходящие перетоки в сарматские известняки.

Совместный анализ характеристик закарстованности и геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий участка долины р. Биюк-Карасу позволяет уточнить и детализировать намеченную ранее (Амеличев, 2008; Климчук и др., 2009) схему региональной геоморфологической и гидрогеологической эволюции и этапов развития гипогенного карста Предгорного Крыма.

Условия для развития гипогенного карста в кайнозойских отложениях нынешнего Предгорья формировались при выводе территории в континентальные условия после периода олигоцен-миоценового морского осадконакопления с началом инфильтрационного промыва бассейна, развитием рельефа и формированием миоценовой поверхности выравнивания. В сармате территория была втянута в поднятия, в результате которых усилилась дифференциация рельефа в краевой части пра-Белогорского артезианского бассейна (структура 2-го порядка крупного Причерноморского бассейна) и оформился его моноклиальный склон. Денудационная часть миоценовой поверхности выравнивания простиралась от предгорий до линии Главной гряды (Лысенко, 1976), где формировалась раскрытая краевая область питания палеобассейна. Аккумулятивная часть располагалась на месте нынешнего предгорья и Индольской впадины. Судя по залегающим здесь коррелятным денудационной поверхности отложениям, в состав разрушающегося южного крыла моноклинали входили известняки, мергели, песчаники и глины палеогенового и мелового возраста. В этой слоистой толще пород переменной в разрезе проницаемости, относительно спокойно залегающей и простирающейся с юга на север на расстояние более 30 км с перепадом высот около 300 м, формировались латеральные потоки напорных межпластовых вод. Этапы освобождения Главной гряды от мел-палеогенового покрова частично освещены в работе Н.И. Лысенко (2002).

В послесарматское время в связи с поднятиями Горного Крыма, оживлением разрывов в надвигах Предгорной сутуры и формированием постмиоценовых сбросов (Душевский, Лысенко, 1978), секущих поперек зону меланжей, в напорной системе артезианского склона пра-

Белогорского бассейна усиливаются водообменные процессы в связи с продолжающимся раскрытием области питания, увеличением восходящей разгрузки межпластовых горизонтов в краевой области, особенно в тектонических узлах надвиговых и сбросовых разрывов. По таким разрывам в верхнюю часть разреза поступали глубинные флюиды, взаимодействуя с латеральными потоками. Здесь первоначально локализуются очаги разгрузки подземных вод на поверхность и усиливается эрозия, использующая более молодые и раскрытые субмеридиональные сбросы, в связи с чем активизируется развитие консеквентных речных долин, в частности Биюк-Карасу (участок г. Ак-Кая). Менее мощные источники краевой области разгрузки артезианского бассейна, связанные с восходящим сквозьформационным потоком по широтным разрывам вдоль меланжа Предгорной сутуры, стимулируют эрозионное развитие субсеквентных притоков и заложение Южной продольной депрессии. Период усиления эрозионного расчленения (особенно слабопроницаемой толщи майкопских глин), восходящей разгрузки и циркуляции подземных вод в течение плиоцена, следует считать временем наиболее интенсивного развития гипогенных каналово-полостных систем в разновозрастных известняках слоистой толщи.

В начале плейстоцена, когда альпийский орогенез достиг своего максимума, предгорная часть палеобассейна окончательно превращается из области аккумуляции в область размыва (Душевский, 1987). Область питания артезианского бассейна, соответствующая Главной гряде и ее северному склону, стремительно расчленяется под действием эрозии, гравитации, физического выветривания. Время и темпы денудационного раскрытия, препарирования и эрозионного расчленения отдельных карбонатных толщ и известняковых слоев (т.е. приобретение районом куэстового облика), вероятно, отличались для различных секторов Предгорья. В связи с выявлением гипогенного происхождения карстовых полостей в Предгорье и наличием в них датированных отложений кальцита разных генераций (фреатической и вадозной) появилась возможность возрастной привязки ключевых этапов гидрогеологического и геоморфологического раскрытия кайнозойской слоистой толщи. Отчасти эта возможность реализована для юго-западного сектора, где формирование палеоценовой куэсты связывается с концом среднего плейстоцена (Климчук и др., 2011). Следует отметить, что в восточном секторе Предгорья процесс раскрытия и экспонирования эоценовых и палеоценовых известняков и гипогенных карстовых систем в них еще не закончен. Местами структурный склон еще перекрыт майкопскими глинами и сарматскими известняками, Северная продольная депрессия и Внешняя гряда выражены в рельефе лишь фрагментарно. В секторах, где гряда выражена, отступление крутых склонов посредством склонового отседания блоков обуславливает вывод реликтовых гипогенных каналово-полостных структур в обрывы и экспонирование разнообразного морфологического комплекса карстопроявлений.

Таким образом, в эволюции гипогенного карста долины р. Биюк-Карасу можно выделить такие этапы: 1) *миоцен*: формирование инфильтрационной системы и условий моноклиального артезианского склона, заложение гипогенных каналово-полостных систем; 2) *конец миоцена – плиоцен – ранний плейстоцен*: раскрытие краевой области питания и артезианского склона, усиление разгрузки в предгорной области, активизация водообмена и гипогенного спелеогенеза; 3) *ранний плейстоцен – голоцен*: раскрытие и расчленение слоистой системы межпластовых напорных горизонтов, формирование куэстового рельефа и дренирование известняков, переход карстовых систем в реликтовое состояние. Следует подчеркнуть, что геоморфогенез территории в плейстоценовое время во многом контролировался структурами гипогенного карста в известняковых слоях.

Список литературы

1. Амеличев Г.Н. О возрасте и эволюции гипогенного карстообразования в Предгорном Крыму // Крымские карстовые чтения: состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований. – Симферополь, 2008. – С.17-18.
2. Амеличев Г.Н., Климчук А.Б., Тимохина Е.И. Спелеогенез в меловых и эоценовых отложениях долин рек Зуя и Бурульча (восточная часть Предгорного Крыма) // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 52-64.
3. Душевский В. П. Спелеологическая изученность Предгорно-Крымской карстовой области // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 76-77.
4. Душевский В. П., Лысенко Н. И. Возраст разрывных нарушений восточно-крымского предгорья // Бюлл. МОИП, отд. геологии. – Т.53(1), 1978. – С.51-53.
5. Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И. Карстопроявления юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза // Спелеология и карстология. – 2009. – № 2. – С. 35-53.
6. Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Определение возраста рельефа и скорости денудации юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма по карстолого-спелеологическим данным // Уч. Записки ТНУ. – Сер. География. - Т.24(63), №3, 2011. – С.55-69.
7. Лыгина Е.А. Датская и эоценовая карбонатные платформы Крыма: строение и условия формирования. – Автореф. канд. дисс. – М.: МГУ, 2010. – 24 с.
8. Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология, №1, 1976. – С. 86-90.
9. Лысенко Н.И. О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле // Природа, №1. - Симферополь, 2002. – С.2-4.
10. Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма // Уч. Записки ТНУ. – Сер. География. - Т.24(63), №3, 2011. – С.165-184.

11. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. – Симферополь: ДиАйПи, 2011. – 336 с.
12. Klimchouk A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute. Special Paper № 1. – Carlsbad, 2007. – 106 pp.
13. Klimchouk A. Speleogenesis, Hypogenic // Encyclopedia of Caves. – Chennai, 2012. – P. 748-765.

**GEOMORPHOLOGY AND PALEO GEOGRAPHY HYPOGENE KARST IN
VALLEY OF THE BIYUK-KARASU RIVER (PIEDMONT RANGE OF
CRIMEA)**

Amelichev G.N., Klimchouk A.B., Timokhina E.I., Tokarev S.V.

The paper characterizes condition of occurrence and morphology of karst features in valley of the Biyuk-Karasu river, corresponding to paleo-hydrogeological situations of the ascending flow between different aquifers of Cretaceous, Paleogene and Neogene. Age of relief of the eastern sector of the Crimean fore-mountains is assumed to be younger than in south-western sector.

Key words: karst; karst morphology; hypogene speleogenesis; paleogeography; Piedmont Range of Crimea.

ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МЕЖИБРОДСЬКОГО КОМПЛЕКСУ СКЕЛЬ У ВЕРХНЬОДНІСТЕРСЬКИХ БЕСКИДАХ

Галина Байрак, Марта Зозуля

Львівський національний університет імені Івана Франка

В Орівському підрайоні Верхньодністерських Бескидів у межиріччі Стрия і Стинавки розташовується невисокий хребет, названий Комарницькими горами. Він маркується вершинами Повзло (819,2 м), Кобура (770,6 м), Рівна гора (765,9 м), Соколовець (682,3 м) та Голий Верх (591,1) [3]. Саме на різних відроггах цього хребта розташовується найбільше скельних угруповань Українських Карпат – Ямельницькі скелі на південно-західних відроггах, біля г. Пожерниця в центральній частині і поблизу г. Погари на південно-східних відроггах.



Рис. 1. Розташування комплексу Межибродських скель.

Останній комплекс скель, названий нами Межибродський, є найменш вивченим і знаним у науково-прикладних та любительських дослідженнях. Він розташований на сході хребта, на південь від гори Соколовець. Скелі складені пісковиками ямненської світи [2]. В даному комплексі ми виділили три основні скельні групи: північно-західну, південно-східну та північно-східну, яку в свою чергу поділили на дві підгрупи (рис. 1).

Південно-східна скельна група простягається на 104 м на північний захід (3300). Масив складається з семи основних скель висотою 12,5 м, що простягаються на 72 м лінійно з північного заходу на південний схід (рис. 2). Вони розділені розколинами шириною до 2 м, азимут спрямування яких змінюється від 52° до 28°.

Першим скельним утворенням цієї групи з південного боку є окрема брила висотою до 3 м. Для неї характерні різні обриси поверхні. З південного боку стінка ускладнена велетенськими до 1,5 м у діаметрі виїмками, глибиною до 40 см. Вони утворилися в результаті з'єднання дрібних комірок (до 0,2 м). Чітко видимі гребені між дрібними комірками у межах великих виїмок. Їхнє утворення – наслідок фізичного та біогенного вивітрювання. Зі східної сторони поверхня без великих виїмок, має горбкувату структуру, середньо вивітріла. Решта стінок більш гладкі, слабше вивітрілі, вкриті мохом і лишайниками. Вершинна поверхня брили похилена на 60° схід і теж поросла мохом (рис. 3).

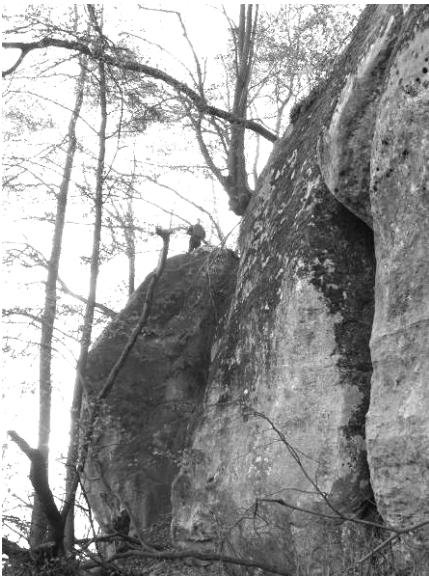


Рис. 2. Скелі південно-східної групи, середня частина схилу



Рис. 3. Брила, ускладнена виїмками на південній стінці, у першій скельній групі Комарницького комплексу

Схожі закономірності є і на інших скелях групи. Південні та східні стінки найбільш звітрені, з комірками, на затінених ділянках стінок часто зустрічаються мохи і лишайники. У тріщинах і на брівках брил проростає орляк звичайний. Вершини скель порослі березами та буками, тож із західного боку майже непомітні.

Друга скельна група група Межибродського комплексу розташована на 120 м вище по схилу. Всього налічується 12 скель висотою до 23 м, вісім з яких простягаються в північно-східному (40°) напрямі (підгрупа А), а чотири – в північно-західному (320°) (підгрупа Б). Ці підгрупи відрізняються за своєю морфологічною будовою. Скелі підгрупи А більш морфологічно однорідні. Це скельна огорожа, за класифікацією Александровіч [5]. Вона тягнеться прямою лінією вздовж хребта дещо нижче його вершини та оголюється своєю південно-східною стінкою на поверхню. Загальна довжина стінки – 35 м. Вона розчленована поперечними тріщинами ($135-140^\circ$) на окремі блоки. Ширина тріщин до 1 м, висота блоків сягає 18 м. Скелі підгрупи Б розсосереджені на привершинній ділянці хребта і відділені від попередніх утворень яром. Скельні виходи немовби пересікають хребет упоперек, оголюючись як з північно-західного та південно-східного боків, так і прямо по його центру, вивищуючись на рівні найвищих дерев. Ця підгрупа масивніша, вища від підгрупи А, з більш різномірними скельними окремостями. Вони утворюють скельну платформу на північному заході, скельну башту на південному сході і куполоподібний блок у центрі. Останній є найбільшим зі скельних окремостей, 23 м заввишки та 46 м в основі. На південно-східній стінці цієї скелі є сліди вивітрювання з дуже цікавим взаєморозташуванням комірок – групами вони утворюють наче сліди від

коріння. Діаметр цих комірок сягає 2,5 см, а тих, що розташовані згідно нашарування пластів – до 5 см (рис. 4).



Рис. 4. Скелі північно-східної групи Межибродського комплексу, гребенева частина відрогу Комарницького хребта



Рис. 5. Комірки на південно-східній стінці північно-східної скельної групи

Третя скельна група розташована західніше від описаних вище, на сусідньому відрогові хребта, на відстані близько 1,2 км від р. Стрий. На висоті 500 м на рівнем моря та до 30 м над долиною безіменного струмка, на північно-східному схилі пятого зі сходу відрогів Комарницьких гір вивищуються брили ямненського пісковика висотою до 21 м. Цей масив простягається на 70 м у північно--західному напрямі (340°) і складається з восьми блоків паралелепіпедної та одного клиноподібної (в горизонтальному розрізі) форми. Ширина південно-західної стінки найбільшого з них при основі сягає 15 м, найменшого – 1,5 м. Характерною для цієї скельної групи є асиметричність виходу на поверхню пісковиків: їх висота із заходу – 12,3 м, зі сходу – до 20,7 м. Скелі ускладнені тріщинами шириною до 0,15 м з азимутом простягання від 20° до 44° . На стінках тріщин помітні сліди озалізнення на глибину до 0,05 м. Тектонічні тріщини здебільшого наскрізні, мають прямовисні гладкі стінки. Тріщини напластування січуть пісковик під кутом 11° . Вершина скелі має нахилу у південному напрямі поверхню під кутом 40° , увінчується чудернацькими вивітрілими формами (рис. 6).

В цілому, найвищими у Межибродському скельному комплексі є скельні групи, які розташовані на найбільшій абсолютній висоті (530 м). Їхня висота 23 м (табл.1). У середніх частинах схилів висоти скель – до 19 м, а на найнижчих висотах розташовані скелі висотою в середньому 12 м.

Навіть в межах одноговідроду Комарницьких гір на прикладі двох масивів скель чітко видно цю закономірність.



Рис. 6. Звітрені вершини північно-західної скельної групи, привершинна частина схилу

Такі показники пояснюємо особливостями формування даного комплексу скель. Його утворення почалося у пізньому пліоцені після завершення тектонічних насувів і підняття пісковикових порід. Після цього відбувалася активна денудація на схилових поверхнях щойно піднятих гір, що призвело до початку оголення пісковиків ямненської і вигодської світ. Найшвидше оголювалися блоки масивного пісковика у привершинних частинах хребтів. На даний час ці скелі мають більшу висоту і значнішу вивітрілість, оскільки в них було більше геологічного часу на руйнування під впливом атмосферних агентів. Найвищі скелі мають більш різноманітні форми, як у підгрупи Б північно-східної групи (див. рис 5), ускладнені екзотичними вершинами, як у північно-західної групи (див. рис. 6), і тріщинами без заповнювача. Ці скелі втратили зв'язок зі схилом у своїй верхній і середній частині, мають характерну форму стовпів різної ширини.

Таблиця 1

Морфометричні показники Межиродських скельних груп

Назва скельної групи	Довжина скельної групи, м	Ширина, м	Абс. висота розташ. групи, м	Відносна висота, м	Азимут простягання скель, град.	Азимут простягання основних тріщин, град.
Пн-сх-Б	79	46	530	23	320 - 140	39-52
Пн-зх	72	12	525	19	340 - 160	20-44

Пн-сх-А	35	24	520	18	40 - 220	135-140
Пд-сх	104	13	500	12,5	330 - 150	28-55

Скелі в середній і нижній частинах схилів менші за висотою, кубоподібні, зі столоподібними вершинами. Вони не втратили зв'язку зі схилом, прислонені однією стінкою до його поверхні. Тріщини, якими розчленовані ці скелі, заповнені уламковим матеріалом власне зі скель і прилеглої схилу. Дані утворення, вважаємо, почали формуватися пізніше скельної групи на привершинних ділянках, що підтверджується їхньою морфологією і вивітрілістю.

Головними процесами, які сформували сучасний вигляд скельних утворень, були процеси вивітрювання і денудації. Процеси вивітрювання активно діяли в плейстоцені, коли прилегла з півночі територія була вкрита льодовиком, а в Карпатах панували субарктичні пустелі.

В даних умовах формувалися обриси і змінювалася поверхня скель. Велика амплітуда коливання добових температур зумовлювала замерзання і відтавання води у заглибленнях породи, що призводило до розтріскування монолітних брил пісковика. Різкі перепади добових температур в умовах субарктичного палеоклімату, зокрема, денне нагрівання і нічне охолодження поверхні, а також мінімум рослинного покриву на поверхні пісковиків сприяли зменшенню мінеральних зерен породи [4]. Відбувався процес десквамації породи – відшарування у вигляді лусок.

Активним було також формування поверхні скель під впливом снігових заметілей. При дуже низьких температурах вітер, змішаний зі снігом і піщинками, не гірше, ніж при пилових бурях, здатен шліфувати породу, а також «вибивати» комірочки, «виорювати» крихітні борозни [1]. Таким чином відбувалося згладжування поверхні пісковика. Також завдяки таким заметілям поступово звужувалися основи скельних «грибів».

Не менш вагомим в утворенні вигляду скель стало розмерзання та відтавання води у вже готових порах та виїмках пісковика, внаслідок чого вони розширювалися і поглиблювалися. Поглиблювалися і розсувалися також тріщини різного характеру – тектонічні і напластувальні, якими були розбиті пісковики ще до їхнього оголення, з більш монолітних скель утворювалися окремі.

У міжльодовиковий час на вигляд скель інтенсивно впливала дія крапель та потоків води від атмосферних опадів, які утворювали на скелях комірочки і вертикальні борозни, та зносили звітрений матеріал.

Великий вплив на формування скель мало біогенне вивітрювання. На поверхні межирічкових стрімчаків густо поширені мохи та лишайники, що розпушують верхній шар породи та зрештою легко

відпадають від скелі разом з цим верхнім шаром. Також руйнують скелі корені дерев, що, вростаючи корінням на похилих та горизонтальних поверхнях, ніби клинами розщеплюють породу і утворюють глибокі вертикальні тріщини.

Всі вищезгадані процеси відбуваються і тепер, проте сезонно і не так інтенсивно, як у льодовикову епоху.

На основі аналізу морфології різноманітних скельних утворень Бескидів, вважаємо, що скелі перебувають на різних стадіях зденудованості. На основі виконаних досліджень скель у Межибродах, ми виділили три ступені їхньої зруйнованості.

Середньо зденудовані форми – це достатньо масивні скелі, можуть мати окремі, які не втратили зв'язку зі схилом, з'єднані з ним основою і боковою стінкою. Обриси таких скель більш гострокутні, поверхня скель менше згладжена. Представниками цього типу є угруповання Межибродських скель на південно-східних відрогів Комарницького хребта. Південний край цієї скельної групи має більш згладжені до округлої форми обриси, очевидно через те, що територія відносно безліса і процеси вивітрювання були тут більш інтенсивніші. Скелі, розташовані далі на північний схід, більш кутасті, із сильно нерівною шершавою поверхнею.

Форми, що зденудовані вище середнього, характеризуються згладженістю кутів, більшою кількістю окремоностей, серед яких трапляються відірвані від основи внаслідок обвалів. До цього типу варто віднести скелі північно-західної групи у комплексі Межибродських скель. Вершини цих стрімчаків сильно звітрені і звужені відносно основи. Поблизу основної групи виявлено окатану брилу розміром 3,1×1,7 м, зміщену на відстань 32 м від південного краю скель.

Сильно зденудовані форми – це скелі, що мають відірваних від основи окремоностей більше, ніж таких, що творять зі схилом одне ціле. Відірвані блоки добре згладжені, часто повністю порослі мохом. Такі скелі в Межибродах розташовані у північно-східній скельній групі. Самі стрімчаки дуже відрізняються за своєю формою, тріщини між брилами місцями розширюються від 1 до 13 м. Поверхня пісковика тут вся поцяткована комірками вивітрювання та борознами. Відірвані брили сягають висоти 6,5 м, на стрімких схилах помічені окремоності, що можуть найближчим часом відірватися. Це говорить про те, що дані скельні групи були найшвидше оголені і піддані процесам вивітрювання й денудації раніше за інші утворення.

Таким чином, нами були детально досліджені морфометричні параметри та морфологічні обриси Межибродського скельного комплексу у Верхньодністерських Бескидах. За своєрідними особливостями кожної скельної групи, охарактеризовані основні чинники їхнього формування. На основі аналізу морфологічних показників встановлено, що скелі

перебувають на різних стадіях денудованості в залежності від давності оголення порід.

Список літератури:

1. Бардин В. И. Земля Королевы Мод. – М.: Молодая гвардия, 1974. – с. 256
2. Геологическая карта Украинской и Молдавской ССР. М 1:1500000. Главное управление геодезии и картографии Министерства геологии СРСР. – М., 1966.
3. Кравчук Я. С. Геоморфологія Скибових Карпат. – Львів: Видав. Центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – с. 31-35.
4. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. - М.: Недра, 1997
5. Alexandrowicz Z. Waloryzacja i funkcje srodowiska abiotycznego w systemie ochrony przyrody (na przykladzie opracowan z Karpat Polskich) // Studia Natura. – 1990. – Supl. – S.9-35.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖИБРОДСКОГО КОМПЛЕКСА СКАЛ В ВЕРХНЕДНИСТЕРСКИХ БЕСКИДАХ

Галина Байрак, Марта Зозуля

Комплекс Межибродских скал в Верхнеднестерских Бескидах на данное время слабо изученный и мало описанный. Авторы исследовали морфологические параметры скал и характеризуют их условия образования. Также классифицируют скалы за степенью их денудации.

Ключевые слова: параметры скал, формы скал, факторы формирования, степень денудационного превращения.

GEOMORPHOLOGICAL FEATURES MEZHIBRODSKOGO OF COMPLEX OF ROCKS IN VERKHNEDNISTERSKIKH BESKIDAKH

Galina Bayrak, Martha Zozulya

Complex Mezhibrodskih rocks in Verkhnednisterskikh Beskidakh on this time the not well studied and described. Authors probed the morphological parameters of rocks and characterize their terms of education. Also classify rocks after the degree of their denudation.

Keywords: parameters of rocks, forms of rocks, forming factors, degree of denudation.

УДК 551.243.8:551.4.034(438.14+477.83)

ZALEŻNOŚCI POMIĘDZY PRZESTRZENNYM ROZMIESZCZENIEM LINEAMENTÓW A CECHAMI BUDOWY GEOLOGICZNEJ I RZEŻBY ROZTOCZA W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Teresa Brzezińska-Wójcik¹, Bohdan Yavorskij², Łukasz Chabudziński¹

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS, Al. Kraśnicka 2
CD, 20-718 Lublin, Polska,

²Geograficzny Fakultet, Lvivskyy Nacionalnyy Universytet imeni I. Franka,
vul. Doroszenka 41, 79000 Lviv, Ukraina

Wprowadzenie

Roztocze, położone w annopolsko-lwowskiej strefie szwu transeuropejskiego (TESZ), znajduje się w granicach obszaru aktywnego tektonicznie w różnych okresach geologicznych. Na powierzchni ujawniają się tutaj lineamenty, spowodowane przez zjawiska mieszczące się w ogólnym pojęciu neotektonicznych i współczesnych ruchów skorupy ziemskiej (Hobbs 1904, 1912; O'Leary et al. 1976; Kowalski 1977; Гофштейн 1979; Ostaficzuk 1981; Panizza et al. 1987; Arlegui & Soriano 1996; Migoń 1996; Badura & Przybylski 1999; Zuchiewicz 2000; Zuchiewicz et al. 2009). Kompatybilność lineamentów z nieciągłymi strukturami tektonicznymi została udokumentowana w literaturze zagranicznej (m.in. Melton 1959; Howe & Thompson 1981; Cortés et al. 1998; Anisimova & Koronovsky 2007) oraz polskiej (m.in. Doktor i Graniczny 1982; Bażyński i in. 1984; Doktor et al. 1988; Graniczny & Mizerski 2003 *i literatura tam cytowana*). Zagadnienia terminologiczne związane z lineamentami zostały szeroko opisane w publikacjach zagranicznych (m.in. Hodgson 1976; Kac *et al.* 1986), a także w literaturze polskiej (m.in. Ostaficzuk 1975; Bażyński & Graniczny 1978; Bażyński *i in.* 1980; Bażyński 1982). Obszerny przegląd badań w zakresie zagadnień, związanych z technikami wykreślenia lineamentów i ich interpretacją, zawierają prace m.in. R.A. Hodgsona (1976); S. Ostaficzuka (1981); W. Zuchiewicza (2000); M. Granicznego & W. Mizerskiego (2003), M.A.A. Abarca (2006), W. Zuchiewicza i in. (2007), W. Zuchiewicza et al. (2009).

W rzeźbie Roztocza lineamenty najczęściej wyrażone są systemami wyraźnych linii, wyrażającymi proste odcinki krótkich dolin oraz krawędzi (m.in. Ostaficzuk 1975; Harasimiuk 1980; Zinko i in. 1993; ГНАТЮК 2002). Niekiedy linie orograficzne widoczne są jako stosunkowo długie (15-20 i więcej km) krawędzie i doliny różnego rzędu, uporządkowane kierunkowo.

Badaniami lineamentów w regionie Roztocza zajmowali się tak badacze polscy, jak i radzieccy oraz ukraińscy na przestrzeni kilkudziesięciu lat. W niniejszej publikacji podjęto próbę podsumowania tych badań oraz określenia kierunków dalszych prac nad lineamentami Roztocza. Jest bowiem możliwość zastosowania nowych podstaw (model DEM, stosunkowo szczegółowe dane geologiczne) do wykreślania i interpretacji lineamentów z zastosowaniem technik i narzędzi GIS.

Rozmieszczenie lineamentów a cechy budowy geologicznej i rzeźby Roztocza w świetle dotychczasowych badań

W świetle dotychczasowych badań nad lineamentami Roztocza, koncentrowano się nad analizą:

- 1) topolineamentów, wyznaczonych metodą zagęszczonych poziomic;
- 2) lineamentów, uzyskanych w wyniku interpretacji zdjęć satelitarnych oraz lotniczych i radarowych;
- 3) „rysunku” przyrodniczych kompleksów Roztocza;
- 4) numerycznego modelu terenu opracowanego na podstawie danych SRTM;
- 5) związku pomiędzy przestrzennym rozmieszczeniem lineamentów na Roztoczu a orientacją i rozmieszczeniem stref tektonicznych różnego wieku i rangi.

Topolineamenty wyznaczone metodą zagęszczonych poziomic według S. Ostaficzuka (1975). Na tle topolineamentów południowej i południowo-wschodniej Polski, wyznaczonych z map hipsometrycznych w skali 1:25 000, zredukowanych do skali 1:150 000, topolineamenty Roztocza mają długości od kilku do kilkunastu kilometrów (Ostaficzuk 1975). Wyrażają prostoliniowe ciągi różnej wielkości dolin, wzniesień i grzbietów. Poszczególne lineamenty odwzorowują uskoki o zróżnicowanych przemieszczeniach. Najbardziej liczne są lineamenty zorientowane subrównoleżnikowo, jednakże nie ma wyraźnych preferencji określonego ich kierunku. Zdaniem S. Ostaficzuka (1975) może to świadczyć o ogólnej mobilności głębokiego podłoża, przejawiającej się na powierzchni terenu w miejscach osłabienia skał (linie uskoków i ciosu, granice struktur) lub w miejscach, odpowiadających wgłębnym dylatacjom pomiędzy blokami podłoża, nad którymi gradienty przemieszczeń są największe.

Wyniki analizy topolineamentów (z mapy w skali 1:300 000), uzupełnionej lokalnie o analizę zdjęć lotniczych, pozwoliły M. Harasimiukowi (1980) wyrazić pogląd, że polska część Roztocza przedstawia mozaikę drugorzędnych, nierównomiernie wyniesionych bloków tektonicznych, miejscami przedzielonych na ogół wąskimi rowami tektonicznymi. Autor

wyróżnił 24 bloki i 9 rowów lub obniżeń tektonicznych. Z opublikowanej przez autora mapy toplineamentów wynika, że na obszarze między doliną Sanny i granicą państwową stopień pocięcia obszaru dyslokacjami dysjunktywnymi jest mniej więcej równomierny. Bardzo wyraźnie czytelne są niektóre spośród lineamentów NW-SE (Harasimiuk 1980).

W polskiej części Roztocza Rawskiego, pomiędzy Narolem a Lubyczą Królewską toplineamenty uzyskano z map hipsometrycznych w skali 1:50 000, zredukowanych do skali 1:100 000. Były one podstawą wydzielenia bloków tektonicznych (Jeziornej i Łosińca, Bełzca i Szalenika, Narola, Huty Różanieckiej oraz Lubyczy Królewskiej, Nowin Horynieckich, Moczar i Łówczy), obramowanych skarpami/krawędziami i/lub przedzielonych wąskimi dolinami. Zbiorcze zestawienie liczby i długości toplineamentów ujawnia ich przewagę w krótkich (0,5-1,0 km) dolinach i krawędziach morfologicznych w każdym z wydzielonych bloków. Przeważają lineamenty krótkich dolin, zorientowane 261-280°; podrzędnie zaznacza się kierunek 51-70°, oraz najmniej wyraźnie – 301-310°. Wśród krawędzi morfologicznych przeważają lineamenty zorientowane 311-320° oraz drugorzędnie 71-90°. Z porównania kierunków toplineamentów dolin i krawędzi z kierunkami spękań ciosowych w skałach górnokredowych wynika, że najlepiej skorelowane są azymuty 311-320° (NW-SE) oraz 71-90° (Brzezińska-Wójcik 1989/1990, 1994).

We wschodniej części Roztocza Gorajskiego, w okolicach Radeczniczy, toplineamenty uzyskano z map hipsometrycznych w skali 1:50 000, zredukowanych do skali 1:100 000. Analizą objęto linie dłuższe od 0,5 km. Przestrzenne rozmieszczenie toplineamentów pozwoliło na wydzielenie bloków tektonicznych (Teodorówki, Radeczniczy, Tokar, Chrzanowa, Branwi), obramowanych skarpami/krawędziami, a niekiedy głębokimi, wąskimi dolinami. W każdym z wydzielonych bloków dominują krótkie toplineamenty (0,5-1,0 km) dolin i krawędzi, zorientowane 281-290° i 261-270°. Mniej liczne są toplineamenty krótkich dolin o azymutach 301-310° i 61-70° (Brzezińska-Wójcik & Skowronek 1995). Kierunek 281-290° jest dobrze skorelowany z kierunkiem spękań ciosowych w skałach górnokredowych, pomierzonym przez J. Buraczyńskiego (1968).

W południowo-zachodniej strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego wykreślono toplineamenty z map hipsometrycznych w skali 1:10 000, zredukowanych fotograficznie do 1:25 000 (Brzezińska-Wójcik 1998). Otrzymano uproszczony przestrzenny obraz rozmieszczenia toplineamentów dolin i krawędzi (dłuższych od 0,5 km) w zlewniach, sklasyfikowanych według klasycznego modelu hydrograficznego. Ze zbiorczego obrazu statystycznego cech liniowych obszaru wynika, że toplineamenty dolin koncentrują się w trzech przedziałach: 281-290°, 51-70° i 311-330°. Wśród krawędzi morfologicznych wyróżniają się dwie orientacje toplineamentów 301-330° i 71-110°. Z porównania azymutów toplineamentów dolin i krawędzi z azymutami stwierdzonych uskoczków

wynika, iż do przebiegu (301-320° oraz 51-60°) struktur nieciągłych nawiązują topolineamenty dolin oraz krawędzi. Przy czym krawędzie o założeniach tektonicznych mają przebieg 301-320°. Porównanie orientacji topolineamentów z przebiegiem granic litostratygraficznych dało podstawę do wyróżnienia także krawędzi i dolin zależnych od tychże granic.

W ukraińskiej części Roztocza, J. Zinko i in. (1993), na podstawie analizy orotektonicznej stwierdzili różnice pomiędzy poprzecznymi i podłużnymi profilami morfologicznymi fragmentów krawędzi odpowiadających topolineamentom. Profil poprzeczny krawędzi wskazuje na kinematykę dyslokacji dysjunktywnych oraz na czas ich aktywizacji. Na przykład, krawędzie nawiązujące do kierunku NNW-SSE charakteryzują się profilem poprzecznym „progowym/zrębowym”, a krawędzie NW-SE – profilem prostoliniowym. Być może, w pierwszym przypadku, ujawniają się zrzutowe deformacje tektoniczne, zaś i w drugim – przesuwce. Zdaniem autorów, krawędzie oddzielające Roztocze od zapadliska przedkarpackiego zostały założone wcześniej, niż krawędzie oddzielające Roztocze od Polesia Małego.

Na Roztoczu Rawskim, Roztoczu Janowskim oraz Roztoczu Lwowskim P.M. ГНАТЮК (2002) wkreślił lineamenty z map topograficznych w skalach 1 : 50000, 1 : 25000 i 1 : 10000. Autor uporządkował lineamenty w następująco zorientowane systemy: roztoczański (NW-SE), południworoztoczański (NNE-SSW), wołyński (W-E) i lubelski (WNW-ESE), nawiązujące do uporządkowanego przebiegu dolin (Jahn 1956; Maruszczak, Sirenko 1992).

Fotolinemanty uzyskane z interpretacji zdjęć satelitarnych. W polskiej części Roztocza, stosunkowo duży związek pomiędzy kierunkami fotolineamentów (głównie dolin i krawędzi) a uskokami, znaczonymi na przekrojach geologicznych, widoczny jest w południowo-zachodniej strefie krawędziowej Roztocza Rawskiego, w okolicach Łówczy (Wilczyński 1962). Pewne uporządkowanie fotolineamentów widoczne jest również w zachodniej części Roztocza Gorajskiego. Dominuje tutaj strefa lineamentów zorientowanych NW-SE, Chodel-Turobin oraz skośnych do niej – od ENE-WSW do NNE-SSW. Z porównania przebiegu fotolineamentów z mapą anomalii grawimetrycznych wynika, że obszar anomalii dodatnich w strefie Kraśnika-Turobina jest wyraźnie obramowany fotolineamentami, których orientacja jest zgodna z przebiegiem tych anomalii (Wilczyński 1980).

Z porównania wyników interpretacji zdjęć satelitarnych z przebiegiem głównych jednostek geologicznych i tektonicznych wynika, iż w polskiej części Roztocza dominują fotolineamenty o kierunkach 300-320° (NW-SE) oraz podrzędnie 30-40° (NE-SW). Lineamenty, wyinterpretowane ze zdjęć satelitarnych HCM (Heat Capacity Mapping Mission), odpowiadają strefie głębokiego rozłamu Teisseyra-Tornquista, wskazując na współcześnie mobilne głębokie uskoki. Fotolineamenty z Landsata 4 wskazują na strefy o największym rozluźnieniu ośrodków skalnych i związane z nimi ekstremalne warunki filtracyjne (Bażyński i in. 1980, 1984). Strefa krawędziowa Roztocza rysuje się jako wiązka lineamentów ogólnie zbieżna z pograniczem

regionalnych jednostek tektonicznych w planie podkenozoicznym (Pożaryski 1979), podkredowym (Krassowska et al. 1983), podpermskim (Żelichowski i Porzycki 1983, Pożaryski i Dembowski 1983) i podkarbońskim (Żelichowski 1983).

Krótkie fotolineamenty (od 1,5 do kilku kilometrów), rozpoznano na kompozycjach barwnych Landsata 1 : 250 000 i wyciągach spektralnych 1 : 500 000 z maja 1978 roku w strefie krawędziowej Roztocza pomiędzy Frampolem i Hamernią (Jaroszewski i Piątkowska 1988). Struktury liniowe mają regionalną rozciągłość SE-NW (310-330°) i układają się w ciąg ogólnie towarzyszący strefie krawędziowej; w szczególności częściowo pokrywają się z przebiegiem tzw. krawędzi wewnętrznej tej strefy. Jednakże nie stwierdzono ścisłego odwzorowania tej strefy krawędziowej w obrazie satelitarnym. Słaba jest zbieżność przebiegu konkretnych uskoku poprzecznych NE-SW z konkretnymi lineamentami. Duże zagęszczenie lineamentów koreluje z miejscami zagęszczenia uskoku. Korelacja statystyczna kierunków satelitarnych z kierunkami ciosu jest stosunkowo słaba, oprócz kierunków SE-NW oraz ENE-WSW.

W ukraińskiej części Roztocza, J. Zinko i in. (1993) wyinterpretowali lineamenty na podstawie analizy zdjęć satelitarnych „Landsat” i „Salut” w skali 1 : 1 000 000. Wyniki interpretacji ujawniają liniowy charakter granic Roztocza. Większość z nich widoczna jest w lineamentach zorientowanych NW-SE i NNW-SSE. Ważną rolę odgrywają także lineamenty zorientowane WNW-ESE i ENE-WSW. Na Roztoczu Tomaszowskim i Lwowskim rozpoznano także lineamenty pałakowate, które mogą odwzorowywać zarówno struktury pierścieniowe, jak i brachyantyklinalne.

Wyniki analizy zdjęć satelitarnych i lotniczych rezerwatu przyrody „Roztocze” (Зінько, Чупило 1995) ujawniły jego tektoniczny charakter węzłowy. Przebieg wydzielonych lineamentów odwzorowuje wiele stwierdzonych i prawdopodobnych rozłamów tektonicznych, w tym rzeźbotwórczych, z amplitudą ponad 10 m, ograniczających duże bloki tektoniczne.

Interpretację zdjęć satelitarnych NOAA w zakresie widzialnego spektrum, oraz zdjęć serii „Kosmos” przeprowadził A.M. Коваль (1999) w celu rozpoznania zasobów ropy naftowej i gazu na Roztoczu. Lineamenty zostały rozpoznane na podstawie poziomu fototonów w różnych częściach spektrum. Najwięcej lineamentów odwzorowuje azymuty struktur liniowych w zakresach: 60-80°, 100-110°, 150-160°. Względnie niską gęstością lineamentów wyróżnia się blok morfologiczny Rawy-Ruskiej. Zdaniem autora wskazuje to na jego tektoniczne obniżanie.

Lineamenty radarowe. Próbę porównania sieci krótkich (od 0,5 do kilku km) lineamentów radarowych ze strukturą i morfotektoniką brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego i Roztocza przeprowadzili W. Jaroszewski i B. Piątkowska (1988). Z analizy wynika, że lineamenty mają płytkie założenia; linie radarowe odwzorowują sieć spękań ciosowych i rozmieszczenie drobnych

zagłębień erozyjnych. Przeważają lineamenty o kierunkach okółorównoleżnikowych; ich geneza związana jest z czynnikami powierzchniowymi. Autorzy uważają, że reprodukcja głównych trendów sieci ciosowej przez fale radarowe następuje najprawdopodobniej za pośrednictwem efektów morfologicznych anizotropii spękania (Jaroszewski & Piątkowska 1988). Ich wyrazem na Roztoczu są m.in. wyraźne linijne zagłębienia nad szczelinami poszerzonymi nietektonicznie i krasowo (Wilczyński 1962; Harasimiuk & Henkiel 1975).

Lineamenty a przestrzenne zróżnicowanie geokompleksów („rysunek krajobrazu” wg A.C. Викторова (1986)). W ukraińskiej części Roztocza, B. Mucha i in. (1993) przeanalizowali jeszcze jeden aspekt związany z przebiegiem i rozmieszczeniem lineamentów – granice geokompleksów krajobrazowych. Autorzy stwierdzili związek przestrzennego rozmieszczenia geokompleksów z przebiegiem lineamentów, widocznych na zdjęciach satelitarnych. Na przykład, dominacja lineamentów w tym lub innym kierunku w każdym z krajobrazów Roztocza odzwierciedliła się w niepowtarzalności rysunku jego uroczysk. Granice krajobrazów i regionów geomorfologicznych nawiązują do przebiegu lineamentów oraz rozłamów tektonicznych (Zinko i in. 1993). W ten sposób każdy z regionów Roztocza charakteryzuje się własnym fototonem i “rysunkiem” lineamentów.

Z drugiej strony, analiza struktury przestrzennej krajobrazów daje możliwość poszukiwania przyczyn pojawiania się cech szczególnych w ich rysunku. Okazuje się, że zwłaszcza w miejscach przecinania się lineamentów widoczne są geokompleksy szczególne. Tutaj zlokalizowane są rozległe zabagnione obniżenia oraz ostre zakola dolin rzecznych. Widoczny jest także związek pomiędzy przebiegiem dyslokacji a rozmieszczeniem form krasowych oraz krasowo-sufozyjnych (Гнатюк 2002).

Lineamenty wyinterpretowane z numerycznego modelu terenu SRTM. W obrazie lineamentów, wyinterpretowanych dla całego Roztocza, dobrze zaznaczają się strefy uskokowe mobilne tektonicznie od interglacjału mazowieckiego do dziś (Zuchiewicz i in. 2007). Reaktywację uskoków laramijskich i mioceńskich, obramowujących rowy Kotliny Kryniczanki, Wieprzowego Jeziora i Sołokiji oraz zręby Komarowa, Krynic, Tarnawatki, Majdanu Górnego i Przeorsk-Żurawce w NE części Roztocza Tomaszowskiego potwierdzają wyniki badań geologicznych i geomorfologicznych (Harasimiuk 1980; Buraczyński 1997; Brzezińska-Wójcik et al. 2007, 2010). Zróżnicowana subsydencja bloków równoległych (NW-SE; Tereszpol-Narol) i skośnych (W-E do WNW-ESE; Zwierzyniec-Krasnobród) do krawędzi Roztocza Tomaszowskiego zaznaczała się od wczesnego plejstocenu (Brzezińska-Wójcik & Superson 2004).

Związek pomiędzy przestrzennym rozmieszczeniem lineamentów na Roztoczu a orientacją i rozmieszczeniem stref tektonicznych różnego wieku i rangi. Systemy lineamentów odzwierciedlają nie tylko współczesne elementy rzeźby terenu i utworów przypowierzchniowych, ale także nieciągłości

głębszych struktur skorupy ziemskiej i formy paleorzeźby, udokumentowane zwłaszcza w ukraińskiej części Roztocza.

W strefie kontaktu Karpat Zachodnich i Wschodnich, wzdłuż powierzchni Moho, znajduje się granica struktur wczesnoproterozoicznych subpołudnikowych, bajkalsko-hercyńskich (kierunek NW) oraz alpejskich (kierunek Karpat) (Соллогуб 1986). Najlepiej jest wyrażony system lineamentów o kierunku NW. Z nim jest powiązana SW krawędź prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej (PWE), strefa T-T (TESZ), strefy strukturalne paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej (PZE) oraz rozłamy między nimi (Хоменко 1987). Generalnie, PWE charakteryzuje się strukturami przeważnie o kierunku NE i subrównoleżnikowym, a PZE – kierunkiem NW (*Лумосфера ...* 1989).

Subpołudnikowe elementy skorupy ziemskiej o podwyższonej miąższości w granicach strefy Radechowsko-Rodopskiej przecinają się z przepuszczalnie starszymi subrównoleżnikowymi elementami, najlepiej widocznymi na obszarze Białorusi i w południowej części Karpat (Чекунов 1972; Хоменко 1987). Wiek obu elementów jest proterozoiczny.

Stare są także elementy o kierunku NE, które są rozpoznane (Хоменко 1987) w Panońsko-Wołyńskim systemie lineamentów. Lineamenty tego kierunku kończą się w granicach strefy Radechowsko-Rodopskiej, albo przy krawędzi PWE, chociaż przekraczają wszystkie elementy geostrukturalne Karpat ukraińskich (Доленко, Данилович 1975) i są przedłużeniem starych rozłamów tarczy ukraińskiej (Чекунов 1972).

Wiek względny systemów lineamentów w głębszych oceniany jest różnie. Na przykład, system równoleżnikowo-południkowy może być uważany za starszy, ponieważ ujawniony jest mniej wyraźnie (Хоменко 1987). Natomiast, uskoki systemu przekątnego NW-SE i NE-SW (między innymi, strefa głębokich rozłamów Roztocko-Opolska) mogą być związane z przebiegiem strefy granitowo-metamorficznej (Знаменская 1990). Rozłamy ortogonalne mogą być w takim razie uważane za struktury późniejsze, związane z podzieleniem się skonsolidowanego fundamentu.

Różnie oceniają badacze lineamenty, ujawnione we współczesnej rzeźbie terenu Roztocza. Pochodzenie subrównoleżnikowo zorientowanych form rzeźby Małego Polesia może być związane z procesami, które zachodziły w strefie czoła lądolodu (Pawłowski 1916). Czas ujawnienia subrównoleżnikowych oraz NE rozłamów jest oceniany na koniec wczesnego pliocenu i wiązany z ostatnim etapem orogenezy karpackiej (Герасимов и др. 1967). Niektórzy autorzy wskazują, że elementy subrównoleżnikowe najlepiej czytelne na zachód i wschód od ukraińskiej części Roztocza, są zatem starsze od zorientowanych zgodnie z przebiegiem regionu Roztocza (Mucha i in. 1993). Zatem, kierunki głównych form rzeźby regionu (krawędzie Roztocza, przebieg krawędzi Podolskiej, grzędy Pobuża Pasmowego) oraz drobniejsze elementy orograficzne mają bardzo stare założenia. Można więc mówić o

aktywizacji tego albo innego systemu lineamentów (i struktur tektonicznych) w pewnych okresach rozwoju tektonicznego skorupy ziemskiej regionu.

Przegląd literatury na temat dyslokacji tektonicznych ukraińskiej części Rostocza opublikował wcześniej Б. Яворський (2007a). Związek pomiędzy głębokimi rozłamami tektonicznymi i rzeźbą regionu udokumentował także Р.М. Гнатюк (2002). Według wymienionych prac, lokalizacja form orograficznych, spowodowanych tektonicznie, nie odpowiada dokładnej lokalizacji uskoków. Jedna dyslokacja może ujawniać się jako kilka subrównoległych krawędzi uskokowych. W rzeźbie najlepiej wyrażone są krawędzie, położone nieopodal dyslokacji, które odegrały ważną rolę przy ich kształtowaniu.

Р.М. Гнатюк (2002) przeanalizował dane dotyczące spękań ciosowych, publikowane w literaturze (Czyżewski 1929; Chałubińska 1928; Legeżyński 1937; Buraczyński 1997) oraz pomierzonych przez autora. W skałach kredowych, jak i mioceńskich najczęstsze są spękania o kierunku bliskim „rostoczańskiemu”. Diagramy orientacji spękań mają maksima charakterystyczne, nawiązujące do z kierunków południoworostoczańskiego i wołyńskiego.

Na Rostoczu Lwowskim w okolicach wsi Birky i Hrybowyczi bezpośredni związek pomiędzy orolineamentami (fragmentami dolin i krawędzi) a azymutami spękań udokumentował Р.М. Гнатюк (2002). Zdaniem autora, doliny niższego rzędu nawiązują do stref podwyższonej szczelinowatości. Wyraźnie wyprostowane elementy sieci wodnej oraz krawędzie, nawiązujące do azymutu spękań ciosowych, są typowymi elementami rzeźby Rostocza. Do kierunku spękań ciosowych nawiązuje także orientacja korytarzy jaskiń krasowych na Podolu (Гофштейн 1979). Plan schematyczny jaskini „Medowa” we wschodniej części Lwowa, ujawnia dominację kierunku NW-SE w spękaniach ciosowych wapieni ratyńskich (Яворський 2007a).

Systemy lineamentów, które dominowały w pewnych okresach ewolucji regionu, są widoczne także w cechach paleorzeźby. Paleorzeźba powierzchni Lwowskiej paleozoicznej depresji, uformowanej w okresie od późnego karbonu do jury środkowej, była przedmiotem odrębnych badań (Золотарев 1971; Вишняков, Гаврилко 2000). Stwierdzono, że erozyjna sieć paleodolin jest zorientowana NE-SW, a jej powierzchnia jest ogólnie pochylona ku SW. Na powierzchni skał górnokredowych udokumentowano paleodolinę Pustomytowską (Золотарев 1961, 1968). Nierówna powierzchnia skał kredowych jest zakonserwowana i nie podlegała procesom erozyjnym dzięki kilkumetrowej warstwie narajewskich wapieni litotamniowych dolnego badenu oraz osadom młodszym. Koryto główne paleodoliny Pustomytowskiej, wzdłuż linii Stradcz-Bartatiw-Pustomyty o kierunku NW-SE, odziedziczyło procesy tektoniczne (zrzut) (Кудрин 1958). Lineament ten ujawnia się w przebiegu fragmentów koryt rzek Wereszczycy i Stawczanki. Dopływy paleodoliny Pustomytowskiej są zorientowane w kierunku subrównoleżnikowym.

Podsumowanie i wnioski

Wyniki analizy rozmieszczenia lineamentów, uzyskanych metodą zagęszczonych poziomic, pozwoliły wysnuć wniosek, że polska część Roztocza przedstawia mozaikę drugorzędnych, nierównomiernie wyniesionych bloków tektonicznych, miejscami przedzielonych rowami/półrowami tektonicznymi.

Z analizy zależności pomiędzy rozmieszczeniem lineamentów, wygenerowanych różnymi metodami, a struktur nieciągłych wynika, że liczne lineamenty (doliny i krawędzie) odwzorowują nieciągłe struktury tektoniczne w sposób bezpośredni, jak i pośredni. Na Roztoczu Gorajskim najbardziej liczne są lineamenty WNW-ESE dolin i krawędzi, odwzorowujące azymut ciosu ($281-290^\circ$), oraz dolin i krawędzi zorientowanych subrównoleżnikowo ($216-270^\circ$). W strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego ujawniają się również lineamenty WNW-ESE, głównie krawędzi morfologicznych ($301-320^\circ$), niekiedy nawiązujących do przebiegu uskoków ($311-320^\circ$) oraz podrzędnie subrównoleżnikowe – w przebiegu krawędzi i skośne WNW-ESE – w przebiegu dolin. Niektóre lineamenty (doliny i krawędzie) nawiązują do granic litostratygraficznych. W polskiej części Roztocza Rawskiego najbardziej liczne są lineamenty krawędzi WNW-ESE, odwzorowujące azymut ciosu ($311-320^\circ$) oraz krótkie doliny zorientowane subrównoleżnikowo ($261-280^\circ$).

Stwierdzona dość wyraźna korelacja w przestrzennym rozmieszczeniu lineamentów dolin i krawędzi oraz struktur nieciągłych wskazuje, że czynniki neotektoniczne mogą stanowić ważną składową ewolucji morfologicznej analizowanego obszaru. Mimo, iż niektórzy badacze są przeciwni istnieniu ruchów tektonicznych w regionie Roztocza (zob. Яворський 2007b).

Cechy systemów lineamentów były tłumaczone wcześniej czynnikami egzogennymi (Pawłowski 1916; Золотарев 1968), różnoczasowymi przejawami erozji rzek, działalności lądolodu czy denudacji wodnolodowcowej. Rozszerzenie badań nad lineamentami może jeszcze dobitniej pokazać związki pomiędzy cechami współczesnej rzeźby terenu i tektoniki. Wyznaczenie wyraźnie widocznych lineamentów na Roztoczu i terenach przyległych, które nie zostały odzwierciedlone na mapach tektonicznych, sugeruje (Mucha i in. 1993; Гнатюк 2002) potrzebę przeprowadzenia dodatkowych badań geologicznych i geofizycznych. Przebieg lineamentów pozwala nie tylko na ustalenie orientacji uskoków, ale wskazuje także na ich przybliżone położenie.

Dotychczas prawie wszystkie badania, zmierzające do wyznaczenia lineamentów, prowadzono oddzielnie w Polsce i na Ukrainie (poza opracowaniem W. Zuchiewicza i in. 2007), w oparciu o różny materiał badawczy. Wyznaczone lineamenty odnoszono do bardzo różnych, pod względem kartograficznym, opracowań geologicznych. W większości opracowań (poza opracowaniem W. Jaroszewskiego i B. Piątkowskiej 1988) brakuje wyników przestrzennej i statystycznej korelacji pomiędzy lineamentami a uskokami oraz kierunkami spękań ciosowych. Ponadto

stosowano różne metody wyznaczania lineamentów w poszczególnych subregionach.

Na podstawie analizy dotychczasowych prac o lineamentach Roztocza można wskazać perspektywiczne kierunki ich badań. W świetle nowych możliwości w zakresie szczegółowych danych numerycznych (modele DEM), danych geologicznych (Szczegółowa mapa geologiczna Polski) oraz narzędzi (GIS), jak również łatwiejszej współpracy transgranicznej wydaje się zasadne podjęcie próby wyznaczenia lineamentów w oparciu o model DEM. Następnie zaś odniesienie otrzymanych wyników do stosunkowo dobrze rozpoznanych ciągłych i nieciągłych struktur geologicznych oraz granic litostratygraficznych na całym Roztoczu. Istotnie będzie także odniesienie przestrzennego rozmieszczenia lineamentów, wygenerowanych z DEM, do danych dotyczących: współczesnego pola naprężeń, monitoringu grawimetrycznego, pomiarów gradientu geotermicznego, zmian parametrów pola grawitacyjnego, przejawów sejsmiczności oraz zróżnicowania wartości współczynnika filtracji, przestrzennego rozmieszczenia źródeł oraz analizy ich wydajności.

Interesującymi wydają się badania nad przestrzennym rozmieszczeniem zróżnicowanych płytkich facji eocenu i miocenu Roztocza (m.in. położenie linii brzegowych, kierunek paleodelty), kierunkiem form kopalnej rzeźby erozyjnej (ustalenie zasięgu paleodoliny Pustomytowskiej) oraz kierunkiem subrównoleżnikowym form współczesnej rzeźby terenu (n.p. grzęda Kożycka, dolina rzeki Starej na odcinku Soluky-Karaczyniw). Badania te umożliwią sprecyzowanie wieku lineamentów i, odpowiednio, wydzielenie głównych etapów rozwoju rzeźby Roztocza. Problemy te będą przedmiotem odrębnych opracowań.

Bibliografia

- Abarca M.A.A., 2006. *Lineament Extraction from Digital Terrain Models. Case Study San Antonio del Sur Area, South-Eastern Cuba*. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, MSci. Thesis, 81 pp.
- Anisimova O. & Koronovsky N., 2007. *Lineaments in the central part of the Moscow Syncline and their relations to faults in the basement*. *Geotectonics*, 41, 4: 315–332.
- Arlegui A.L. & Soriano M.A., 1996. *Lineaments and their influence in landscapes of the Central Ebro Basin*. *Cuadernos Laboratorio Xeoloaxico de Laxe*, 21: 11–21.
- Badura J. & Przybylski B., 1999. *Examples of young tectonic activity from the Sudetic Foreland, SW Poland – application of condensed contour maps*. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia*, 1: 38–45.
- Bażyński J., 1982. *Metody interpretacji geologicznej zdjęć satelitarnych wybranych obszarów Polski*. Instrukcje i metody badań geologicznych. 44, Wyd. Geol., Warszawa.
- Bażyński J. & Graniczny M., 1978. *Fotolineamenty i ich znaczenie w geologii*. *Prz. Geol.*, 26, 5: 288–296.

- Bażyński J., Daniel-Danielska B., Graniczny M., 1980. *Mapa fotolineamentów Roztocza*. Arch. Inst. Geol., Warszawa.
- Bażyński J., Doktor S. & Graniczny M., 1984. *Mapa fotogeologiczna Polski 1:1 000 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Brzezińska-Wójcik T., 1989/1990. *Elementy morfostrukturalne okolic Lubyczy Królewskiej (Roztocze Rawskie)*. Annales UMCS, B, 44/45, 6: 119–130.
- Brzezińska-Wójcik T., 1994. *Topolineamenty dolin i krawędzi okolic Narola na Roztoczu*. Geologia, Kwart. AGH, Kraków, 20, 1: 43–58.
- Brzezińska-Wójcik T., 1998. *Topolineamenty w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego i ich związek z planem strukturalnym podłoża*. Ann. UMCS Lublin, B, 52, 3: 41–56.
- Brzezińska-Wójcik T. & Skowronek E., 1995. *Topolineamenty wschodniej części Roztocza Gorajskiego*. Ann. UMCS, B, 48 (1993): 45–57.
- Brzezińska-Wójcik T. & Superson J., 2004. *Neotectonic conditions of sedimentation and erosion in small fluvial basins of the Roztocze Tomaszowskie (south-eastern Poland)*. Zeitschrift f. Geomorphologie, 48, 2: 167–184.
- Brzezińska-Wójcik T., Harasimiuk M. & Superson J., 2007. *Structural conditions of valley network development in the western Lublin escarpment zone of the East European Craton*. [in:] H.G. Rohling, Ch. Breitkreuz, Th. Duda, W. Stackenbrandt, A. Witkowski, O. Uhlmann (eds.) *Geology cross-bordering the Western and Eastern European Platform*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft f. Geowiss., Heft 53: 69–73.
- Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł. & Gawrysiak L., 2010. *Neotectonic mobility of the Roztocze region, Ukrainian part, Central Europe: insights from morphometric studies*. Ann. Soc. Geol. Pol., 80: 167–183.
- Buraczyński J., 1968. *Typy dolin Roztocza Zachodniego*. Ann. UMCS Lublin, B, 23: 47–86.
- Buraczyński J., 1997. *Roztocze. Budowa–rzeźba–krajobraz*. ZGR, Lublin: 88–97.
- Chałubińska A., 1928. *O spękaniach skał na Podolu*. Prace Geogr. wyd. przez prof. E. Romera, Zesz. 10, Studia regionalne z geografii Polski. Książnica-Atlas, Lwów-Warszawa: 5–32.
- Хоменко В.И., 1987. *Глубинная структура юго-западного края Восточно-Европейской платформы*. Наукова думка, 140 с.
- Cortés A.L., Maestro A., Soriano M.A. & Casas A.M., 1998. *Lineaments and fracturing in the Neogene rocks of the Almazán Basin, northern Spain*. Geol. Mag., 135, 2: 255–268.
- Чекунов А.В., 1972. *Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР*. Наукова думка, 176 сс.
- Czyżewski J., 1929. *Z badań nad spękaniem kredy senońskiej południowego Roztocza*. Prz. Geogr., 9: 1–12.
- Doktor S. & Graniczny M., 1982. *Zdjęcia satelitarne jako źródło informacji pośredniej o wglębnych strukturach geologicznych (in Polish)*. Prz. Geol., 30, 12: 666–671.
- Doktor S., Graniczny M. & Pożaryski W., 1988. *The main photolineaments of Poland and the surrounding areas and their connection with geology*. Biul. Inst. Geol., 359: 61–70.

- Доленко Г.Н. & Данилович Л.Г., 1975. *Нове у вченні про геосинклінали та його застосування до Українських Карпат*. Геол. журн., 35, 5: 3–9.
- Герасимов Л.С., Покотилова Л.П., Герасимова И.И и др., 1967. *Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:50000 листов Нестеров, Яворов, Ивана Франко, Брюховичи, Городок, Пустомыты, Львов, Винники, проведенной Куликовской геолого-съёмочной партией в 1962-1967 гг.* Львов. геол-развед. экспед., Фонди ДГП “Західукргеологія”. Інв. №400, 287 сс.
- Гнатюк Р.М., 2002. *Структурний рельєф Південного Розточчя: дис. ...кандидата географ. наук : 11.00.04*. Гнатюк Роман Михайлович. Львів, 230 сс.
- Гофштейн И.Д., 1979. *Неотектоника Западной Волино-Подолши*. Наукова Думка, 156 сс.
- Graniczny M. & Mizerski W., 2003. *Lineamenty na zdjęciach satelitarnych Polski – próba podsumowania*. Prz. Geol., 51: 474–482.
- Narasimiuk M., 1980. *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*. Rozprawy habilitacyjne Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin: 136 pp.
- Narasimiuk M., Henkiel A., 1975. *Przejawy młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*. I Krajowe Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, Warszawa: 231–238.
- Hobbs W.H., 1904. *Lineaments of the Atlantic Border region*. Geol. Soc. Amer. Bull., 15: 483–506.
- Hobbs W.H., 1912. *Earth features and their meaning*. Macmillan Co. New York.
- Hodgson R.A., 1976. *Review of ignificant early studies in lineaments tectonics*. Proc. 1st International Conference new basement Tectonics. Salt lake City, Utah: 1–10.
- Howe R.C. & Thompson D.M., 1981. *A comparison for the potential for interpreting lineaments from topographic maps and Landsat data*. Indiana State Univ., Dept. of Geog. & Geol., Prof. Paper, 13: 36–42.
- Jahn A., 1956. *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*. Prace Geogr. PAN, Warszawa, 7: 1–453.
- Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988. *O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza)*. Ann. Soc. Geol. Polon., 58: 423–443.
- Яворський Б., 2007а. *Тектонічні дислокації Українського Розточчя та їх роль в генезі регіону*. Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету. Серія: географія, 1: 56–68.
- Яворський Б., 2007б. *Нарис з історії досліджень Подільського уступу*. Історія української географії та картографії. Частина I: Збірник матеріалів Третьої Міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-літньому ювілею академіка Степана Рудницького. Тернопіль, 6-7 грудня 2007 р, Тернопіль: 107–111.
- Кас J.G., Poletajew A.J. & Rumianceva E.F., 1986. *Osnovy lineamintnoy tiektoniki*. Izd. Niedra, Moskva: 144.
- Коваль А.М., 1999. *Геологічна будова і перспективи нафтогазоносності морфоструктур північно-західного Передкарпаття*. Автореф. дис... канд. геол. наук: 04.00.17. Ін-т геол. і геохім. горюч. копалин. Львів, 20 сс.

- Kowalski W.C., 1977. *Charakter współczesnych ruchów skorupy ziemskiej*. Prz. Geol., 25, 8-9: 415–418.
- Krassowska A., Niemczycka T. & Żelichowski A.M., 1983. *Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od jury 1:500 000*. [w:] S. Kozłowski, A.M. Żelichowski (red.), *Atlas Geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Кудрин Л.Н., 1958. *О некоторых тектонических особенностях юго-западной окраины Русской платформы*. Геологический сборник Львовского геологического общества. № 5–6: 178–189.
- Legeżyński S., 1937. *Spękania skał mioceńskich Północnej krawędzi Podola*. Kosmos. ser. A., 62: 91–93
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа*. Наукова думка, 1989, 186 сс.
- Maruszczak H. & Sirenko I., 1992. *Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części wału metakarpackiego*. Ann. UMCS, Lublin, B, 44/45 (1989/1990): 37–65.
- McElfresh S. B.Z., Harbert W., Ku, C.-Y. & Lin J.-S., 2002. *Stress modelling of tectonic blocks at Cape Kamchatka, Russia using principal stress proxies from high-resolution SAR: new evidence for the Komandorskiy Block*. Tectonophysics 354, 239–256.
- Melton F.A., 1959. *Aerial photographs and structural geomorphology*. Journal of Geology, 67: 351–370.
- Migoń P., 1996. *Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomic*. Czas. Geogr., 57, 2: 233–244.
- Mucha B., Fedirko O. & Brusak W., 1993. *Przejawy tektoniki oraz struktur litologicznych w krajobrazach Roztocza Ukraińskiego*. [w:] M. Harasimiuk, J. Krawczuk & J. Rzechowski (red.), *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*. Materiały polsko-ukraińskiej konferencji terenowej. 16–20 czerwca 1993, Lublin–Lwów. Zakład Geologii UMCS, TWWP, Lublin: 85–89.
- O’Leary, D.W., Freidman, J.D. & Pohn, H.A., 1976. *Lineaments, linear, lineation – some proposed new standards for old terms*. Geol. Soc. of America Bull., 87: 1463–1469.
- Ostaficzuk S., 1975. *Badania młodych ruchów neotektonicznych metodą zagęszczonych poziomic*. Mater. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, I. Wyd. Geol., Warszawa: 77–87.
- Ostaficzuk S., 1981. *Lineaments as representation of tectonic phenomena against a background of some examples from Poland*. Biul. Geol. UW, 29: 195–267.
- Panizza M., Castaldini D., Bolletinari G., Carton S.A. & Mantovani F., 1987. *Neotectonic research in applied geomorphological studies*. Z. Geomorph. N.F., 63: 173–211.
- Pawłowski S., 1916. *Próba morfologicznej analizy okolic Lwowa*. Odbitka z Rozpraw i wiadomości z muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów: 1 związkowa drukarnia, 2, 3–4: 143–166.
- Pożaryski W., 1979. *Geological Map of Poland and Adjoining Countries without Cainozoic Formations*. Instytut geologiczny, Warszawa.

- Pożaryski W. & Dembowski Z., 1983. *Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Соллогуб В.Б., 1986. *Литосфера України*. Наукова думка, 184 сс.
- Викторов А.С., 1986. *Рисунок ландшафта*. МЫСЛЬ, 1986, 179 сс.
- Вишняков І.Б. & Гаврилко Г.А., 2000. *Палеорельєф поверхні Львівського палеозойського прогину*. Нафта і газ України. Матеріали 6-ої Міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України – 2000”. Івано-Франківськ: Факел, Т. 1: 313–314.
- Зінько Ю.В. & Чупило Г.Р., 1995. *Морфотектонічні особливості заповідника “Розточчя”*. Природничі дослідження на Розточчі. Вип. 4: 26–32.
- Zinko J., Krawczuk J., Gnatiuk R. & Kołodziej O. 1993. *Analiza morfotektoniczna Roztocza Lwowskiego*. In: M. Harasimiuk, J. Krawczuk & J. Rzechowski (Eds.), *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*. Materiały polsko-ukraińskiej konferencji terenowej. 16–20 czerwca 1993, Lublin–Lwów. Zakład Geologii UMCS, TWWP, Lublin: 90–94.
- Знаменская Т.А., 1990. *Основные элементы разломно-блоковой структуры фундамента. Геотектоника Волыно-Подольи*. Наукова Думка: 46–56.
- Золотарев И.Ф., 1961. *Составление и подготовка к изданию геологических карт масштаба 1:100000: Отчет по теме (окончат.)*. И.Ф. Золотарев, УкрДГРІ. № 02014-3. Львов, Т. III. Объяснит. записка к листу М–34–84 (Городок), 213 сс.
- Золотарев И.Ф., 1968. *Новые данные о строении погребенной Пустомытовской долины*. Геологический сборник Львовского геологического общества. №11: 71–76.
- Золотарев И.Ф., 1971. *Основные черты домезозойского погребенного рельефа Львовской палеозойской впадины*. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, №13: 53–62.
- Zuchiewicz W., 2000. *Morphotectonics of the Outer East Carpathians of Poland in the light of cartometric studies*. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 34: 5–26.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007. *Uwagi o neotektonice Polski: wybrane przykłady*. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 105-128.
- Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Świerczewska A. & Cuong N.Q., 2009. *Neotectonic activity of the Skawa River Fault Zone (Outer Carpathians, Poland)*. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 79: 67–93.
- Żelichowski A.M., 1983. *Mapa tektoniczna 1:300 000. Tab. 43*. [w:] S. Kozłowski, A.M. Żelichowski (red.), *Atlas Geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M. & Porzycki J., 1983. *Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu 1:500 000. Tab. 12*. [w:] S. Kozłowski, A.M. Żelichowski (red.), *Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*. Wyd. Geol., Warszawa.

**RELATIONSHIP BETWEEN SPATIAL DISTRIBUTION OF
LINEAMENTS AND GEOLOGICAL AND RELIEF FEATURES OF
ROZTOCZE: A STATE-OF-THE-ART REVIEW**

We present a review of published literature to determine the main directions of current and past studies of lineaments of Roztocze (Roztocchia). Most promising directions are determined to be analysis of the contemporary land relief, reflected on topographical maps and GIS technology based digital models, as well as palaeo-geographical studies aimed to improve accuracy of description of the spatial distribution of separated shallow water facies of Eocene and Miocene, and elements of palaeo-relief.

Key words: lineaments, Roztocze (Roztocchia) region, previous studies

УДК 681.518

**ПРОГРАМНО-АПАРАТНИЙ КОМПЛЕКС
ДЛЯ МОНИТОРИНГУ ТА ПРОГНОЗУВАННЯ МЕТЕОДАНИХ**

¹ Благітко Б. Я., ² Гошовський В. І., ¹ Дзендзелюк О. С., ³ Книш І. Б.,
¹ Кушнір О. С., ¹ Рабик В. Г., ¹ Шувар Р. Я.

¹ факультет електроніки, Львівський національний університет
імені Івана Франка, вул. ген. Тарнавського, 107, 79017 Львів

² ДНВП “Термоприлад-3”, вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів

³ геологічний факультет, Львівський національний університет
імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, 79005 Львів

Карпатські гори істотно впливають на формування кліматичних умов прилеглих територій і, водночас, їхній клімат суттєво відрізняється. Клімат Карпат характеризується значною кількістю опадів, високою

вологістю повітря та порівняно низькими температурами повітря й ґрунту. Найважливіший чинник, що впливає на формування їхнього клімату, – це рельєф гір (висота, крутизна схилів тощо). Тому моніторинг метеорологічних даних Карпатських гір для різних висот та координат з подальшим використанням цих даних для короткочасного прогнозування – це важливі завдання. Для цього потрібно мати належні програмно-апаратні комплекси моніторингу параметрів довкілля.

Ця робота присвячена описові апаратного та програмного забезпечення автоматизованої системи вимірювання параметрів довкілля, а також методам прогнозування даних з використанням ARIMA- та ARFIMA-моделей часових рядів.

Методи прогнозування погоди для локальних територій ґрунтуються на інформації, отриманій системами моніторингу довкілля. Існує низка методів для прогнозу метеорологічних даних. Для короткочасного прогнозування доцільно використовувати статистичні методи, які базуються на ідентифікації певних моделей часових рядів. Тут вважають, що фактори, які впливали на формування погоди в недалекому минулому, будуть діяти і в найближчому майбутньому.

У цій роботі прогнозування метеоданих базується на ідентифікації параметрів ARIMA- та ARFIMA-моделей часових рядів, які задають інформацію про навколишній стан довкілля. Розглянуто алгоритми ідентифікації параметрів цих моделей та їхню програмну реалізацію.

Моніторинг параметрів довкілля ми виконуємо за допомогою автоматизованого комплексу, призначеного для вимірювання, опрацювання, збирання та передавання даних про метеорологічні параметри і радіаційний стан довкілля [2]. Цей програмно-апаратний комплекс, розроблений на кафедрі радіофізики та комп'ютерних технологій факультету електроніки та реалізований на сучасній елементній базі, є автономним, працює в реальному масштабі часу. Він дає змогу поповнювати базу даних про метеорологічний і радіаційний стан довкілля у деякій локальній місцевості. Керування роботою всіх вузлів виконують мікроконтролери CY8C29466-24PXI [3] фірми Cypress Semiconductor.

Апаратну частину нашого комплексу встановлюють на відкритому повітрі. Вона забезпечує вимірювання та передавання даних для швидкості вітру та його напрямку, атмосферного тиску, відносної вологості повітря, температури повітря та ґрунту, а також потужностей еквівалентної дози β - і γ -випромінювання.

Температуру вимірюють за допомогою цифрових датчиків DS18B20 [5] (виробник – фірма Dallas Semiconductor) з програмованою роздільною здатністю від 9 до 12 біт. Обмін даними з мікроконтролером виконують по 1-Wire шині. Діапазон вимірювання датчика – від -55°C до $+125^{\circ}\text{C}$.

Похибка вимірювання температури складає $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ у діапазоні вимірювань від -10°C до $+85^{\circ}\text{C}$.

Для вимірювання тиску використовують давач MPX4115 фірми Motorola [9]. Діапазон вимірювань для нього складає 15–115 кПа, похибка вимірювань – $\pm 1,5\%$, а чутливість – 46 мВ/кПа.

Відносну вологість повітря вимірюють давачем НІН-3610 фірми Honeywell [6]. Діапазон вимірювань складає 0–100%, точність – $\pm 2,0\%$ за кімнатної температури ($T = +25^{\circ}\text{C}$), а температурний діапазон роботи – від -40°C до $+85^{\circ}\text{C}$.

Давачем вимірювання швидкості та напрямку вітру слугує флюгер виробництва фірми Young [11]. Для вимірювання швидкості вітру оберти вітряка перетворюють на імпульси, а кут повороту визначає вбудований на осі потенціометр. Діапазон вимірювання швидкості вітру становить 0–100 м/с, а точність – $\pm 0,3$ м/с. Кут повороту вимірюють давачем у межах $0-360^{\circ}$ з точністю $\pm 3,0^{\circ}$.

Нарешті, для вимірювання параметрів β -, γ - випромінювання використовують лічильники Гейгера–Мюллера СБМ-20 [3].

Обмін інформацією між апаратним комплексом і комп'ютером виконують крізь СОМ-порт або GSM-модем. У разі відсутності покриття певної території оператором мобільного зв'язку реалізовано запис вимірної та опрацьованої інформації на стандартну SD Card.

Виведення вимірних величин, одиниць їхнього вимірювання та індикацію режимів роботи апаратного комплексу виконують на рідкокристалічний індикатор. Клавіатура, призначена для налаштування системи в автономному режимі роботи, складається з чотирьох клавіш.

GSM-модем Siemens MC35i передає інформацію про вимірні параметри до віддаленого комп'ютера. З мікроконтролером CY8C29466-24PXI модем з'єднано по послідовному порту. Цей модем дає змогу передавати дані в режимах SMS (служба коротких повідомлень), CSD (каналне передавання даних) і GPRS (пакетне передавання даних).

Програмне забезпечення апаратного комплексу реалізовано в середовищі PSoC Designer 5.0 з використанням мов програмування Сі і Assembler. Воно забезпечує опитування всіх давачів, опрацювання результатів вимірювань, виведення їх на рідкокристалічний індикатор, запис результатів моніторингу на SD Card, а також обмін інформацією між апаратним комплексом і комп'ютером.

Для керування програмно-апаратним комплексом моніторингу параметрів довкілля за допомогою комп'ютера реалізовано програмне забезпечення, яке виконує такі функції:

- налаштування режимів роботи програми;
- приймання даних по дротовому або бездротовому каналах за запитом або в автоматичному режимі із заданим інтервалом часу;
- відображення метеорологічних даних на екрані монітора комп'ютера;

- збереження отриманих даних у базі даних на вінчестері;
- формування таблиць вимірних метеорологічних даних;
- формування графіків вимірювань, їхнє масштабування та друк;
- формування вибірок даних з архівів (місячних, річних тощо) для подальшого їхнього перегляду;
- побудова ARIMA- або ARFIMA-моделей для заданих вибірок даних (температури, атмосферного тиску, вологості);
- короткочасне прогнозування метеоданих за допомогою отриманих ARIMA-, ARFIMA-моделей.

Виміряні нашою автоматизованою системою метеодані – це параметри, для яких виконують короткочасний прогноз. База вимірних даних, яку щоразу поповнюють, є основою прогнозування. Прогнозовані параметри (температура, тиск, вологість тощо) – це по-суті часові ряди. Тривалість таких рядів може складати місяці або й роки. Інші фактори, які впливають на прогноз, не враховують.

Для опису часових рядів використано математичні моделі, які можуть набувати різних форм. Серед них можна виділити авторегресивні моделі, моделі ковзкого середнього та інтегральні моделі. На їхній основі побудовано моделі авторегресивного ковзкого середнього (ARMA) [1], авторегресивного інтегрованого ковзкого середнього (ARIMA) [1] і авторегресивного дробово-інтегрованого ковзкого середнього (ARFIMA) [7].

Нехай X_t $t \in T_0$ – це множина спостережень (прогнозований параметр), яку отримують послідовно в часі шляхом вимірювань, а T_0 – множина відліків моментів часу, в які виконано спостереження. Спостереження трактують як реалізацію стохастичного процесу $\{X_t : t \in T\}$ за час $T_0 \in T$. Для процесу $\{X_t\}$ із середнім значенням $E(X_t) = \mu$ і білим шумом $\{\varepsilon_t\}$ ($E(\varepsilon_t) = 0$, $Var(\varepsilon_t) = \sigma_\varepsilon^2$, $Cov(\varepsilon_t, \varepsilon_s) = 0$) для $\forall t \neq s$ ARMA-процес порядку (p, q) описують виразом [1]

$$\left(1 - \sum_{i=1}^p \alpha_i L^i\right) X_t = \left(1 + \sum_{j=1}^q \beta_j L^j\right) \varepsilon_t. \quad (1)$$

Цей вираз можна представити у вигляді

$$A(L)X_t = B(L)\varepsilon_t, \quad (2)$$

де L – це лаговий оператор (тобто, оператор часового зсуву – $LX_t = X_{t-1}$, $L^{-1}X_{t-1} = X_t$). Поліноми $A(L)$ і $B(L)$ визначаються так:

$$\begin{aligned} A(L) &= 1 - \alpha_1 L - \dots - \alpha_p L^p \\ B(L) &= 1 + \beta_1 L + \dots + \beta_q L^q \end{aligned} \quad (3)$$

За умови $q = 0$ процес $\{X_t\}$ називають авторегресивним процесом AR(p), а для $p = 0$ – ковзким середнім процесом MA(q).

В аналізі та прогнозуванні нестационарних часових рядів часто використовують більш загальну модель ARIMA(p,d,q), яку можна трансформувати до авторегресивної моделі AR(p), моделі ковзкого середнього MA(q) або моделі ARMA(p,q). Як модифікація ARMA(p,q)-процесу, ARIMA(p,d,q)-процес – це d -кратне використання оператора скінченних різниць $\Delta = 1 - L$ до початкового часового ряду $\{X_t\}$. Його описують рівнянням

$$A(L)\Delta^d X_t = B(L)\varepsilon_t, \quad (4)$$

де d – це порядок різниці (ціле число). Випадок $d=0$ відповідає короткій пам'яті ряду, тоді як $d=1$ – безмежно довгій пам'яті. Тут не враховують проміжної ситуації, коли пам'ять процесу довга.

Для вирішення цієї проблеми було запропоновано [7] новий клас моделей ARFIMA(p,d,q), які допускають можливість дробового параметра d . Процес $\{X_t\}$ описують ARIMA(p,d,q)-моделлю (4), якщо (див. [7])

$$\Delta^d = (1-L)^d = \sum_{k=0}^{\infty} \binom{d}{k} (-1)^k L^k = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\tilde{A}(k-d)}{\tilde{A}(-d)\tilde{A}(k+1)} L^k, \quad (5)$$

де $-0,5 < d < 0,5$ і $\tilde{A}(\cdot)$ – гамма-функція. Властивості процесу тісно пов'язані зі значенням параметра d . Якщо $-0,5 < d < 0,5$, то процес $\{X_t\}$ стаціонарний і оборотний. Тоді його однозначно можна представити як авторегресію ковзкого середнього безмежних порядків. Коефіцієнти біля L^k спадають повільно (асимптотично пропорційно до $k^{-(1+d)}$). Вираз (5) можна переписати у вигляді

$$\Delta^d = (1-L)^d = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\tilde{A}(k-d)}{\tilde{A}(-d)\tilde{A}(k+1)} L^k = \sum_{k=0}^{\infty} \pi_k L^k = F(-d; 1; 1; L), \quad (6)$$

де $F(-d; 1; 1; L)$ – гіпергеометрична функція, визначена як

$$F(a; b; c; z) = 1 + \frac{a \cdot b}{c \cdot 1} z + \frac{a \cdot (a+1) \cdot b \cdot (b+1)}{c \cdot (c+1) \cdot 1 \cdot 2} z^2 + \dots \quad (7)$$

Побудову ARIMA(p,d,q)-моделі часового ряду було детально розглянуто в роботі Бокса–Дженкінса [1]. Вона складається з таких етапів:

- визначення загального класу моделей;
- вибір моделі (тобто, значень p, d, q) для експериментальної перевірки;
- оцінка параметрів підчас експериментальної перевірки моделі (тобто, обчислення параметрів $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_p; \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_q$);
- діагностика моделі (перевірка того, чи не має досліджуваний часовий ряд властивостей, що суперечать одержаній моделі);
- використання моделі для виконання прогнозу.

У такому підході Бокса–Дженкінса не передбачено конкретної моделі для прогнозування досліджуваного часового ряду. Задається лише загальний клас моделей, що описують часовий ряд і дають змогу у деякий спосіб виражати поточне значення параметра ряду через його попередні

значення. Алгоритм сам обере найбільш оптимальну модель для прогнозу. Для його реалізації використовують ітераційний підхід. У виборі моделі враховують і її якісні характеристики, і кількість її параметрів.

Для перевірки досліджуваного часового ряду на стаціонарність можна використати візуальний аналіз вибіркової автокореляційної (ACF) і часткової автокореляційної (PACF) функцій або тест Діка–Фуллера [1] на одиничні корені. Для стаціонарних часових рядів ACF і PACF функції швидко спадають після декількох перших значень. Якщо ж графіки спадають повільно, то часовий ряд може виявитися нестаціонарним.

Для отримання початкових значень параметрів ARIMA-моделі використовують рівняння Юла–Уокера [1], а для уточнення оцінок параметрів – метод Марквардта [8]. Для кожної з обраних моделей оцінюють її параметри та обчислюють залишки. З моделей, адекватних даним, обирають модель з найменшою кількістю параметрів.

Побудову ARFIMA-моделі часових рядів проаналізовано в роботі [10]. Нехай $\{X_t\}$ – це часовий ряд, визначений виразами (4) і (5). Тоді $Y_t = (1-L)^d X_t$ є ARMA(p,q)-процесом, а $Z_t = (A(L)/B(L)) \cdot X_t$ – ARFIMA(0,d,0)-процесом. Алгоритм побудови ARFIMA-моделі передбачає такі кроки:

- 1) оцінку параметра \bar{d} в рамках ARFIMA-моделі;
- 2) обчислення $\bar{Y}_t = (1-L)^{\bar{d}} X_t$;
- 3) ідентифікацію та оцінку параметрів $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_p, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_q$ ARMA(p,q)-моделі $A(L)\bar{Y}_t = B(L)\varepsilon_t$ за допомогою алгоритму Бокса–Дженкінса;
- 4) обчислення $\bar{Z}_t = (\bar{A}(L)/\bar{B}(L)) \cdot X_t$;
- 5) оцінку параметра d ARFIMA(0,d,0)-моделі $(1-L)^d \bar{Z}_t = \varepsilon_t$.

Кроки (2)–(5) повторюють доти, поки не отримають величини параметрів $d, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_p, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_q$ із заданою точністю.

1. Бокс Дж. Анализ временных рядов. Прогноз и управление: Вып. 1 (Пер. с англ. А. А. Левшина) / Дж. Бокс, Г. Дженкинс. – М.: Мир, 1974. – 406 с.
2. Дзендзелюк О. Автоматизована система моніторингу параметрів довкілля / О. Дзендзелюк, І. Мусійчук, В. Рабик // Теоретична електротехніка. – 2010. – Вип. 61. – С. 90–98.
3. СБМ-20. Параметры и характеристики. – Режим доступа: <http://istok2.com/data/2398/>.
4. CY8C29466, CY8C29566, CY8C29666, CY8C29866. PSoC® Programmable System – on-Chip Datasheet, 2009. – 46 p. Режим доступа: <http://www.cypress.com/?mpn=CY8C2946624PXI>.

5. DS18B20 Programmable Resolution 1-Wire Digital Thermometer. – 22 p. Режим доступу: <http://datasheets.maxim-ic.com/en/ds/DS18B20.pdf>
6. HIH-3610 Series datasheet. – 4 p. Режим доступу: <http://www.datasheetarchive.com/HIH3610-datasheet.html>.
7. Hosking J. R. M. Fractional Differencing / J. R. M. Hosking // *Biometrika* 68. – 1981. – P. 165–176.
8. Marquardt D. W. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters / D. W. Marquardt // *J. Int. Appl. Math.* – 1963. – Vol. 11. – P. 431–440.
9. MPX4115 Series datasheet. – 1997. – 9 p. Режим доступу: <http://www.datasheetcatalog.org/datasheet/Motorola/MPX4115.pdf>.
10. Reisen V. A. Estimation of Parameters in ARFIMA Processes: A Simulation Study / V. A. Reisen, B. Abraham, S. R. C. Lopes // *Communications in Statistics: Simulation and Computation.* – 2001. – Vol. 30(4). – P. 787–803.
11. Wind Monitor. Model 05103. – Режим доступу: <http://www.youngusa.com/products/7/5.html>.

**SOFTWARE AND HARDWARE COMPLEX
FOR MONITORING AND PREDICTION OF METEODATA
Blagitko B. Y., Goshovskyy V. I., Dzendzelyuk O. S., Knysh I. B.,
Kushnir O. S., Rabyk V. G., Shuwar R. Y.**

We consider hardware and software for an automatic system designed for monitoring meteorological data. The hardware complex is aimed at measuring, processing, collecting and transferring meteorological parameters of the environment. It allows for measuring air and soil temperatures, atmospheric pressure, air humidity, speed and direction of wind, as well as radiation parameters of the environment. The software allows for saving the data in databases, forming tables of the meteodata measured, selecting the data samples from archives, implementing ARIMA- and ARFIMA-models for the given data samples, as well as predicting temperature, humidity, and pressure on the basis of these models. Algorithms for constructing the ARIMA- and ARFIMA-models are analyzed.

Keywords: software, hardware, monitoring of meteorological data, time series, ARIMA- and ARFIMA- models, forecasting.

УДК 551.4 : 502.4

**ПАМ'ЯТКИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ
ГАЛИЦЬКОГО РАЙОНУ ІВАНО-ФРАНКІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ:
СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПЕРСПЕКТИВИ ЕКОТУРИСТИЧНОГО
ВИКОРИСТАННЯ**

Віталій Брусак, Богдана Баюнова
Львівський національний університет імені Івана Франка

Галицький район, розташований у північній частині Івано-Франківської області, межує з Рогатинським, Калуським, Тисменицьким районами та Підгаєцьким районом Тернопільщини. Площа району – 72336 га. Адміністративний центр – місто Галич, розташоване за 25 км на північ від обласного центру. У Передкарпатті район виділяється мальовничими височинними і річково-долинними ландшафтами, історико-культурною спадщиною національного і світового значення, наявністю Національного заповідника (НЗ) “Давній Галич” і Галицького національного природного парку (НПП), розвинутою транспортною мережею і добрим сполученням, які виступають важливою передумовою розвитку різних видів рекреації і туризму. Останні є важливим чинником покращення соціально-економічного стану району, підвищення рівня життя його мешканців.

У природно-географічному плані район розташований у місці контакту двох фізико-географічних країн: південно-західної окраїни Східно-Європейської (Руської) рівнини (Подільська височина) і Українських Карпат (Передкарпатська височина), які відокремлені долиною р.Дністер. Це мозаїчна сільськогосподарсько-лучно-лісова територія, яка поєднує височинні і річково-долинні передгірні та височинні опільські ландшафти Поділля. На передгір’ї абсолютні висоти коливаються від 205-230 м у долинах річок Дністра, Лімниці, Лукви до 365 м на увалистих межиріччях Прилуквинської височини та до 300-320 м на межиріччях Войнилівської височини [7]. Межиріччя вкриті грабово-дубовими, ялицево-дубовими і буковими лісами, місцями зустрічаються віковічні насадження. У подільській частині району – від 209-235 м у долинах річок Гнилої липи, Нараївки, Бибелки, Горожанки до 350 м (г.Красна (352 м), г.Могила (351 м)) на платоподібних поверхнях межиріч, що зайняті головним чином сільськогосподарськими угіддями, а грабово-дубові ліси збереглися на крутих схилах долин річок.

Власне у цьому мальовничому куточку України 9.08.2004 р. Указом Президента України № 877/2004 створено Галицький НПП на площі 14684,8 га (20,3% площі району), у т.ч. 12159,3 га надані НПП у постійне користування та 2525,5 га земель увійшли до його складу без вилучення у землекористувачів. З вилученням у НПП увійшли території лісового фонду чотирьох лісництв Галицького держлісгоспу: Бурштинське (3280 га), Блюдницьке (3217 га), Галицьке (2660 га) та Крилоське (3107 га). Без вилучення у НПП увійшли комплексна пам’ятка природи загальнодержавного значення “Касова гора” (65 га), Бурштинське водосховище (1260 га), окремі рибогосподарські стави у долинах Нараївки і Бибелки, старичні озера у долині Дністра. Таким чином, *Галицький НПП має кластерну територіальну структуру*, яка визначає особливості його функціонального зонування і можливості забезпечення диференційованого заповідного режиму та умов розвитку рекреації і туризму. Важливим елементом розвитку останніх поряд з історико-культурними

об'єктами НЗ “Давній Галич” виступають пам'ятки неживої природи, як елементи експонування під час екотуристичних маршрутів.

У науковій літературі традиційно сформувався розуміння пам'яток неживої природи тільки як *геологічних* [3, 4], що охоплюють суто геологічні, а також геоморфологічні й гідрологічні об'єкти. Зокрема, у першому в Україні путівнику-довіднику “Геологические памятники Украины” [3] *геологічні пам'ятки* розділено за *предметним принципом* на такі типи: 1) стратиграфічний і геохронологічний, 2) мінералого-петрографічний, 3) палеонтологічний; 4) тектонічний; 5) геоморфологічний, 6) мальовничий. До шостої групи введено переважно скелі, які мають особливу культурно-естетичну цінність. Отже, у цій класифікації чітко не витримані класифікаційні принципи, як, зрештою, і в інших класифікаціях геологічних пам'яток природи, в яких часто в одній схемі поєднано форми рельєфу екзогенного і космічного генезису та об'єкти, що утворилися внаслідок прояву ендегенних сил.

За предметним принципом розроблено класифікацію геологічних пам'яток для території Російської Федерації [10], а також запропоновано фахівцями-геологами Центрального науково-природничого музею НАНУ для території України розширену класифікацію геологічних об'єктів [4].

Географи пропонують частину пам'яток неживої природи, що представлені різними формами рельєфу, розглядати як суто *геоморфологічні* [1, 2, 5, 6, 11]. Аналіз літератури засвідчує, що сьогодні склались наступні підходи до класифікації геоморфологічних пам'яток: *змістовний* та за *науково-пізнавальною значимістю* [1, 5], *генетичний*, за *призначенням* та за *розмірами* [11]. Дві останні класифікації досить стрункі, оскільки побудовані за чіткими принципами – відповідно, походження форм рельєфу та площа об'єктів.

Наведені вище підходи та класифікації геологічних пам'яток, з якими найчастіше ототожнюють усі пам'ятки неживої природи, свідчать про певні проблеми щодо вибору та дотримання принципів їхньої класифікації. Під *пам'ятками неживої природи* ми розуміємо геологічні, геоморфологічні та гідрологічні об'єкти. З огляду на це очевидно є проблема впорядкування класифікації пам'яток неживої природи, тобто проблема теоретико-методичного плану в охороні неживої природи. Спроби упорядкування принципів класифікації геологічних і геоморфологічних пам'яток природи зроблено в окремих роботах [2, 5].

Інша практична проблема – узагальнення відомих та здобуття нових даних про пам'ятки неживої природи для конкретної території, зокрема, Галицького району і Галицького НПП та наступна їхня комплексна оцінка для наукового, дидактичного (природничо-пізнавального), рекреаційного використання та визначення режиму їхньої охорони.

Мета нашого дослідження – *узагальнення даних про пам'ятки неживої природи на території Галицького району, їхня оцінка та розробка перспективних екотуристичних маршрутів, які можуть*

реалізовуватись Галицьким НПП. Для дослідження використано дані про геологічні пам'ятки в регіоні, які наведені у довідниках “Геологические памятники Украины” [3], “Природно-заповідний фонд Івано-Франківської області” [12], “Природно-заповідні території та об'єкти Івано-Франківщини” [13], роботах О.С.Ситника і А.Б.Богуцького [14], Л. Ковальської [8, 9] та результатах власних польових досліджень, проведених у процесі розробки Проекту організації території Галицького НПП у 2006–2010 рр.

Різноманіття геолого-геоморфологічної будови Галицького району зумовлює розподіл виділених пам'яток неживої природи за змістом у різні класифікаційні групи. Всі пам'ятки неживої природи можна розділити на три класи: геологічні, геоморфологічні та гідрологічні, відповідно до того, що є головним об'єктом їхньої цінності для охорони [2]. Геологічні пам'ятки природи – це цінні геологічні відслонення, палеонтологічні об'єкти тощо, геоморфологічні – форми рельєфу різного генезису, а гідрологічні – водні об'єкти. Зазначимо, що окремі пам'ятки мають комплексну цінність, можуть також виділятися підкласи пам'яток – геолого-геоморфологічні, гідролого-геоморфологічні.

Особливу увагу слід звернути на геоморфологічні пам'ятки природи, які не виділені як окрема категорія в структурі природно-заповідного фонду України, а перебувають під охороною головно як геологічні, рідше гідрологічні пам'ятки природи та геологічні й гідрологічні заказники, а також є в складі комплексних пам'яток природи і ландшафтних заказників, заповідників і національних природних парків. Не виняток з цього правила і Галицький НПП, на території якого об'єкти, що мають цінність як оригінальні геоморфологічні утворення, охоронялись до його створення у складі ландшафтних і ботанічних заказників, комплексних і гідрологічних пам'яток природи чи заповідних урочищ (табл. 1).

Цінними геоморфологічними утвореннями у межах Галицького району є ділянки русла річки Лімниці як фрагменти типових передгірних річок, які охороняються у складі ландшафтного заказника “Ріка Лімниця з водоохоронною смугою” (376 га). Типові для Опілля останцеві горби і пасма зі скельними виходами гіпсів, гіпсоангідритів і вапняків та наскельно- і лучно-степовою рослинністю перебували під охороною у складі комплексних пам'яток природи “Касова гора” (65 га) і “Скельно-флористичний резерват” (5 га) біля с. Поділля, ботанічному заказнику “Камінь” (10,5 га) біля с. Межигірці. Старичні озера охоронялись у межах

Таблиця 1

Структура природно-заповідного фонду Галицького району [12]

Територія	Заказники		Пам'ятки природи			Заповідні урочища	Усього
	ландшафтні	ботанічні	комплексні	ботанічні	гідрологічні		
Галицький	2	1	2	4	1	2	12

адмінрайон							
У межах Галицького НПП	1	1	2	2	1	2	9

заповідних урочищ “Водники” (62,3 га) і “Біля Маринополя” (33,1 га) та гідрологічній пам’ятці природи “Водоймище “Королівка” (2 га). Зазначені природно-заповідні об’єкти увійшли у склад Галицького НПП.

Детальніше схарактеризуємо особливості найцікавіших геологічних, геоморфологічних і гідрологічних (гідролого-гідрогіологічних) пам’яток природи Галицького району, їхню поліфункціональну цінність та можливості екотуристичного використання.

Традиційно до *геологічних пам’яток* відносять типові відслонення гірських порід певного віку, скупчення палеонтологічних решток, зразки типових та рідкісних порід і мінералів, місця, що відображають прояв ендегенних рельєфотвірних процесів (складкоутворення, вулканічні інтрузії тощо), а також опорні стратиграфічні розрізи [3, 4, 10]. У межах території досліджень спостерігається чимало виходів на денну поверхню гіпсоангідритових порід міоценового віку та вапняків і мергелів верхньої крейди, четвертинних відкладів у природних та штучних відслоненнях. Одним із найкращих природних відслонень гіпсів і гіпсоангідритів є скельна стіна біля села Межигірці, відома як *урочище “Камінь”* (“*Межигірський Камінь*”). Поряд з останнім слід відзначити:

1. *Закинаний вапняковий кар’єр біля гори Дівоча* (1 га) біля с.Кремидів. Кар’єр являє собою вертикальне відслонення вапняків світло-сірого і білого кольору з включеннями кремнію, яке можна розглядати як еталонний розріз вапняків туронського ярусу верхньої крейди.

2. *Відслонення мергелів верхньої крейди у підніжжі Касової гори* (0,1 га) у кв. 36 Бурштинського лісництва Галицького НПП. Типове відслонення мергелів, у якому добре прослідковується три шари кори вивітрювання мергелів, їхня вертикальна і горизонтальна тріщинуватість.

Серед інших геологічних пам’яток Галицького району слід відзначити *стратифіковані розрізи четвертинних відкладів Колодіїв, Галич I і Галич II* з палеолітичним матеріалом детально досліджені науковою групою, яку очолюють професори А.Б. Богуцький і О.С. Ситник [14]. Серед інших об’єктів такого типу слід виділити *розрізи четвертинних відкладів Межигірці і Маринопіль*.

Окремі з нижче перелічених геоморфологічних об’єктів мають також і геологічну цінність, оскільки у їхніх межах можна спостерігати різні зразки гіпсів і гіпсоангідритів, зокрема, урочища “Скеля” біля с.Поділля, “Куропатницький камінь”, “Межигірський камінь” тощо. Проте більшу цінність ці об’єкти мають як геоморфологічні пам’ятки.

До *геоморфологічних пам’яток* природи відносять форми рельєфу, що сформувалися у результаті дії різних екзогенних рельєфотвірних

факторів. Це переважно скелі і скельні комплекси, підземні і поверхневі карстові форми, ярково-балкові форми, зсуви, горби-останці, визначні вершини тощо [2, 5, 6, 11]. У Галицькому районі виділяються наступні геоморфологічні пам'ятки:

1. Урочище “Деліїв” (129 га) в околицях с.Деліїв. Характеризується горбисто-ерозійним рельєфом, який властивий скульптурній височині Придністровського Опілля. Зустрічаються виходи гіпсоангідритових порід у вигляді невисоких скель та неглибокі карстові лійки.

2. Урочище “Кринос” (389 га) знаходиться на правому березі ріки Луква перед впадінням її в Дністер у межах кв. 13-16 Крилоського лісництва Галицького НПП. Тут на крутих схилах Прилуквинської височини спостерігаються виходи на поверхню гіпсів і гіпсоангідридів міоцену та мергелів верхньої крейди у вигляді мальовничих скель.

3. Урочище “Залиця” (5,0 га) на східній околиці м. Галич. Територія урочища є перезволоженим старичним пониженням на заплаві ріки Дністер, у межах якого зростають рідкісні види рослин.

4. Урочище “Корчева” (88 га, кв. 6 Бурштинського лісництва Галицького НПП), яке є фрагментом високої заплави Дністра вкритої сирими дібровами і вільшняками з вільхи чорної.

5. Урочище “Касова гора” (65 га) – комплексна пам'ятка природи загальнодержавного значення. Це мальовниче останцеве пасмо висотою 350 м над рівнем моря з характерним рідкісним поєднанням хвилястих пагорбів та гіпсових скель, що тягнуться вздовж лівого берега Бурштинського водосховища. Урочище є однією з найкраще вивчених лучно-степових ділянок Опілля.

6. Урочище “Скеля” (Скельно-флористичний резерват “Камінь” (10,5 га)) біля с. Поділля – одне з наймасштабніших у Галицькому районі скельних утворень з наскельно-степовою рослинністю. Унікальний за формою і масштабами комплекс скель у вигляді веж та скельної стіни висотою до 28-30 м, які є типовими для Бурштинського Опілля. На скелях західної експозиції виділяється багато різних за розміром каррів, тут утворились невеликі гроти (печера “Сліпої вчительки”), прохідні коридори, аркоподібні утворення тощо [8].

7. Урочище “Камінь Межигірський” (15 га) біля с. Межигірці – унікальне для Галицького району геоморфологічне утворення – скельна стінка, у межах якої спостерігаються типові для регіону виходи гіпсів і гіпсоангідритових порід різної текстури баденського часу.

8. Урочище “Куропатницький камінь” (40 га) біля с. Куропатники. Типовий для Бурштинського Опілля пагорб заввишки 50 м зі скельними виходами сульфатних порід різної текстури.

9. Карстові утворення в урочищі Пом'ярки (85 га) у Блюдниківському лісництві Галицького НПП. Важливе наукове та природоохоронне значення мають карстові утворення у гіпсах і гіпсоангідритах (лійки, гроти і печери) та скелі, які розташовані вздовж лівобережжя Лімниці.

10. *Долина річки Дністер* (3200 га). Фрагмент мальовничої ділянки коритоподібної долини Дністра між м. Галич та селами Маріямпіль і Довге. Днище долини Дністра на цій ділянці плоскорівнинне, ускладнене старицями з озерами на різній стадії їхнього заростання. Днище долини вкрите багатомірною лучною рослинністю, зустрічаються болота. Борти долини Дністра представлені крутими, місцями урвистими схилами-стінками з численними виходами порід різного геологічного віку (верхньої крейди, міоцену, пліоцену, плейстоцену). Подекуди зустрічаються виходи підземних вод у вигляді джерел, найвідомішим з яких є джерело біля с.Маріямпіль, що за поширеними у краї легендами має лікувальні властивості. Круті схили до русла Дністра вкриті переважно грабово-дубовими лісами. За змістом долину Дністра можна віднести до комплексних пам'яток.

До *гідрологічних пам'яток природи* традиційно відносять витoki великих чи середніх (за довжиною у межах України) річок, виходи підземних вод, водоспади, болота, озера різного генезису тощо [2, 4]. У межах досліджуваного району виділяються наступні пам'ятки:

1. *Озеро Сімлин* (1 га) у кв. 2 Галицького лісництва Галицького НПП – найбільше озеро карстового походження в Галицькому районі. Озеро і його узбережжя мають геоморфологічну (озеро карстового походження), геологічну (петрографічну – виходи на денну поверхню гіпсів шабле-видної текстури), ландшафтну (унікальний для ландшафтів Опілля аквально-карстовий комплекс) цінність.

2. *Високодебитні джерела підземних вод “Библо”, “Ключемі”, “Вікно”* (0,3 га) біля с. Набережна. Потужні виходи підземних вод розміщені у підніжжі схилів та днищах балок Придністровського Опілля.

3. *“Ріка Лімниця з водоохоронною смугою шириною 100 м вздовж берегів”* – ландшафтний заказник місцевого значення площею 2440 га, створений з метою охорони гірських і передгірних природних комплексів однієї з найбільших річок Івано-Франківської області, яка зазнала найменшого антропогенного впливу та є джерелом питної води. У Галицькому районі представлена типовою для Передкарпаття ділянкою меандруючої долини з численними рукавами, перекатами і плесами площею 376 га.

4. *Водоймище “Королівка”* (2 га) біля м. Галич є старицею ріки Дністер з численними рідкісними видами водних рослин.

5. *Урочище “Водники”* (62,3га) біля с. Водники. Водно-болотна ділянка, яка представляє собою шаблеподібну старицю ріки Дністер довжиною до 2 км.

6. *Урочище “Біля Маринополя”* (33,1га) біля с.Маріямпіль. Болотна ділянка у межах стариці ріки Дністер з типовою болотною рослинністю.

7. *Озеро Ворониця* (0,5 га) у кв. 5 Галицького лісництва Галицького НПП – типове карстове озеро для Рогатинського Опілля.

8. *Озеро-вікнина в с. Озерце (0,2 га)*. Озеро карстового походження у днищі балки характеризується потужним виходом підземних вод.

Зазначимо, що вище наведений перелік пам'яток неживої природи з часом у міру проведення польових досліджень буде доповнюватись новими об'єктами. З метою популяризації пам'яток неживої природи Галицького району розроблено екотуристичні маршрути, які охоплюють найцікавіші природні й історико-культурні об'єкти. Схарактеризовані нижче кількадевні піші маршрути можуть бути використані Галицьким НПП для здійснення рекреаційної і еколого-освітньої діяльності.

Маршрут №1. Поділля – Озеряни – Куропатники – Коростовичі – Бовшів – Більшівці – Тустань – Галич.

Маршрут за формою – лінійний. Початковою його точкою є урочище “Скеля» або “Скельно-флорстичний резерват”, розташований східніше села Поділля, що являє собою одне з наймасштабніших скельних утворень Галицького району з наскельно-степовою рослинністю. Унікальний за формою і масштабами комплекс скель у вигляді веж та скельної стіни висотою 15-30 м, складених шаблевидними гіпсами, гіпсоангідритами та частково алебастром, в яких утворилися невеликі гроти, прохідні коридори, аркоподібні утворення тощо.

Далі маршрут пролягає безпосередньо через село Поділля на 4 км на північний захід до села Озеряни, в межах якого розташовані 2 карстові озера. Через 1,5 км у тому ж напрямку розташована ще одна точка маршруту – урочище “Куропатницький камінь”. Тут спостерігаються виходи на поверхню декількох різновидів гіпсів: алебастру, який колись розроблявся (залишилися сліди давніх кар'єрних розробок), шаблевидного гіпсу, що має подекуди цікаві форми у вигляді зірок та гіпсоангідриту.

Далі маршрут пролягає на захід до села Куропатники, а тоді повертає на південний схід і простягається на 14 км вздовж Бурштинського водосховища. У південній частині водосховища поряд з дачним ділянками маршрут повертає на схід і прямує до підніжжя Касової гори. Тут неподалік початку еколого-освітньої стежки “На Касову гору” спостерігається відслонення мергелів верхньої крейди у місці врізання ґрунтової дороги в підніжжя схилу. У відслоненні добре простежуються три відмінні ділянки кори вивітрювання мергелів. Вище по схилу проходить екопізнавальна стежка, облаштована працівниками Галицького НПП. Одним із пунктів стежки є відреставрована криївка часів Другої Світової війни з пам'ятним хрестом на честь загиблих воїнів УПА. Вздовж стежки спостерігаються виходи на поверхню гіпсів. Безумовно, цікавим об'єктом є сама Касова гора, яка охоронялася як комплексна пам'ятка природи загальнодержавного значення ще з 1975 року. Це мальовниче пасмо діагонального простягання, характерною ознакою якого є поєднання хвилястої платоподібної поверхні та гіпсових скель на крутих схилах. З оглядового майданчика на вершинній поверхні відкривається краєвид на Бурштинське водосховище і ТЕС. На південно-західних схилах

спостерігаються зсуви, а на північних привододільних схилах – карстові лійки.

Далі маршрут пролягає на південний захід на 2 км до села Бовшів (одне з найстаріших в районі), тоді ще на 5 км на південний схід до смт Більшівці. Тут в долині Нараївки можна спостерігати каскад ставків, які використовують для промислового розведення риби, а також відвідати Костел кармелітів (1624 р. – XVIII ст.) і переобладнаний під лікарню замок Кжешуновичів.

Далі маршрут пролягає коритоподібною долиною Нараївки на 13 км на південь до с. Тустань і нарешті через 5 км, перетнувши русло Гнилої Лини зі старицями, досягає Галича – кінцевої точки маршруту. Галич – давнє місто, перша письмова згадка про яке датується 896 р. У місті є багато чудових храмів, відреставрований старий замок на Галич-горі. Неподалік замку знаходиться кар'єр цегельного заводу, в якому відслонюється потужна товща лесів середнього і верхнього плейстоцену з похованими ґрунтами та знахідками слідів життєдіяльності давньої людини (палеолітична стоянка) [14]. На східній околиці Галича можна ознайомитися із пам'ятками природи – урочищем “Залісця” (мальовнича лука на заплаві ріки Дністер, де зростає рябчик шаховий – вид, занесений до Червоної книги України) і водоймищем “Королівка”, що є старицею ріки Дністер.

Біля адміністрації Галицького НПП на Галич-горі слід відвідати *еколого-освітній та туристичний центр НПП*, в склад якого ввійшли музей “Природа Землі Галицької”, експериментальні ботанічні ділянки “Рідкісна флора степів парку” і “Рідкісна флора лісів парку”, екзотаріум та реабілітаційний центр для диких тварин.

Маршрут №2. Медуха – Бишів – Кінчаки – Озерце – Кремидів – Тумир – Маріямпіль – Водники – Межигірці – Медуха.

Маршрут за формою є кільцевим. Бере свій початок у селі Медуха і пролягає на північний схід на 6 км до першої точки – карстового озера Сімлин, яке є найбільшим карстовим озером Галицького району (1 га). Глибина озера досягає 5,5-6,0 м. Озеро має круглу форму, є місцем любительської риболовлі. На більш пологому південному березі озера розташована альтанка. На північному березі спостерігаються виходи на поверхню гіпсоангідритів та шаблевидних гіпсів, які своєю формою нагадують різні фігури, наприклад, профіль людського обличчя, морду черепахи тощо. Також на північному березі інтенсивно розвиваються карстові процеси, зокрема, спостерігається карстові лійки різних розмірів.

Від озера Сімлин прямуємо на 4,5 км на південний схід до карстового озера Ворониця (0,5 га), яке також є місцем відпочинку місцевого населення та любительської риболовлі. Воно розташоване за 1 км на північний захід від с. Бишів. По дорозі до села є ще два цікавих об'єкти – місце з'явлення Божої матері та церква святого Юрія XIX ст.

Від Бишева через долину Задубина та с. Кінчаки прямуємо на 9 км на південний схід до села Озерце, в якому розташоване озеро-вікнина, що утворилось на місці карстової лійки розміром 15x15м. Вода в озері мутна, сірого кольору і витікає під напором. З озера бере початок потік, воду якого жителі села використовують у господарських цілях.

Далі прямуємо на захід до кар'єру неподалік гори Дівоча, що знаходиться на околиці с. Кремидів. Цей закинутий кар'єр використовувався для добування вапняків і виробництва будівельних блоків та випалювання вапна. Біля кар'єру знаходяться закинуті вапнярка та поселення-колонія. Природно-пізнавальна цінність кар'єру полягає в тому, що тут можна ознайомитись зі зразками верхньокрейдових вапняків туронського ярусу з вмістом кременю.

Рухаючись на схід, через 3 км потрапляємо в село Тумир, на східній околиці якого є виходи невисоких скель, складених вапняками і гіпсоангідритами. Далі рухаємось у південному напрямку і через 4 км досягаємо долини Дністра з її численними старицями, а ще через 7 км потрапляємо у с.Маріямпіль (Маринопіль), де знаходиться мальовниче урочище “Біля Маринополя” – болотна ділянка у межах стариці ріки Дністер з типовою водно-болотною рослинністю. Цікавим об'єктом є мисоподібний виступ четвертої тераси Дністра, на якому знаходиться палац Яблонських (сьогодні переобладнаний у лікарню) та парк кінця XIX ст. Біля палацу зростає дуб віком понад 300 років. На північному схилі мисоподібного виступу знаходиться джерело, якому приписують чудодійну силу. Джерело приурочене до контакту міоценових і верхньокрейдових порід.

Далі маршрут пролягає на північний захід до с. Водники, де маємо змогу спостерігати урочище “Водники” (62,3 га), що є найбільшою старицею Дністра у Галицькому районі. Стариця вкрита водною і прибережно-водною рослинністю та є місцем гніздування численних водоплавних птахів.

Рухаючись на північ, за 5 км дістанемось до урочища “Камінь”, розташованого біля села Межигірці. Це унікальне для Галицького району геоморфологічне утворення – скельна стінка, у межах якої спостерігаються типові для регіону виходи гіпсів і гіпсоангідритів різної текстури баденського часу, а також оригінальні скельні останці (Божий Видок та ін.), невеликі гроти. Поблизу урочища (600 м на північ) знаходиться діючий гіпсовий кар'єр. Між кар'єром і основним масивом скель на схилі витікає “Голодне” джерело.

Далі прямуємо на північний захід до Межигірців і через 3 км на північний схід повертаємось у вихідну точку – село Медуха.

Маршрут №3. Крилос – Вікторів – Комарів – Сокіл – Блюдники – Медина.

Маршрут за формою – лінійний. Він розпочинається у с. Крилос, в якому можна відвідати Успенську церкву (поч. XVI ст.), Василівську

каплицю (1500 р.), музе] “Давній Галич” та народної архітектури, фортифікаційні споруди, Княжу криницю, інші історичні об’єкти. Найціннішою пам’яткою Крилоса є фундаменти Успенського собору 1157 р., де під час розкопок знайдено кам’яний саркофаг з останками князя Ярослава Осмомисла. Далі маршрут пролягає на 2 км у південному–південно-західному напрямку до с. Вікторів. Вздовж річки Луквиця у Вікторіві можемо спостерігати відслонення мергелів та розріз галечникового алювію ймовірно четвертої тераси. Висота відслонення складає 15-17 м. У с.Вікторів біля церкви, у якій знімали кінофільм “Вій”, можна відвідати віковий дуб, що є ботанічною пам’яткою природи.

Далі маршрут пролягає на 6 км на північний захід через с. Комарів до мальовничих скель висотою понад 20 м на околиці с. Сокіл (урочище Бідун), у якому спостерігаються виходи на поверхню гіпсу-алебастру і гіпсоангидритів.

Через 0,5 км від Сокільських скель перетинаємо долину ріки Лімниця і прямуємо на північ до села Блюдники, від якого через 2 км на північний захід знаходиться урочище Пом’ярки. Тут спостерігається величезне розмаїття карстових форм рельєфу: лійки, колодязі, блюдця, понори, а також скельні виходи гіпсів. Повернувши на південь, через 3 км дістанемось природного джерела, тоді за 100 м дійдемо до русла річки Лімниці. Рухаючись вздовж русла, можемо спостерігати потужні виходи підземних вод (підземної річки) з тріщинуватих гіпсів у вигляді потоку завширшки до 1 м. Перейшовши русло Лімниці, дістанемось до с. Мединя, де завершується даний маршрут.

Схарактеризовані вище маршрути можуть поєднувати у собі, як складові елементи, еколого-пізнавальні стежки, розроблені працівниками Галицького НПП. Зокрема, під час проходження маршруту №1 можна відвідати екопізнавальні стежки “На Касову Гору” та “Вздовж Бурштинського водосховища”, у маршрут №2 включити екопізнавальну стежку “На стави”, а у маршрут №3 – екопізнавальну стежку “По Діброві”.

Список літератури:

1. Брусак В.П., Зінко Ю.В. Географічні дослідження в заповідниках // Природничі дослідження на Розточчі: Зб. наук.-техн. праць. – Львів: Вид-во УкрДЛТУ, 1995. – С. 5–14.
2. Брусак В., Бакун В. Методичні аспекти класифікації і паспортизації геолого-геоморфологічних пам’яток природи / Вісн. Львів. ун-ту. Серія географічна. 2011. Вип. 39.– С. 44–51.
3. Геологические памятники Украины: справочник-путеводитель / Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневский А.Я. и др. – К.: Наук. думка, 1987. – 156 с.
4. Геологічні пам’ятки природи України: проблеми вивчення, збереження та раціонального використання / Грищенко В.П., Іщенко А.А., Русько Ю.О., Шевченко В.І. – К., 1995. – 60 с. Препринт НАН України, Центр. наук.-природн. музей; 95-1.

5. Зінько Ю. Класифікація і територіальне планування природоохоронних геоморфологічних об'єктів // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1998. – Вип. 21. – С. 130–133.
6. Зінько Ю., Брусак В., Гнатюк Р., Кобзак Р. Заповідні геоморфологічні об'єкти Українських Карпат: структура, особливості поширення та використання // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Матер. міжнар. семінару присв. 90-річчю від дня народж. проф. П. Цися. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – С. 260–280.
7. Кравчук Я.С. Геоморфологія Передкарпаття. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 1999. – 187 с.
8. Ковальська Л.В. Особливості карстового рельєфу території Галицького національного природного парку // Охорона і менеджмент об'єктів неживої природи на заповідних територіях. – Матер. міжнар. наук.-практ. конф. – Гримайлів–Тернопіль: “Джура”, 2008. – С. 136–139.
9. Ковальська Л.В. Атрактивні об'єкти неживої природи Галицького НПП та їх використання у рекреації / Рекреаційний потенціал Прикарпаття: історія, сучасний стан, перспективи. – Вип. 2: Матер. наук.-практ. конф. – Івано-Франківськ: “Фоліант”, 2010. – С. 143–148.
10. Лапо А.В., Давыдов В.И., Пашкевич Н.Г. и др. Методические основы изучения геологических памятников природы России // Стратиграфия, геология, корреляция. – 1993. – Т. 1. – №6. – С. 75–83.
11. Палієнко Е. Природоохоронна геоморфологія в Україні // Українська геоморфологія: стан і перспективи/ – Матер. міжнар. наук.-практ. конф. – Львів: Меркатор, 1997. – С. 58–60.
12. Природно-заповідний фонд Івано-Франківської області: Реєстр-довідник / Сав'юк В.О., Масляк Г.О., Костик Г.М., Дмитра Н.В. – Івано-Франківськ, 1995. – 70 с.
13. Приходько М.М., Абрамюк У.М., Бойчук І.І. Природно-заповідні території та об'єкти Івано-Франківщини. – Івано-Франківськ; 2000. – 272 с.
- 14 Ситник О.С., Богуцький А.Б., Кулаковська Л.В. Стратифіковані пам'ятки палеоліту в околицях Галича // Археологія. – 1996. – № 3. – С. 86–97.

NON-LIVING NATURE OF OF GALITSKY DISTRICT OF IVANO-FRANKIVSK REGION: ACTUAL CONDITION AND PERSPECTIVES OF ECOTOURISTIC UTILIZATION OF MONUMENTS

Vitaliy Brusak, Bogdana Bajunova

Peculiarities are described of the geological and geomorphological structure of Galitskiy district and a description is given of the monuments of non-living nature, i.e., geological exposures, rocks, rock dissipations, lakes, mineral sources.

Key words: monuments of non-living nature, geological exposures, rocks, mineral sources, Galitskiy district, Galitskiy National Natural Park.

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА УРИЦЬКИХ СКЕЛЬ

Петро Волошин

Львівський національний університет імені Івана Франка

Урицькі скелі це унікальне природне утворення, яке являє собою мальовничий скельний комплекс, представлений ерозійними останцями відкладів ямненської світи раннього палеогену, висотою понад 50 м. Він розташований у межах національного природного парку «Сколівські Бескиди» між двома рукавами струмка Церківний – лівосторонньої притоки р. Уричанки.

У геоструктурному відношенні ділянка їхнього розташування розміщена у Скибових Карпатах.

Урицькі скелі є унікальною геолого-геоморфологічною пам'яткою природи та важливою складовою давньоруської фортеці Тустань (XI-XIII ст.).

Скельні виходи пісковиків простежуються у вигляді двох паралельних пасом, що простягаються з північного заходу на південний схід. Скелі розділені вузькою ущелиною, у найвищій частині якої містився дитинець фортеці.

Сильна тектонічна порушеність скельного масиву, активний розвиток процесів фізичного, хімічного та біологічного вивітрювання суттєво понижують його стійкість. Окремі брили пісковика знаходяться у стані нестійкої рівноваги і створюють реальну загрозу життю для численних туристів, що відвідують пам'ятку.

Розробка прогнозних оцінок поведінки породного масиву та проектних пропозицій щодо забезпечення стійкості окремих елементів скель та консервації каменю потребує проведення широкого спектру досліджень, зокрема й інженерно-геоморфологічних.

Метою досліджень була оцінка будови і стану скельного масиву та розробка рекомендацій щодо їх збереження.

Для досягнення поставленої мети вирішувалися наступні завдання:

- вивчити мінералого-петрографічний склад порід, та їх структурно-текстурні особливості;
- оцінити характер і ступінь тріщинуватості скельного масиву та її вплив на стійкість;
- визначити фізико-механічні властивості порід.

Для досягнення мети і вирішення поставлених завдань виконано польове маршрутне обстеження території, проведено вивчення тріщинуватості, відібрано зразки порід та визначено їх склад і фізико-механічні властивості.

Для вивчення літолого-петрографічного складу гірських порід проведено їх польовий візуальний опис, вивчення тріщинуватості, відбір проб на різних ділянках скель, виготовлення шліфів і їх мікроскопічне вивчення. З метою отримання повної характеристики порід проби відібрано з різних частин скельного масиву, та порід різного ступеню звітрілості.

По виготовлених шліфах визначено мінеральний склад уламкової частини, гранулометричну розмірність, тип цементації та склад цементу, структуру. Петрографічний опис проведено Ю.І. Федоришиним.

Аналіз отриманих даних показав, що скельний масив складений неоднорідними за літологією породами, серед яких виділяється три основні літологічні відміни:

- гравеліти;
- дрібно-середньозернисті кварцові пісковики з домішкою гравійного матеріалу до 10 %;
- відносно однорідні дрібнозернисті та середньозернисті кварцові пісковики практично без домішок.

При цьому слід зауважити, що у породному масиві часто спостерігаються взаємні переходи від гравеліту, де тонкодисперсна (алевро-псамітова) складова відіграє роль наповнювача між гравійними зернами до дрібно-середньозернистого алевро-пісковиків та пісковиків. Частинок породи, як правило, погано сортовані, середнього та низького ступеню обкатаності. Структура псамітова та алевро-псамітова.

Підвищена літологічна неоднорідність порід, особливо гравелітів та гравіюватих пісковиків сприяє формуванню на їх поверхні оригінальної стільникової структури вивітрювання. Вона проявляється у вигляді численних округлих заглиблень, розділених порівняно тонкими кам'яними стінками, які у загальних рисах нагадують бджолині стільники.

Переважає в породі специфічного цементу – типу стиснення зумовлює її високу пористість та відносно легку вивітрюваність.

Внаслідок цього звітрілі відміни породи характеризуються низьким ступенем зцементованості і легко розтираються пальцями.

Вивчення фізико-механічних властивостей порід проводилося на пробах непорушеної структури. Проби відбиралися з різних літологічних відмін порід та різного ступеню звітрілості. Всього було відібрано 15 проб. В лабораторних умовах вивчалися щільність породи (об'ємна вага), пористість, водопоглинання та опір на одновісне стиснення при повному насиченні породи водою. Щільність породи визначалася методом гідростатичного зважування, пористість – розрахунковим шляхом,

водопоглинання – шляхом насичення водою висушених при температурі 105° до постійної ваги зразків порід, опір одновісному стисненню, методом стиснення за допомогою гідравлічного преса кубиків породи розміром 5x5 см.

Аналіз даних визначення *об'ємної ваги* (щільності) порід показав, що вона змінюється в досить широкому діапазоні від 2,06 до 2,30 г/см³. Найменше за абсолютною величиною значення характеризує сильно звітрілий гравеліт, відібраний з південно-східної частини Великого каменю. Дещо вищі значення (2,17, 2,19 г/см³) притаманні менш звітрілим пісковикам з домішкою гравію. Найвищою щільністю, яка досягає 2,30 г/см³ характеризуються найменш звітрілі пісковики Малого і Великого Крила. Щільність породи значною мірою пов'язана з її пористістю. В міру зменшення пористості зростає її щільність. Порівняння отриманих даних з результатами визначення об'ємної маси пісковиків інших регіонів українських Карпат показало, що абсолютні значення цього показника для незвітрілих їх відмін становлять 2,55-2,67 г/см³.

Пристість залежить з одного боку від структури породи, типу і складу цементу, з іншого – від ступеню її звітрілості.

Загалом пористість досліджуваних порід є досить високою. Згідно класифікації скельних порід за пористістю вони відносяться до середньо-та високо пористих. За абсолютними значеннями вона змінюється від 13 до 22 %. Висока пористість зумовлена передусім специфічним типом цементу – типу стиснення, а також ступенем звітрілості. Як показало мікроскопічне вивчення порід, та оцінка водопоглинання, породи характеризуються переважно закритим типом пор. Пересічне співвідношення відкритих і закритих пор 1:3. Найвищі та найнижчі значення пористості порід тісно корелюють з їх щільністю.

Водопоглинання є вкрай важливою характеристикою скельних порід. Вона дозволяє оцінювати величину її відкритої пористості, ступінь розм'ягчуваності при насиченні водою, опірність до вивітрювання загалом і морозного зокрема. Як показали дослідження діапазон коливання величини водопоглинання невеликий. Вона змінюється від 4 до 9 %. Не дивлячись на достатній ступінь звітрілості досліджуваних зразків, породи відносяться до маловодопоглинальних. Сказане дає підставу стверджувати про досить високу стійкість порід до агентів фізичного вивітрювання. Незначна водопоглинальність породи не дозволяє проникати волозі вглиб породного масиву. Внаслідок цього розвиток процесів вивітрювання відбувається, головним чином, у приповерхневій його частині та по тріщинах. Такого типу вивітрювання проявляється у вигляді тонкошаруватого відлущування породи. Сказане не виключає більш глибокого вивітрювання скельного масиву під впливом інших агентів вивітрювання, зокрема температурного.

Тимчасовий опір на одновісне стиснення порід досліджуваної ділянки змінюється у надзвичайно широкому діапазоні від 0,3 до 22,3

МПа. Зразок з найнижчим значенням опору відноситься до категорії порід з дуже низькою міцністю, з найвищою – до середньо міцних.

На цей показник істотно впливають структурно-текстурні особливості, характер цементації, тип цементу, а також ступінь звітрілості порід. Провідну роль при однакових інших умовах відіграє ступінь звітрілості. У дослідженій серії зразків найнижчий опір мають найбільш звітрілі як гравеліти, так і пісковики. Загалом, не дивлячись на значний ступінь звітрілості породи характеризуються високими значеннями показника міцності, який пересічно становить 10,8 МПа.

Тріщинуватість скельних гірських порід відіграє ключову роль у формуванні структури і багатьох властивостей скельних масивів.

Зокрема, вона впливає на міцність порід, характер та величину їх деформованості, водопроникність, водопоглинання, швидкість розвитку процесів вивітрювання, сейсмічну стійкість.

Як показали польові спостереження досліджуваній скельний масив характеризується складною системою тріщин.

За комплексом ознак тут виділено наступні їх генетичні типи:

- тектонічні тріщини;
- тріщини нашарування;
- тріщини бортового відпору;
- тріщини вивітрювання.

Тектонічні тріщини розвиваються у скельних масивах під впливом стискаючих і розтягуючих зусиль, що перевищують межу міцності порід.

Характерною особливістю тріщин цього типу є їх висока витриманість за простяганням і глибиною, формування певних систем тріщин.

На досліджуваній ділянці до цього типу відноситься система субпаралельних тріщин, що розтинають породний масив на окремі блоки і простягаються з південного сходу на північний захід з азимутом 300-320 ° і кутом падіння 65-85°. Тріщини мають, як правило, рівну рідше хвилясту поверхню, часто вкриті гідрооксидами заліза, зі слідами обробки текучою водою. Тріщини переважно відкриті. Ширина їх розкриття змінюється від декількох сантиметрів до декількох десятків сантиметрів. У південно-східній – торцьовій частині Великого Каменю і північно-західній частині Окремого Каменю ці тріщини сильно розширені циркулюючою по них водою (можливо частково людиною?) з утворенням гrotів шириною 0,6-0,8 м і висотою 1,5-2,0 м. Тектонічні тріщини сприятливі для накопичення снігу і є основними шляхами циркуляції атмосферних вод починаючи від вершини скель до їхнього підніжжя. У багатьох місцях у цих тріщинах накопичується дрібнозем, росте трава і чагарники, які сприяють утриманню вологи та активному біологічному вивітрюванню порід. У південно-західній частині Великого і Малого Каменів відчленовані цими тріщинами блоки породи знаходяться у стані нестійкої рівноваги і потребують розробки та реалізації заходів з їх стабілізації.

Тріщини нашарування та первинної окремоті пов'язані з розвитком процесів седиментації та діагенезу осадків. Вони розбивають досліджуваний породний масив на субгоризонтальні та субвертикальні блоки різної товщини від 0,5-1,0 до 2,0 м і більше. В результаті цього формується своєрідна товстопризматична (матрацеподібна) окремість. Особливо чітко тріщини нашарування проявляються на ділянках активного вивітрювання порід. Ці тріщини у більшості випадків закриті, часто виповнені матеріалом, який має значно меншу опірність впливу агентів вивітрювання. Завдяки цьому по їх простяганню утворюються добре виражені, різного розміру, лінійно витягнуті заглиблення, які з часом суттєво зменшують площу опирання блоків та істотно впливають на їхню стійкість.

На тектонічно неперушених ділянках ці тріщини залягають майже горизонтально. У місцях суттєвого порушення первинного залягання шарів вони нахилені під різними кутами. При горизонтальному положенні тріщин їх роль у формуванні стійкості незначна. В міру його збільшення вона суттєво зростає.

Найбільш яскраво тріщини цього генетичного типу виражені у породах Великого Крила. Тут вони нахилені у бік схилу під кутом 5-10°. Натомість тріщина цього ж генетичного типу, що обмежує вершинний блок порід Окремого Камня має нахил у бік дитинця більше 20° несе потенційну небезпеку його зміщення. Аналогічна ситуація має місце і на привершинній поверхні Великого Камня.

Тріщини бортового відпору (розвантаження) утворюються внаслідок зміни напруженого стану породного масиву при формуванні ерозійних врізів, чи ерозійних останців. Вони часто утворюються по тріщинах іншої генези. Найважливішою їх діагностичною ознакою є відкритість, яка зменшується вглиб масиву.

Тріщини цього типу розтинають досліджуваний породний масив під невеликим кутом до основного напрямку його простягання. Завдяки утворенню тріщин розвантаження відколовся від основного масиву Окремий Камінь, утворилось Мале Крило, Малий Камінь та низка блоків порід меншого розміру у південно-східній частині Великого Крила та у межах Малого Крила.

Завдяки активному розвитку процесів вивітрювання у місцях локалізації цих тріщин всі вони суттєво розширені агентами вивітрювання і сприяють подальшому активному руйнуванню породи.

Тріщини вивітрювання виникають внаслідок руйнування породи під впливом коливання температури, води, водних розчинів, коренів рослин і організмів. Особливо активно розтріскування порід відбувається при їх замерзанні і розмерзанні. Ці тріщини утворюються у самій приповерхневій частині породного масиву. Біля поверхні вони майже завжди відкриті. В міру віддалення від поверхні тріщини переходять у закриті і повністю зникають. Тріщинами вивітрювання, більшою або

меншою мірою, вражені практично усі ділянки скель. В одних випадках вони простежуються паралельно поверхні брил і забезпечують відшарування та вилущування породи. Утворення таких тріщин відбувається за рахунок просочування атмосферних вод у приповерхневі шари породи і її замерзання. В інших місцях вони розтинають близькі від поверхні шари породи під різними кутами і сприяють, таким чином, відколюванню і падінню уламків. Їх утворення зумовлене перш за все наявністю літологічних неоднорідностей у масиві порід.

Найбільш враженими тріщинами вивітрювання є вершинні поверхні скель та їх виступи, які є найсприятливішими для потрапляння у них вологи і найбільш активного розвитку процесів вивітрювання.

Підводячи підсумок слід зауважити, що на більшості ділянок спостерігається не одна, а декілька парагенетично пов'язаних між собою систем тріщин.

Висновки

1. Район досліджень знаходяться у Скибових Карпатах у межах Орівської скиби, у геологічній будові якої беруть участь відклади стрийської (верхня крейда), менілітової (олігоцен) і ямненської світ (палеоцен).
2. Урицькі скелі являють собою ерозійний останець відкладів ямненської світи раннього палеогену, віком близько 50 млн років.
3. Літологічно вони представлені строкатим комплексом порід, який включає гравеліти, дрібно-середньозернисті пісковики з домішкою гравійного матеріалу та дрібно-середньозернисті масивні кварцові пісковики практично без домішок.
4. Характерною особливістю будови порід є переважання цементу типу стиснення, завдяки якому породи відносно легко піддаються вивітрюванню.
5. Породи скельного масиву характеризуються досить високою пористістю (13-22%) і за цією ознакою відносяться до середньо-та високо пористих. Дві третини їх об'єму займають закриті пори. Відкрита пористість пересічно становить 5%.
6. Незначний об'єм відкритих пор зумовлює низьку водопоглинаючу здатність порід, у зв'язку з чим поверхнєве закріплення каменю спеціальними розчинами буде малоефективним.
7. Міцність порід, не дивлячись на значний ступінь звітрілості, є досить високою. Середнє значення опору на одновісне стиснення перевищує 10 МПа.
8. Породний масив розбитий складною полігенетичною системою тріщин: тектонічних, нашарування та первинної окремоті, бортового відпору, вивітрювання.
9. Тектонічні тріщини є сприятливими місцями для накопичення снігу і циркуляції атмосферних вод починаючи від вершини скель до їх

підніжжя. У багатьох місцях у цих тріщинах накопичується дрібнозем, росте трава і чагарники, які сприяють утримуванню вологи та активному вивітрюванню порід. У південно-західній частині Великого і Малого каменів відчленовані цими тріщинами блоки породи знаходяться у стані нестійкої рівноваги і потребують розробки та реалізації заходів з їх стабілізації.

10. Тріщини нашарування та бортового відпору розбивають породний масив на субгоризонтальні та субвертикальні блоки товщиною від 0,5-1,0 до 2,0 м і більше. Ділянки, де під вершинними блоками знаходяться тріщини нашарування, нахилені під кутом понад 20°, несуть потенційну загрозу їхній стійкості і потребують заходів із стабілізації процесів вивітрювання (Окремий Камінь, блок породи з правого боку від воріт, вершинний блок порід на південно-західному боці Великого Каменю).
11. Найбільш враженими тріщинами вивітрювання є вершинні поверхні скель та їх виступи, які є найсприятливішими для потрапляння у них вологи і найбільш активного розвитку процесів вивітрювання.
12. Високий ступінь враженості скельного масиву полігенетичною системою тріщин суттєво знижує його сейсмічну стійкість і потребує реалізації заходів з підвищення його стійкості, корегування маршрутів руху туристів, прокладених поблизу нависаючих скель.
13. З метою стабілізації темпів розвитку процесів вивітрювання доцільно очистити тріщини та розщелини у породах від дрібнозему та рослин, а нестійкі, невеликі за об'ємом куски породи підлягають вилученню.
14. Тріщини у вершинних та виступаючих блоках порід, які є місцями накопичення і проникнення атмосферних вод вглиб породного масиву підлягають пломбуванню.
Найбільш небезпечні ділянки потребують детального спеціального вивчення, оцінки їхньої стійкості і розробки проекту підсилення.
15. З метою попередження нещасних випадків слід організувати службу постійного спостереження за стійкістю блоків порід.
Заборонити проведення екскурсій під час сильних вітрів, буревіїв та зливових дощів.
16. Не допускати виконання будь яких вибухових робіт та концертів з сильним звуковим навантаженням поблизу скельного масиву. У найбільш небезпечних місцях встановити застережні вказівники.

У статті подано результати вивчення літологічного складу, структури, тріщинуватості скельного масиву та фізико-механічних властивостей порід. Встановлено, що породи характеризуються мінливим гранулометричним складом, специфічним видом цементації-типу стиснення, високою закритою

пористістю, низьким водопоглинанням, різним ступенем звітрілості, полігенетичною тріщинуватістю.

Ключові слова: скельний масив, гравеліти, пористість породи, водопоглинання, тріщини вивітрювання

**THE URYCH ROKS ENGINEER-GEOMORPHOLOGIC
CHARACTERISTIC
Petro Voloshyn**

The results of lithological composition, structure, fracturing of rock massive and physic-mechanical rock features investigations were considering in article. Established that rocks was characterized by variable granulometric composition, specific kind of cementation-type compression, high closed porosity, low water absorption, different degree of polygenetic fracturing.

Key words: rock massive, gravelite, rock porosity, water absorption, weathering crack

METODY OCENY WIELKOŚCI ABRAZJI BRZEGOWEJ W GÓRSKIM ZBIORNIKU RETENCYJNYM

Łukasz Wiejaczka*, Krzysztof Kiszka**

Polish Academy of Sciences

Institute of Geography and Spatial Organization

*Department of Geoenvironmental Research, Kraków

**Research Station in Szymbark

1. Wprowadzenie (Introduction)

Funkcjonowanie zbiorników retencyjnych na rzekach prowadzi do zmian w morfologii zboczy dolin na skutek występowania w obrębie tego typu akwenów wodnych procesów abrazji i akumulacji. Procesy te są warunkowane hydrodynamiczną aktywnością zbiorników, której przejawem są pionowe wahania poziomu wody oraz falowanie wiatrowe przebiegające w układzie poziomym. Przekształcanie zboczy dolin rzecznych zachodzi w obrębie strefy brzegowej zbiorników, której zasięg z geomorfologicznego punktu widzenia wyznacza krawędź klifów od strony zewnętrznej oraz skłon platformy przybrzeżnej od strony wewnętrznej zbiornika. Powstanie i rozwój wymienionych form brzegowych jest efektem funkcjonowania zbiornika, a więc w warunkach swobodnie płynącej rzeki w obrębie doliny formy te nie istnieją. Szczegółową charakterystykę form brzegowych występujących w obrębie zbiorników wodnych zawiera praca Banacha (1994). Pod względem hydrologicznym granica modelowania zboczy doliny w miejscu lokalizacji zbiornika zawiera się między maksymalnym a minimalnym stanem wody w zbiorniku w okresie jego funkcjonowania.

W przypadku górskich zbiorników retencyjnych najbardziej intensywnym procesem, zachodzącym zwłaszcza w pierwszych latach ich funkcjonowania jest abrazja zboczy doliny rzecznej, polegająca na rozmywaniu i niszczeniu wierzchniej warstwy utworów pokrywających zbocze doliny. Zasięg procesu abrazji jest warunkowany zmianami poziomu wody w zbiorniku, zaś jego intensywność zależy od wielu czynników: m.in. rodzaju utworów budujących zbocze oraz jego nachylenia, intensywności procesu falowania oraz długości okresu utrzymywania się danego poziomu wody w zbiorniku. Najbardziej widocznym skutkiem procesu abrazji jest powstawanie klifów wyznaczających maksymalny zasięg zbiornika.

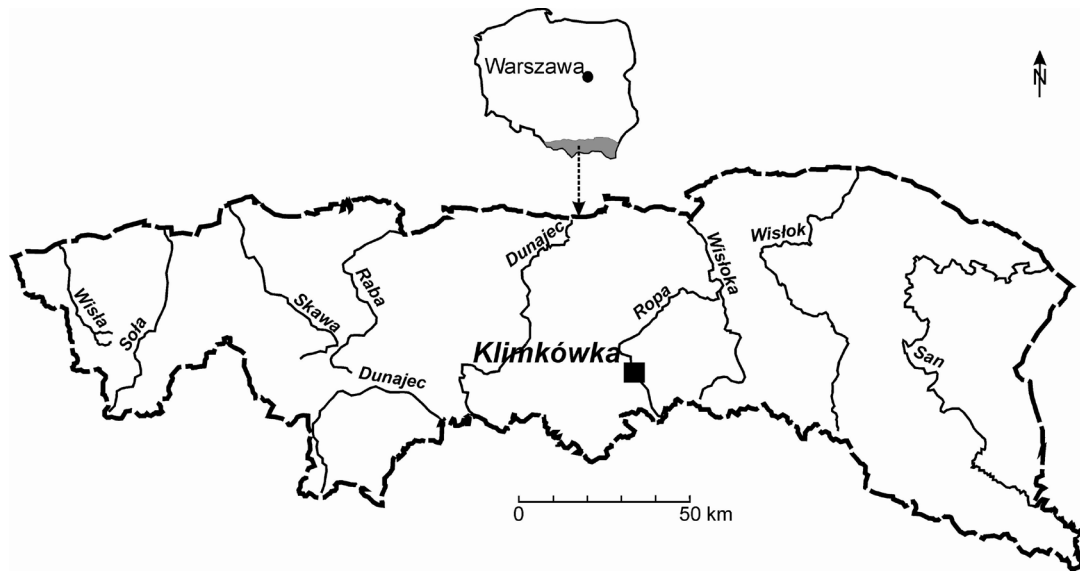
Ilościową charakterystykę procesu abrazji brzegów zbiorników wodnych według Kierasia i in. (1973), można oprzeć na zasadzie rekonstrukcji brzegu przy zastosowaniu metody morfometrycznej, w której lokalne ubytki strefy brzegowej ustala się przy założeniu, że przed powstaniem zbiornika, zbocza zalanych dolin, miały określone (i znane) nachylenie. Wykonując poprzeczne profile morfologiczne przez strefę brzegową, a następnie porównując je z wyjściowym nachyleniem, uzyskuje się średnią powierzchnię ubytków w m², co

w odniesieniu do całej linii brzegowej określa całkowity ubytek w m³. Wadą tej metody jest niemożliwość jej zastosowania przy braku danych o stanie wyjściowym. Pomiary geodezyjne można także wykonywać w wybranych profilach poprzecznych brzegu w okresie funkcjonowania zbiornika, a następnie na podstawie ubytku materiału pomiędzy okresami pomiarowymi określić objętość usuniętego materiału, jak również tempo procesu abrazji (Dąbkowski 1978, Kozielska-Sroka i in. 2010).

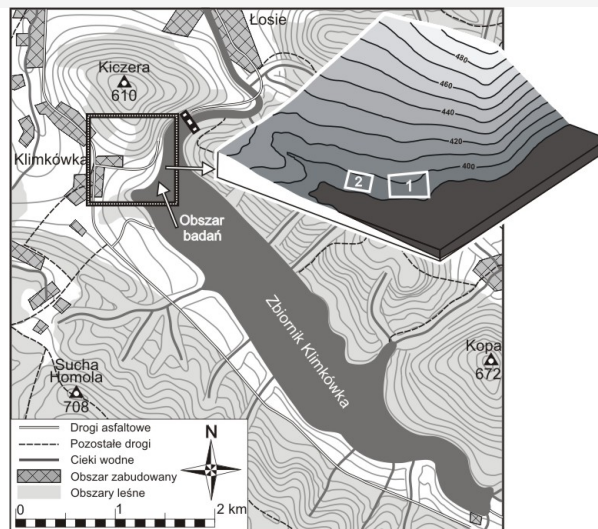
2. Cel, przedmiot i metody badań (The purpose, object and methods of the research)

Zasadniczym celem opracowania jest prezentacja dwóch metod, które można wykorzystać do rekonstrukcji zboczy doliny i oszacowania wielkości abrazji w obrębie strefy brzegowej zbiornika retencyjnego, przy braku danych wyjściowych. Artykuł przedstawia próbę rekonstrukcji zboczy doliny rzeki Ropy w wybranych profilach morfologicznych (i stanowiskach badawczych) oraz określenia rozmiarów abrazji brzegowej, która miała miejsce w trakcie 18 lat funkcjonowania zbiornika retencyjnego Klimkówka, zlokalizowanego w środkowej części polskich Karpat (ryc. 1). Zbiornik został uruchomiony w 1994 roku i jest obecnie jednym z najmłodszych zbiorników retencyjnych w polskich Karpatach. Celem budowy obiektu była ochrona przeciwpowodziowa oraz wyrównanie przepływów niżówkowych na Ropie. Maksymalna pojemność zbiornika wynosi 43,5 mln m³, powierzchnia 3,06 km², głębokość 30 m, a długość akwenu sięga 6 km. Zapora wodna (długość–210 m, wysokość–33 m) została usytuowana w 54,4 km biegu rzeki, około 20 km na południe od Gorlic.

Do badań wybrano dwa fragmenty doliny, a zarazem strefy brzegowej zbiornika odznaczające się intensywnym rozwojem klifów, zlokalizowane po lewej stronie zbiornika w części przyzaporowej (ryc. 2). Badania terenowe przeprowadzone w dniu 06.10.2011 polegały na pomiarach niwelacyjnych strefy brzegowej zbiornika Klimkówka pomiędzy krawędzią klifu (397,70 m n.p.m.) a poziomem wody, kształtującym się na 390,20 m n.p.m. oraz zboczy doliny Ropy powyżej krawędzi klifu w wybranych profilach kontrolnych na wymienionych stanowiskach badawczych (ryc. 2). Uzyskane przekroje strefy brzegowej zbiornika Klimkówka porównano z przekrojami zboczy doliny Ropy z okresu poprzedzającego powstanie zbiornika (ze stanem wyjściowym). Przekroje te wykreślono w oparciu o dwa różne źródła informacji i metody, tj. na podstawie mapy topograficznej 1:10000 (stan z 1964 roku) oraz w oparciu o lokalizację pni drzew występujących w obrębie strefy brzegowej zbiornika, ściętych przed jego zalaniem, oraz wysokość warstwy gruntu wymytej spod pni (fot. 1). Na tej podstawie określono wielkość abrazji brzegowej na rozpatrywanych fragmentach strefy brzegowej. Oceniono także wiarygodność otrzymanych wyników w odniesieniu do wymienionych metod.



Ryc. 1. Lokalizacja zbiornika Klimkówka w polskich Karpatach
 Fig. 1. Location of the Klimkówka Reservoir within the Polish Carpathians



Ryc. 2. Lokalizacja stanowisk badawczych
 Fig. 2. Location research positions

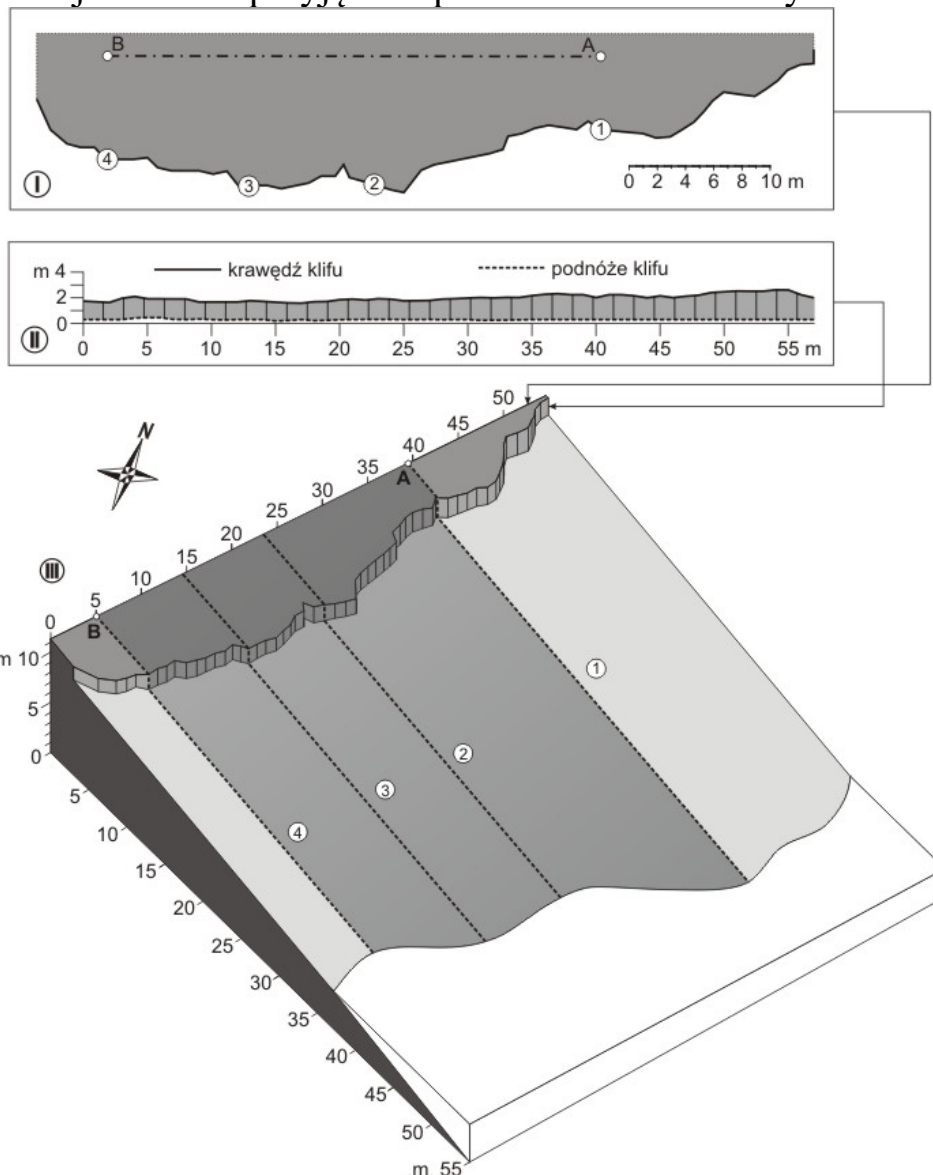


3. Rekonstrukcja pierwotnej morfologii zboczy doliny Ropy (Reconstruction of the original morphology of the slopes of the Ropa Valley)

Zbocze doliny Ropy w obrębie obydwu stanowisk badawczych jest pokryte miększą warstwą utworów czwartorzędowych, gliniastych i gliniasto-gruzowych oraz wykazuje umiarkowane bądź silne nachylenie (strefa brzegowa jest miejscami stromo nachylona). Pierwsze stanowisko o wymiarach: 35 m długości i 45 m szerokości i powierzchni 1575 m² (ryc. 3) jest oddzielone od drugiego małą doliną okresowego cieku uchodzącego do zbiornika. Drugie stanowisko badawcze charakteryzowało się 22 m długości, 35 szerokości i 770 m² powierzchni (ryc. 4). Według Wiejaczki (2011) procesy abrazji powodujące rozmywanie zboczy doliny Ropy, doprowadziły do wykształcenia się klifów po obu stronach zbiornika, na ponad 90% długość linii brzegowej. Ich wysokość jest zróżnicowana i waha się od 0 do ok. 3 m. Długość klifu uformowanego w obrębie pierwszego stanowiska osiągnęła 45 m (ryc. 3). Wysokość klifu wahała się pomiędzy 121 a 232 cm, a średnio wyniosła 170 cm. Na drugim stanowisku długość klifu wyniosła 25 m, a wysokość zawierała się w przedziale 137-290 cm, średnio 177 cm (ryc. 4). Długość poszczególnych profili niwelacyjnych wyznaczonych na omawianych stanowiskach (4 profile na pierwszym i 3 profile na drugim stanowisku) wskazuje, że poziom wody w stosunku do krawędzi klifu stagnował w dniu pomiarów w odległości od 25 do 40 m (stanowisko nr 1) oraz od 24 do 28 m (stanowisko nr 2). U podnóża klifu w wielu miejscach zalegał materiał pochodzący z jego abrazji (głównie w postaci zerw darniowych).

Wyznaczenie wyjściowego profilu morfologicznego doliny (z okresu poprzedzającego napełnienie zbiornika) potrzebnego do oceny wielkości abrazji w obrębie strefy brzegowej zbiornika, przy braku dokładnych pomiarów niwelacyjnych wykonanych przed jego powstaniem nie jest proste. W tym aspekcie najbardziej oczywistym rozwiązaniem wydaje się wykorzystanie mapy topograficznej. Precyzyjne dopasowanie profili niwelacyjnych wykonanych w terenie do odpowiadających im profili na mapie topograficznej jest bardzo trudne. Profile wyjściowe zboczy doliny Ropy wyznaczone na podstawie mapy topograficznej w skali 1:10000, zgodnie z przebiegiem profili niwelacyjnych, wskazują na bardzo wysoką warstwę usuniętego materiału wzdłuż całej długości poszczególnych profili badawczych (ryc. 5, 6). Wysokość warstwy usuniętego materiału na końcach prezentowanych profili jest wyższa od wysokości obserwowanej bezpośrednio przy krawędzi klifu gdzie teoretycznie powinna być ona największa. Nieprawdopodobnym wydaje się fakt, aby hydrodynamiczna aktywność zbiornika Klimkówka, doprowadziła do tak dużych rozmiarów abrazji (ryc. 7). Wynika stąd wniosek, że rekonstrukcja pierwotnego przebiegu zboczy doliny w obrębie strefy brzegowej zbiorników

retencyjnych, przy wykorzystaniu mapy topograficznej jest obarczona zbyt dużym błędem (w stosunku do pomiarów niwelacyjnych), a skala niedokładności jest nie do przyjęcia z punktu widzenia oceny wielkości abrazji.

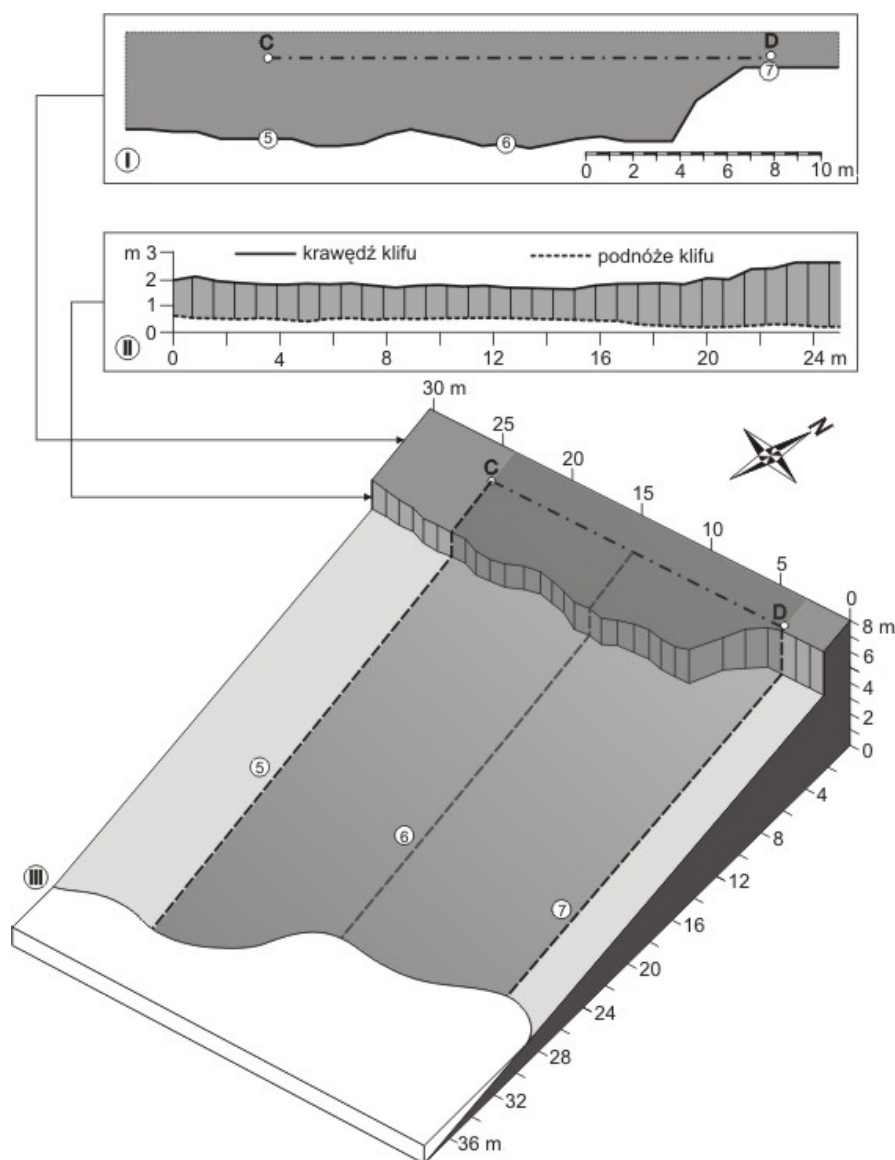


Ryc. 3. Stanowisko badawcze nr 1: I) przebieg krawędzi klifu, A i B-lokalizacja reperów II) wysokość klifu, III) ogólny rzut perspektywiczny, 1-4-profile niwelacyjne, A i B-lokalizacja reperów

Fig. 3. The research position number 1: I) the course of the cliff edge, A and B-location of benchmarks II) the height of the cliff, III) a general perspective view, 1-4-leveling profiles, A and B-location of benchmarks

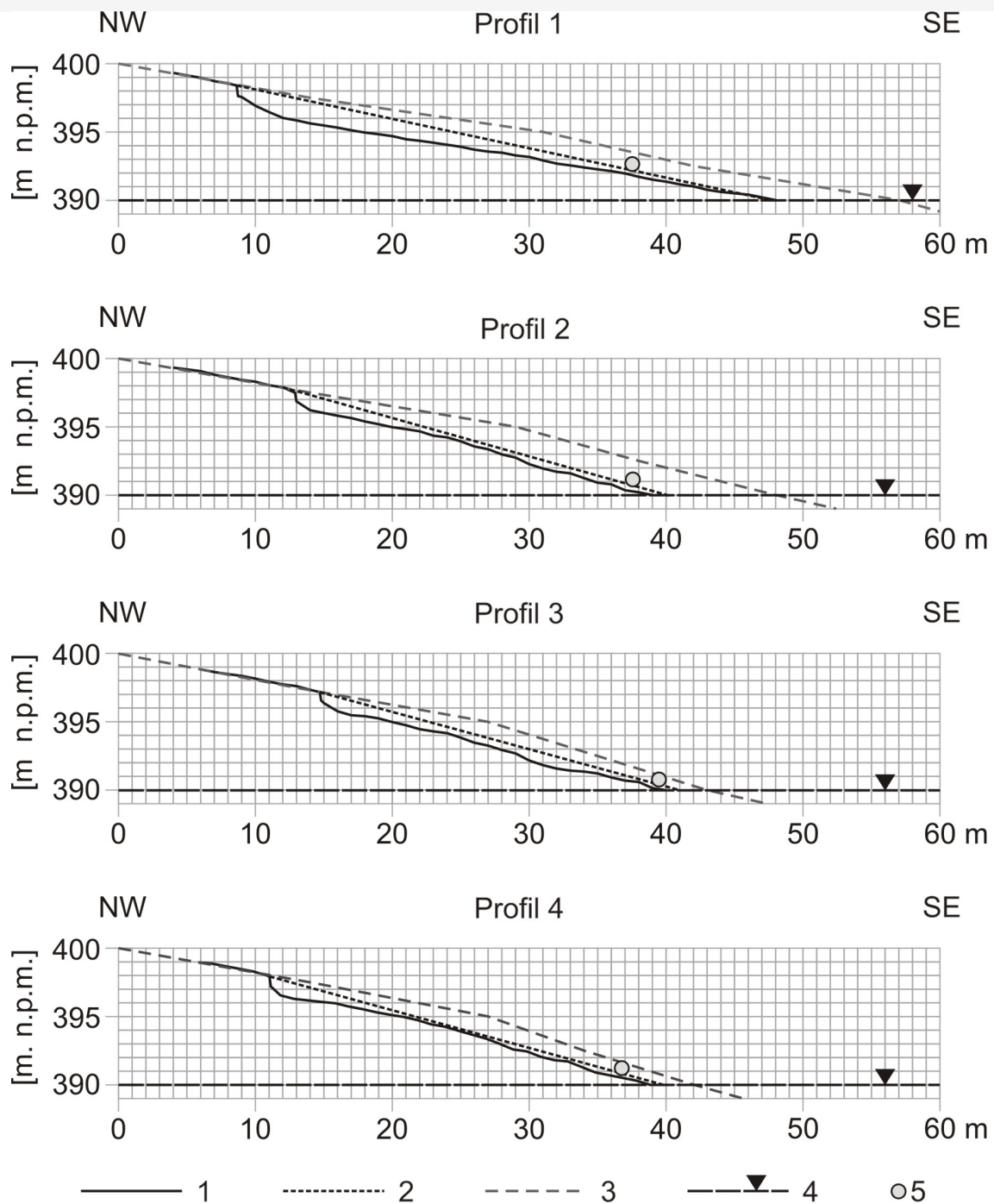
Do rekonstrukcji przebiegu zboczy doliny Ropy w obrębie strefy brzegowej zbiornika Klimkówka na rozpatrywanych stanowiskach pomiarowych można wykorzystać obecność pni drzew, przy założeniu, że przebieg wyjściowych profili morfologicznych doliny jest równy wysokości wymytej warstwy gruntu. Z przeprowadzonych pomiarów wynika, że wysokość warstwy gruntu usuniętej spod pni drzew na pierwszym stanowisku pomiarowym (7 pni) waha się pomiędzy 0 a 15 cm. Pnie, które występowały w obrębie pierwszego stanowiska pomiarowego zlokalizowane były w odległości 17-32 m od krawędzi klifu. Na drugim stanowisku (5 pni) wysokość wymytej

warstwy gruntu zawierała się między 10 a 20 cm. Wyznaczenie wzdłuż poszczególnych profili niwelacyjnych linii pomiędzy krawędzią klifu, a poziomem wody w zbiorniku, przechodzących przez punkty określające lokalizację pni (znajdujących się w najbliższej odległości od klifu) oraz wysokość wymytej warstwy gruntu, pozwala na przybliżoną rekonstrukcję profili wyjściowych zbocza doliny. Niedokładność rekonstrukcji zbocza przy wykorzystaniu tej metody wynika z faktu nierównomiernego rozmieszczenia pni w obrębie badanych fragmentów strefy brzegowej zbiornika Klimkówka (pnie występują w znacznej odległości od krawędzi klifu, a więc przeprowadzone linie pomiędzy krawędzią klifu a punktami lokalizacji pni stanowią uproszczenie rzeczywistego przebiegu zbocza). Stopień dokładności jest jednak wystarczający, aby można było oszacować orientacyjną wielkość abrazyj brzegowej dla danego fragmentu strefy brzegowej.



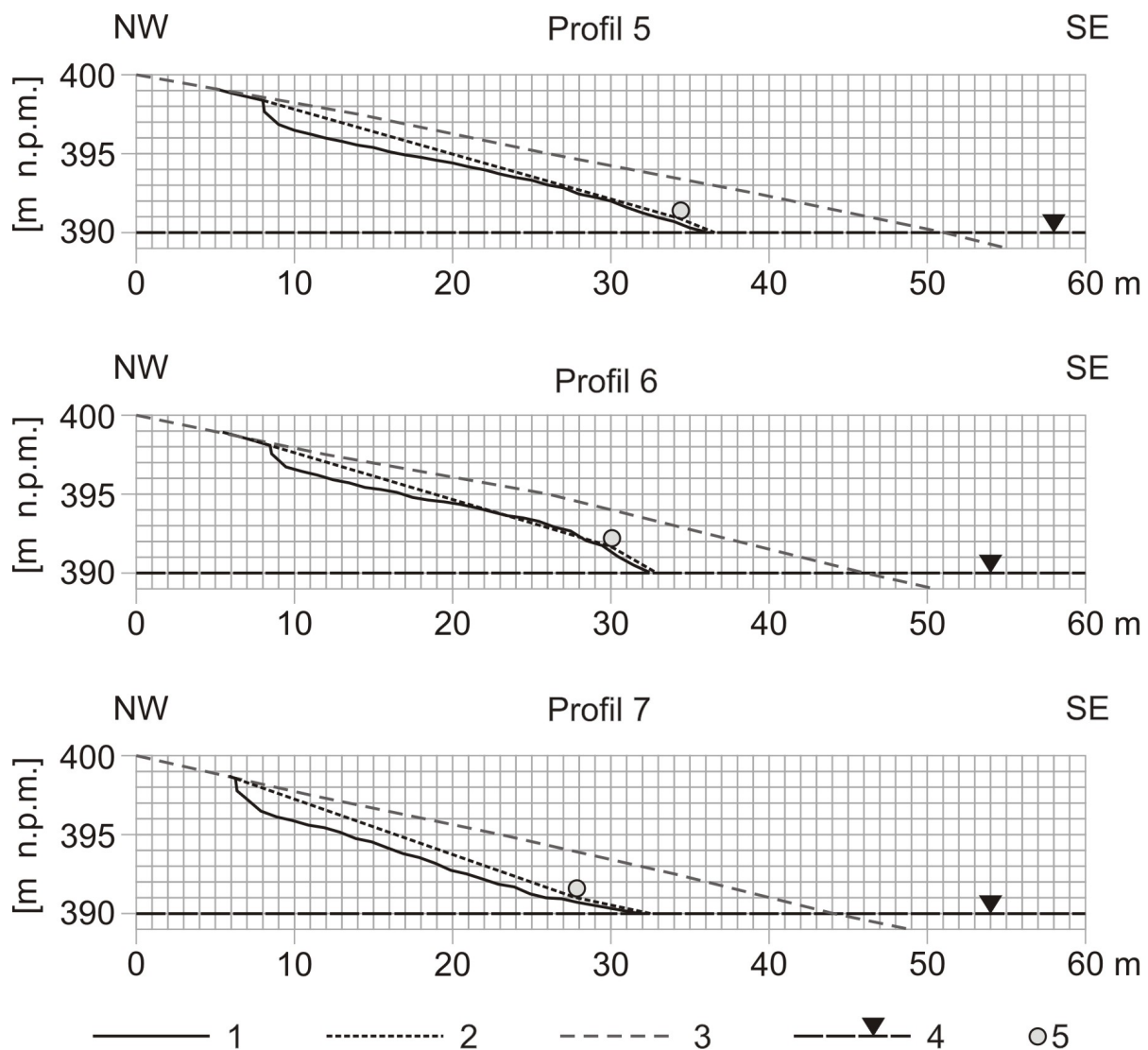
Ryc. 4. Stanowisko badawcze nr 2: I) przebieg krawędzi klifu, C i D-lokalizacja reperów II) wysokość klifu, III) ogólny rzut perspektywiczny, 5-7-oznaczenie profili niwelacyjnych, C i D-lokalizacja reperów

Fig. 4. The research position number 2: I) the course of the cliff edge, C and D-location of benchmarks II) the height of the cliff, III) a general perspective view, 1-4-leveling profiles, C and D-location of benchmarks



Ryc. 5. Profile poprzeczne w obrębie stanowiska badawczego nr 1: a) profil zbocza według pomiarów niwelacyjnych, b) pierwotny profil zbocza wyznaczony na podstawie wysokości warstwy gruntu wymytej spod pni drzew, c) pierwotny profil zbocza według mapy topograficznej 1:10000, d) poziom wody w zbiorniku Klimkówka (stan na 6 X 2011), e) pnie drzew

Fig. 5. Cross sections within the research position number 1: a) the slope profile by geodetic measurements, b) the initial slope profile based on the height of soil layer removed from tree trunks, c) the initial slope profile based on the topographic map 1:10000, d) water level in the Klimkówka Reservoir (6 October 2011), e) tree trunks



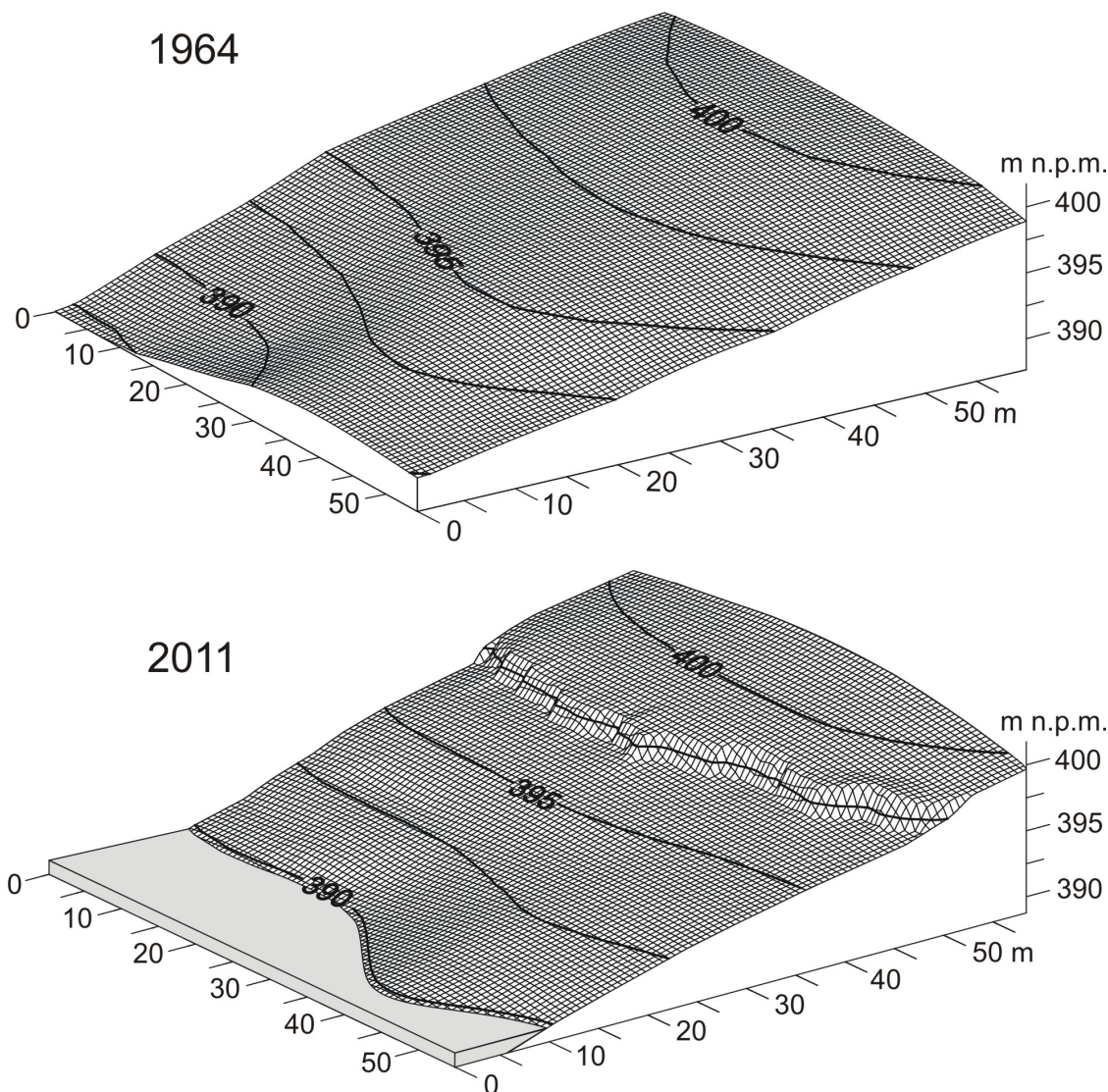
Ryc. 6. Profile poprzeczne w obrębie stanowiska badawczego nr 2: 1) profil zbocza według pomiarów niwelacyjnych, 2) pierwotny profil zbocza wyznaczony na podstawie wysokości warstwy gruntu wymytej spod pni drzew, 3) pierwotny profil zbocza według mapy topograficznej 1:10000, 4) poziom wody w zbiorniku Klimkówka (stan na 6 X 2011), 5) pnie drzew

Fig. 6. Cross sections within the research position number 2: a) the slope profile by geodetic measurements, b) the initial slope profile based on the height of soil layer removed from tree trunks, c) the initial slope profile based on the topographic map 1:10000, d) water level in the Klimkówka Reservoir (6 October 2011), e) tree trunks

4. Ocena wielkości abrazyj brzegowej (Assessment of the size of shore abrasion)

Na podstawie pomiarów wysokości warstwy gruntu wymytego spod pni Więjczka (2008, 2011), określił orientacyjną wielkość abrazyj brzegowej na zbiorniku Klimkówka w ciągu pierwszych 14 lat jego funkcjonowania. Przeprowadzone badania wykazały, że ze strefy brzegowej zbiornika Klimkówka o długości ok. 12,2 km i średniej szerokości 23 m zostało wymyte 56894 m³, co stanowi 0,13 % całkowitej pojemności zbiornika. Średnia wysokość usuniętej warstwy gruntu wynosi 0,3 m. Z jednego metra bieżącego

brzegu zbiornika Klimkówka zabradowane zostało przeciętnie ok. 5 m³ materiału.



Ryc. 7. Model terenu w obrębie stanowiska badawczego nr 1. Stan z 1964 roku (mapa topograficzna 1:10000) oraz z 2011 (pomiar geodezyjny)

Fig. 7. The terrain model within the research position number 1. Status of 1964 (1:10000 topographic map) and 2011 (geodetic measurements)

Bazując na wynikach pomiarów niwelacyjnych strefy brzegowej zbiornika oraz rekonstrukcji zboczy doliny Ropy na omawianych stanowiskach badawczych można oszacować, że z jednego metra bieżącego w poszczególnych profilach badawczych na stanowisku nr 1 zostało usunięte od 13,0 do 32,75 m³ materiału, natomiast na stanowisku nr 2 od 10,25 do 23,25 m³ gruntu (tab. 1). Średnio w obrębie pierwszego stanowiska z jednego metra bieżącego strefy brzegowej o średniej szerokości 29,4 m zostało zabradowane 19,13 m³ materiału, natomiast z drugiego stanowiska o średniej szerokości 26 m 16,67 m³ gruntu. Mnożąc wartość średnią przez długość poszczególnych stanowisk można otrzymać, że ze stanowiska nr 1 zostało usunięte 670 m³

materiału, a ze stanowiska nr 2 367 m³ materiału (różnica wielkości abrazji wynika zasadniczo z różnej wielkości poszczególnych stanowisk badawczych).

Tabela 1. Wielkość abrazji na poszczególnych stanowiskach badawczych
Table 1. The size of abrasion on each research positions

nazwa profilu (profile name)	długość profili (profiles length) [m]	powierzchnia abrazji (abrasion surface) [m ²]	wielkość abrazji w profilach (the size of abrasion in profiles) [m ³ /m]	wielkość abrazji dla całego stanowiska (the size of abrasion for all position) [m ³]
stanowisko (position) 1				
profil 1	39,50	32,75	32,75	
profil 2	26,00	14,50	14,50	
profil 3	24,50	16,25	16,25	
profil 4	27,50	13,00	13,00	
średnia (average)	29,38	19,13	19,13	
stanowisko (position) 2				
profil 5	28,00	16,50	16,50	
profil 6	24,00	10,25	10,25	
profil 7	26,00	23,25	23,25	
średnia (average)	26,00	16,67	16,67	

Powyższe wyniki oceny abrazji brzegowej na zbiorniku Klimkówka są bardziej dokładne w porównaniu z rezultatami prezentowanymi w opracowaniach Wiejaczki (2008, 2011), który dokonał oceny wielkości abrazji wyłącznie na podstawie pomiarów warstwy gruntu wymytej spod pni drzew w obrębie strefy brzegowej zbiornika, bez uwzględnienia ubytków zboczy na skutek rozwoju klifów. Uzyskane wyniki są ok. 4-krotnie (stanowisko nr 2) i 8 wyższe (stanowisko nr 1) w porównaniu z obliczeniami wykonanymi według metody zaproponowanej przez Wiejaczkę (2008, 2011). Biorąc pod uwagę fakt, iż pnie drzew w obrębie badanych stanowisk zlokalizowane były w znacznej odległości od klifu, poprowadzenie linii prostej pomiędzy krawędzią klifu a miejscem ich położenia mogło prowadzić do niewielkiego zawyżenia wysokości usuniętej warstwy gruntu. Stąd, przy próbie oceny całkowitej wielkości abrazji w obrębie zbiornika Klimkówka należy tak dobierać lokalizację profili niwelacyjnych strefy brzegowej, aby przechodziły one przez jak największą liczbę pni, w miarę równomiernie rozmieszczonych wzdłuż poszczególnych profili.

Podsumowanie (Summary)

Przedstawiona próba rekonstrukcji zboczy doliny Ropy w obrębie wybranych fragmentów strefy brzegowej zbiornika Klimkówka, w oparciu o

wykorzystanie mapy topograficznej w skali 1:10000, nie dała wiarygodnych wyników. Porównanie precyzyjnych pomiarów niwelacyjnych strefy brzegowej zbiornika Klimkówka z informacjami o przebiegu poziomów odczytanymi z mapy topograficznej jest obciążone zbyt dużą niedokładnością. Uzyskane wyniki są na tyle zawyżone, że nie dają podstawy do obliczenia wielkości abrazji brzegowej.

W przypadku zbiornika Klimkówka, o wiele lepsze efekty rekonstrukcji zboczy doliny Ropy można uzyskać na podstawie pomiarów warstwy gruntu wymytej spod pni drzew występujących w obrębie strefy brzegowej zbiornika, ściętych przed jego napełnieniem. Problemem zastosowania tej metody jest fakt nierównomiernego rozmieszczenia pni w obrębie czaszy zbiornika. Dokładność wyników jest jednak wystarczająca do obliczenia przybliżonej (ale też wiarygodnej) wielkości abrazji. Przy powtarzaniu badań wielkości abrazji według przedstawionej metody należy pamiętać, aby pomiary były wykonywane przy zbliżonym poziomie wody w zbiorniku (podobnej szerokości strefy brzegowej). W przeciwnym razie uzyskane wyniki nie będą porównywalne.

Zastosowanie powyższej metody w przypadku innych zbiorników retencyjnych może być jednak ograniczone. Nie w każdym przypadku budowy zbiornika zachodzi potrzeba wycinania drzew rosnących w obrębie jego czaszy. Warto też mieć na uwadze fakt, że najdokładniejsze wyniki dotyczące przekształceń zboczy doliny rzecznej w obrębie strefy brzegowej zbiornika retencyjnego dają jedynie powtarzalne pomiary geodezyjne.

Literatura:

- Banach M., 1994, Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 161, 181.
- Dąbkowski S. L., 1978, Wyniki wstępnych badań abrazji brzegu zbiornika Nysa, Gosp. Wodna, 10, 312-316.
- Kieraś W., Majka J., Racinowski R., 1973, Próba określenia ilościowej charakterystyki abrazji na zbiorniku solińskim, Gosp. Wodna, 4, 129-131.
- Kozielska-Sroka E., Michalski P., Zydrón T., 2010, Uwarunkowania geotechniczne i hydrodynamiczne transformacji północnej strefy brzegowej zbiornika Czorsztyn-Niedzica w trakcie jego eksploatacji, [w:] R. Soja, S. Knutelski, J. Bodziarczyk (red.), Pieniny – Zapora – Zmiany, „Monografie Pienińskie”, 2, 63-82.
- Wiejaczka Ł., 2009, Shore erosion on the Klimkówka water reservoir, [w:] Mentlik P., Hartvich F. (red.), State of geomorphological research in 2009, Geomorfologický sborník, 8, Międzynarodowa Konferencja Geomorfologiczna, Czechy, Šumava, 66-67.
- Wiejaczka Ł., 2011, Wpływ zbiornika wodnego „Klimkówka” na abiotyczne elementy środowiska przyrodniczego w dolinie rzeki Ropy, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 229, 144.

**ДЕСЯТЬ ПОЗИЦІЙ ЗА РІЧКОВЕ ПОХОДЖЕННЯ ВЕРХНІХ
(СУПІЩАНО-СУГЛИНИСТИХ) ГОРИЗОНТІВ
ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ТЕРАС УКРАЇНСЬКОГО ПЕРЕДКАРПАТТЯ
ТА СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я (частина 3)**

Роман Гнатюк

Львівський національний університет
імені Івана Франка

Вступ. Пропонована читачеві стаття продовжує цикл публікацій [6-8], присвячених проблемі походження відкладів супіщано-суглинистих горизонтів терас Українського Передкарпаття та Середнього (Подільського) Придністер'я. Стаття розкриває зміст *сьомої позиції* (сьомого розділу) підготовленого повідомлення. Розділ поділено на три взаємно пов'язані підрозділи, означені цифрами 7.1, 7.2 та 7.3. Загальна назва розділу – **“Особливості ярусної будови, стратифікації та стратиграфії ґрунтово-лесових товщ плейстоценових терас”**.

7.1) Кількість ярусів лесу та похованих ґрунтів (лесових і ґрунтових горизонтів) у розрізах різновікових терас.

Відомо, що потужні (5-10 м і більше) товщі супіщано-суглинистих відкладів, приурочені до плейстоценових і еоплейстоценових терас Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я, часто містять горизонти добре виражених похованих ґрунтів, що розділяють їх на шари, складені переважно суттєво пилуватими породами, які в більшій чи меншій мірі нагадують леси. Відомо також, що кількість таких шарів, а, відповідно, і похованих ґрунтів, зазвичай є більшою у розрізах, приурочених до порівняно давніх четвертинних терас, яким властива також і порівняно значна потужність товщ супіщано-суглинистих відкладів; найбільша кількість лесових і ґрунтових шарів констатована у розрізах ґрунтово-лесових товщ еоплейстоценових терас Середнього та Нижнього Придністер'я [1-6, 13-15].

Зазначені особливості будови верхніх, супіщано-суглинистих горизонтів четвертинних терас Дністра, Прута та їх допливів стали фактологічним підґрунтям для формування уявлення про закономірно-ярусну будову їхніх ґрунтово-лесових товщ, трактованих як субаеральні лесові (ґрунтово-лесові) покриви. Згідно цього уявлення, популярного серед українських геологів, які вивчали тераси рівнинних рік лесових областей України у 30-ті роки минулого століття, кількість поверхів (ярусів) терасових лесів і лесоподібних порід обумовлена віком тераси і закономірно змінюється зі зміною порядкового номера терас та

стратиграфічної позиції їхніх річкових відкладів: чим давніша тераса, тим більше лесових ярусів, увінчаних ґрунтами, творять її лесовий покрив, що вкриває алювій; з віком терас пов'язували наявність, стратиграфічну повноту і товщину їхнього лесового покриву [10, 11, 13].

Згодом, у 60-ті-70-ті роки, коли було з'ясовано, що теплі (міжльодовикові та міжстадіальні) епохи в окремих розрізах субаеральних товщ різних регіонів України можуть бути представлені комплексом похованих ґрунтів, розділених міжґрунтовими шарами [2, 5], закономірні риси ярусної будови ґрунтово-лесових покривів річкових терас починають пов'язувати з наявністю певних лесових і ґрунтових горизонтів (як стратиграфічних одиниць) і з певною їх максимальною кількістю, визначеною віком тераси. Побутує також уявлення про однакову чи майже однакову кількість плейстоценових лесових горизонтів і плейстоценових терас, похідне від уявлення про кліматичну природу субаеральних лесових покривів і річкових терас України; прийнято вважати, що кожна плейстоценова тераса Середнього і Нижнього Дністра потенційно має певний ґрунтово-лесовий покрив (давніша – повніший на два стратиграфічні горизонти) [1, 3, 4, 14].

Слід зазначити, що концепція закономірно-ярусної будови лесових покривів терас Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я не лише ґрунтувалась на уявленні про широке розповсюдження різновікових покривів еолових та делювіальних лесів, утворених у льодовикові та стадіальні епохи четвертинного періоду, а й фактично підтверджувала субаеральне походження терасових ярусів лесу цих областей. Разом з тим, є певні підстави вважати, що ця концепція була і є передовсім логічним наслідком цього уявлення, а також здогаду про кліматичну зумовленість річкових терас, і щодо обох зазначених вище регіонів її слід розглядати наразі як передбачення, яке до певної міри узгоджене з фактажем. З огляду на це важливо з'ясувати, чи підтверджує дану концепцію неупереджено зібраний і проаналізований фактичний матеріал, що стосується кількості плейстоценових терас та будови їх ґрунтово-лесових покривів.

Відповідний фактичний матеріал зібрано у Галицькому Придністер'ї, де наявні усі відомі автору плейстоценові (неоплейстоценові) тераси Дністра й порівняно добре вивчені особливості їх геологічної будови. Узагальнені показники морфології терас та структури їх ґрунтово-лесових покривів, отримані внаслідок вивчення близько 40-а розрізів (окремих відслонень і їх груп) супіщано-суглинистих горизонтів плейстоценових терас, представлені у таблицях 1 і 2.

Вихідні дані для характеристики ярусної будови ґрунтово-лесових товщ плейстоценових терас цього регіону зібрані з урахуванням наступних правил і вимог:

1) взято до уваги відслонення терасових відкладів, які повністю (на усю товщину) чи майже повністю розкривають будову ґрунтово-лесових

товщ добре збережених (не зденудованих і не нарощених покривом схилових відкладів) фрагментів тераси;

2) як відповідники ґрунтових стратиграфічних горизонтів тлумачено лише порівняно добре розвинені поховані ґрунти; ембріональні ґрунти, а також ґрунти та ґрунтові породи заключних стадій ґрунтоутворення не враховані як повноцінні стратиграфічні горизонти;

3) ґрунтові світи – комплекси типологічно близьких похованих ґрунтів, типові для так званих однолесових терас і низів ґрунтово-лесових товщ багатолесових терас, тлумачено як один ґрунтовий стратиграфічний горизонт – нижній член розрізу ґрунтово-лесового покриву (такі світи нагадують комплекси похованих ґрунтів, констатовані у відслоненнях голоценової тераси Дністра [8, 14]; потужність ґрунтових світ досягає трьох-чотирьох метрів, їхня підошва у Галицькому Придністер'ї знаходиться зазвичай на два-три метри вище покрівлі руслових відкладів тераси);

Таблиця 1

Плейстоценові тераси Галицького Придністер'я

№ з/п	Індекс тераси	Назва тераси (за опорним розрізом)	Відносні висоти терас Дністра, м:	
			район с. Бовшів – м. Галич	район сіл Маріямпіль – Довге
1	H_1^a	тустаньська	7-10, з еоловими підняттями до 15	8-10
2	H_1^b	колодіївська *	–	~ 15
3	H_1^b	тростянецька	~ 18	~ 19
4	H_2^a	єзупільська	~ 20	~ 21
5	H_2^b	мошківська	–	~ 25
6	H_2^b	маріямпільська 1-а	–	~ 27, з еоловими підняттями до 30
7	C_1^a	зеленоустянська	–	~ 32
8	C_1^b	маріямпільська 2-а	–	~ 35, з еоловими підняттями до 46
9	C_2	вовчківська	43-44	~ 45, з еоловими підняттями до 49
10	C_3 **	~ 52	~ 55
11	C_4	довгівська	~ 58	~ 63, з еоловими підняттями до 71
12	C_5	петрилівська	~ 66	~ 72, з еоловими підняттями до 86
13	C_6	галицька	~ 76, з еоловими підняттями до 80	~ 85, з еоловими підняттями до 108

* Примітка 1. Опорний розріз тераси знаходиться у долині р. Сівка.

** Примітка 2. Представницьких розрізів тераси у Галицькому Придністер'ї не виявлено.

4) лесові стратиграфічні горизонти у нижніх (підґрунтових) частинах ґрунтово-лесових товщ дністерських терас виділені лише у тих розрізах, в яких потужність шару лесоподібних порід перевищувала п'ять метрів; в інших розрізах плейстоценових терас Дністра цей підґрунтовий шар був утлумачений як нижній член ґрунтового стратиграфічного горизонту.

Щодо висотної характеристики терас Галицького Придністер'я, то властиві їм значні коливання відносної висоти їх поверхні, пов'язані з наявністю локальних еолових піднять (див. табл. 1), зумовлені не лише формуванням локально поширених накладених (епігенетичних) еолових покривів-піднять, а й формуванням не менш виразного “лесового” еолового рельєфу на завершальній стадії утворення окремих терас – 1-ї (H_1^a), 8-ї (C_1^b) та 9-ї (C_2). Верхні (приповерхневі) лесові яруси цих трьох терас місцями мають аномально значну товщину (див. табл. 2), що разом з іншими специфічними ознаками цих ярусів засвідчує особливі (перигляціальні) умови їхнього формування, сприятливі для активізації еолових процесів.

Повертаючись до з'ясування особливостей ярусної будови ґрунтово-лесових товщ плейстоценових терас Галицького Придністер'я слід передовсім зазначити, що аналіз відповідного фактичного матеріалу (див. табл. 2) не підтверджує передбачення про послідовне, закономірно-правильне зростання кількості ґрунтових і лесових горизонтів зі зростанням порядкового номеру й віку тераси. Перший “збій” проявляється у будові 6-ї і 7-ї терас: у стратиграфічно найповніших розрізах їхніх терасових відкладів мало б бути два яруси лесу, а констатовано лише один. Потім тенденцію закономірно-правильного зростання кількості ґрунтових і лесових горизонтів “порушують” дві найвищі тераси (див. табл. 2).

Таблиця 2

Структура ґрунтово-лесових товщ стратиграфічно найповніших розрізів плейстоценових терас Галицького Придністер'я

Порядковий номер та індекс тераси	Кількість похованих ґрунтів (ґрунтових горизонтів)	Кількість лесових покривів (ярусів) і лесових горизонтів	Потужність ґрунтово-лесової товщі	Потужність приповерхневого лесового покриву
1 H_1^a	–	1 / 1	5-10 м	5-10 м
2 H_1^b	1	1 / 1	~ 10 м	~ 8 м
3 H_1^b	1	1 / 1	10-12 м	8-10 м
4 H_2^a	1	2 / 2	~ 14 м	4-8 м
5 H_2^b	2	2 / 2	~ 18 м	~ 10 м
6 H_2^b	1	1 / 1	~ 15 м	~ 12 м
7 C_1^a	1	1 / 1	~ 15 м	~ 12 м
8 C_1^b	2	2 / 2	17-25 м	10-14 м

9	C ₂	3	3 / 3	25-27 м	15-20 м
10	C ₃	–	–	–	–
11	C ₄	3	3 / 3	~ 38 м	~ 22 м
12	C ₅	2	2 / 2	~ 39 м	~ 5 м
13	C ₆	5	6 / 5	~ 42 м	~ 3 м

Певну невідповідність між передбачуваною та констатованою кількістю ґрунтових і лесових горизонтів у розрізах різновікових терас можна пояснити локальним поширенням субаеральних покривів певного віку, і, відповідно, стратиграфічною неповнотою окремих або й багатьох розрізів місцевих терас, недостатньою кількістю та недостовірністю вихідних даних. Проте, схожі, а для перших восьми (Н₁^а–С₁^б) терас однакові показники щодо структури їх ґрунтово-лесових товщ отримані при узагальненні фактичного матеріалу, що був зібраний автором внаслідок польових робіт, проведених в Ямпільському Придністер'ї, де вивчено близько 70-ти розрізів ґрунтово-лесових товщ четвертинних терас.

Повну відповідність узагальнених даних щодо ярусної структури (стратифікації) ґрунтово-лесових товщ перших восьми терас різних субрегіонів Середнього Придністер'я навряд чи можна розглядати як випадок, зумовлений впливом вище перелічених чи інших причин. Це спонукає зробити два важливі для нас висновки:

1) між кількістю ґрунтових і лесових горизонтів, констатованих у стратиграфічно найповніших розрізах різновікових терас і зміною їх порядкового номеру (віку) нема тісної й однозначно прямої залежності (доречно нагадати, що цей висновок не узгоджується з концепцією закономірно-ярусної будови лесових покривів терас Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я);

2) для певних терас властива певна максимальна кількість ґрунтових горизонтів і лесових ярусів, визначена, мабуть, не так віком тераси, як особливостями її формування.

Узагальнення відповідних даних, вміщених у публікаціях інших фахівців (табл. 3), що виділяють меншу кількість плейстоценових терас, беручи до уваги передовсім особливості геологічної будови терас, у тім числі будову їх ґрунтово-лесових розрізів (взято до уваги характеристики близько 30-ти найбільш представницьких ґрунтово-лесових розрізів, поданих у колективній монографії), швидше підтверджує, ніж заперечує ці висновки.

7.2) Оригінальність і зіставимість (незіставимість) стратиграфічно повних розрізів ґрунтово-лесових товщ різновікових терас.

Результати вивчення ґрунтово-лесових розрізів різновікових плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я ще на початковому етапі їхніх досліджень переконали

автора в тому, що *грунтово-лесові покриви різних, у тім числі близьких за висотою терас, мають різну будову і їх головні складові – ґрунтові та лесові горизонти – не повторюються у розрізах інших, у тім числі суміжних, терас.*

Нагадаю, що згідно уявлення про покривну будову ґрунтово-лесових товщ плейстоценових терас, лесові покриви суміжних терас мали б різнитись лише за повнотою розрізу – у покривах давніших терас мали б

Таблиця 3

Ярусність ґрунтово-лесових товщ найповніших розрізів четвертинних терасових відкладів Ямпільсько-Тираспольського Придністер'я (за даними, взятими з публікації [14])

Порядковий номер та індекс (вік) тераси	Кількість похованих ґрунтів (ПГ) і ґрунтових горизонтів (ГГ), назва відповідного розрізу ¹	Кількість лесових покривів (ярусів) і лесових горизонтів (ЛГ), потужність ґрунтово-лесової товщі	Примітки
I df-pč	–	1 / 1, до 10 м	У розрізах першої тераси плейстоценових ПГ не мало б бути за визначенням
II pl-bg	2 / 2, Вертюжень	3 / 3, понад 8,5 м	
III kd-ts	3 / 3, Василкеу 2 / 2, Грігоріюпол-Делакеу 2 / 2, Косауць	4 / 3, 8 м 3 / 3, 10 м 3 / 3, 9 м	
IV zv-dn	3 / 2, Шерпень	4 / 3, 11 м	За даними М. Веклича (1968), розріз Колкотова балка містить 6 ПГ і ґрунтових світ, 5 ГГ і 7 ЛГ
V lb-tl	5 / 5, Колкотова балка 5 / 5, Варніца	6 / 6, 16 м 6 / 6, 18,5 м	
VI mr-sl	4 / 3, Погреб'є 3 / 3, Вертюжень	5 / 5, 18,5 м 4 / 4, 14,5 м	
VII sh-pr	4 / 3, Дубасарь 4 / 2, Кріулень	5 / 4, 15 м 5 / 1, 8 м	
VIII kr-il	3 / 3, Слобозія-Кремене	4 / 4, 13 м	За даними М. Веклича (1968), у Гаджімуському розрізі є 9 ПГ, 7 ГГ і 8 ЛГ
IX bv-br	6 / 5, Грушова 5 / 4, Гаджімус	7 / 6, 15 м 6 / 6, 16,5 м	

бути давніші стратиграфічні горизонти, представлені лесовими ярусами та горизонтами (світами) викопних ґрунтів. Інша (одновікова) частина субаерального розрізу різновікових терас мала б бути тотожною. Тобто, у кожній парі суміжних чи близьких за порядковим номером терас (а саме такі тераси близькі за умовами формування покривів субаеральних товщ)

¹ Не brano до уваги ембріональні ПГ, ґрунтові породи та ґрунти заключних стадій ґрунтоутворення.

мали б бути спільні (одновікові) стратиграфічні горизонти. Насправді, ґрунтові та лесові горизонти різновікових терас, як і складені ними

ґрунтово-лесові покриви, мають більш чи менш виразно виявлені оригінальні ознаки і у стратиграфічному плані незіставимі, що добре видно на прикладі порівняно добре вивчених і просто побудованих одно- та дволесових пізньоплейстоценових терас (перша – сьома тераси) Галицького Придністер'я. Щоправда, дві суміжні тераси цього регіону – друга і третя – досить подібні за характерними особливостями будови своїх ґрунтово-лесових товщ (табл. 4).

Таблиця 4

Характерні особливості будови ґрунтово-лесових товщ (покривів) пізньоплейстоценових терас Галицького Придністер'я

Порядковий номер та індекс тераси	Назва тераси, типова висота її поверхні ²	Характерні особливості будови ґрунтово-лесових товщ і їх головних елементів	
		Зональний тип викопного ґрунту, його потужність	Інші характерні ознаки внутрішньої будови терас
1	H₁^a тустанська 7-10 м	викопні ґрунти відсутні сучасний (експонований) ґрунт темно-сірий лісовий	тераса однолесова, лесовий горизонт перигляціального типу
2	H₁^b колодіївська ~ 15 м	буроземоподібний, 1,5-2,0 м	тераса однолесова
3	H₁^b тростянецька ~ 18 м	буроземоподібний, 1,5-2,0 м	тераса однолесова, лесовий горизонт субперигляціального типу
4	H₂^a езупільська ~ 20 м	сірий (бурувато-підзолистий) лісовий, 1,5-2,0 м	тераса дволесова, нижній лесовий горизонт перигляціального типу
5	H₂^b мошківська ~ 24 м	верхній – дерновий, 1,0-1,5 м, нижній – сірий (буроземно-підзолистий) лісовий, 1,5-2,0 м	тераса дволесова, верхній лесовий горизонт субперигляціального типу
6	H₂^b маріямпільська 1-а ~ 26 м	лучно-чорноземний, ~ 2,0 м	тераса однолесова
7	C₁^a зеленоустьянська ~ 31 м	сірий (буроземно-підзолистий) лісовий, ~ 2,0 м	тераса однолесова, лесовий горизонт субперигляціального типу

Стратиграфічно повні розрізи супіщано-суглинистого покриву інших пізньоплейстоценових терас Дністра мають значно ліпше виявлені оригінальні ознаки, врахування яких дає змогу впевнено розпізнавати ці тераси ріки за особливостями їх внутрішньої будови (див. табл. 4) та здійснювати кореляцію терас різних субрегіонів Передкарпаття та Подільського Придністер'я.

З-поміж інших пізньоплейстоценових терас найлегше розпізнати ґрунтово-лесовий покрив шостої тераси – найдавнішої у групі низьких

² Показники стосуються середньої частини Галицького Придністер'я.

терас – завдяки оригінальному викопному ґрунту чи ґрунтовому комплексу, що у межах Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я має темно-сіре або чорне забарвлення, характерне для чорноземних викопних ґрунтів, приурочених до порівняно давніх фрагментів голоценової заплавно-надзаплавної тераси.

Оригінальність різновікових лесових горизонтів і ярусів пізньоплейстоценових терас Галицького Придністер'я зумовлена літологічними особливостями їх основних порід – їхньою піскуватістю й верствуватістю, карбонатністю (наявністю чи відсутністю первинних і вторинних форм карбоната кальцію), характерним забарвленням, а також їх типовою і максимальною потужністю та характером покрівлі лесового покриву (для деяких лесових ярусів, віднесених до перигляціального та субперигляціального типу, властива ліпше чи гірше виявлена хвилястість їх денної чи похованої поверхні). Зазначені особливості лесових горизонтів цих терас можуть суттєво змінюватись за простяганням і в розрізі. Разом з тим, вивчаючи різні фрагменти ґрунтово-лесових товщ одновікових терас, можна виявити характерні ознаки різних (різновікових) лесових ярусів та типізувати їх за особливостями будови. Можна, зокрема, виділити яруси нормального (помірного гумідного), перигляціального та субперигляціального типу (див. табл. 4).

Щодо потужності окремих лесових ярусів як ознаки, важливої для їх розрізнення у віковому та генетичному аспектах, слід зауважити таке: 1) потужність верхнього (приповерхневого) лесового покриву у стратиграфічно повних розрізах пізньоплейстоценових терас досить витримана та значна (коливається в межах від 4-5 до 10-12 м); 2) для стратиграфічно повних розрізів давніших плейстоценових терас властива дуже різна потужність верхніх лесових ярусів (див. табл. 2); 3) незвично малі потужності приповерхневого лесового покриву найвищих плейстоценових терас Галицького Придністер'я (12-ї та 13-ї) можуть засвідчувати їх аномальне (субаеральне) походження. Це передбачення підтверджує факт безсумнівного субаерального походження верхнього ярусу лесу відомого галицького розрізу [15].

Слід зауважити також, що внутрішня будова – стратифікація та стратиграфія – верхніх (приповерхневих) ярусів других-сьомих пізньоплейстоценових терас Галицького Придністер'я, які згідно концепції закономірно-ярусної будови лесових покривів терас мали б бути одновіковими, фактично, бузькими (адже саме цей пізньоплейстоценовий субаеральний покрив найбільш розповсюджений у районі Галицького Придністер'я), не узгоджується з будовою верхнього (бузького) й нижнього (умовно удайського) лесових горизонтів найбільш представницького межигірського розрізу верхньоплейстоценового субаерального покриву цього регіону [9].

Неменш важливо, що властива для субаерального верхнього плейстоцену Подільського Придністер'я чітка послідовність певних ґрунтів,

соліфлюкційних (делювіально-соліфлюкційних), глейових і лесових літолого-стратиграфічних горизонтів, виявлена у межигірському розрізі та інших представницьких відслоненнях субаерального покриву Придністерського Опілля, не виявлена у будові численних ґрунтово-лесових розрізів середньо- та пізньоплейстоценових терас Дністра. Певним винятком в цьому плані виступає дволесовий розріз п'ятої пізньоплейстоценової тераси, який завдяки морфологічним особливостям верхнього (дернового) викопного ґрунту, що схожий на дубнівський (витахівський) інтерстадіальний ґрунт середнього пленігліціалу, в загальних рисах нагадує характерні вододільні та схиліві розрізи місцевого верхньоплейстоценового покриву.

Порівняльний аналіз характерних елементів і рис ґрунтово-лесових товщ пізньоплейстоценових терас інших порівняно добре вивчених субрегіонів Українського Передкарпаття та Подільського Придністер'я (Бистрицька і Коломийська алювіальні рівнини, Ямпільське Придністер'я), також переконує в тому, що розрізи власне терасових відкладів різних, у тім числі і суміжних терас не мають спільних, тобто одновікових лесових і ґрунтових горизонтів.

Висновки, зроблені внаслідок вивчення розрізів пізньоплейстоценових терас, стосуються і давніших плейстоценових терас зазначених вище субрегіонів Передкарпаття та Придністер'я. Варто наголосити, що вони не лише суперечать уявленням про субаеральне походження місцевих ярусів терасових лесів, бо не узгоджуються з думкою про поетапне й одночасне формування лесових покривів-ярусів на різновікових терасах, а й – за відсутності альтернативи, – виступають як аргументи за їх річкове походження.

7.3) Неоднорідна будова ґрунтово-лесових покривів одно- та багато-лесових терас.

Ретельне вивчення багатьох десятків відслонень *добре збережених* (не зденудованих і не нарощених покривом пролювіальних і схилівих відкладів) фрагментів низьких ($H_1^a-H_2^b$) і середньовисоких ($C_1^a-C_6$) плейстоценових терас Передкарпаття та Подільського Придністер'я переконало автора у тому, що *одна і та ж тераса, а іноді й її окремо взятий морфологічно відособлений фрагмент, у різних місцях можуть мати суттєво різну будову ґрунтово-лесового покриву, у тім числі різну кількість ґрунтових і лесових горизонтів.* Часом відмінності у будові ґрунтово-лесового покриву конкретної морфологічної (морфологічно добре вираженої та однорідної – гіпсометрично витриманої) тераси, проявлені у різній кількості та характеристиках лесових і ґрунтових горизонтів бувають настільки значні, що важко повірити в те, що маємо справу з покривом однієї і тієї ж тераси.

Наприклад, у відслоненнях ґрунтово-лесового покриву дволесової тераси C_1^b , розміщених у районі с. Маріямпіль, зокрема у розрізі,

опрацьованому А. Богуцьким та М. Ланчонт [15, с. 131-143], наявні два поховані ґрунти (ґрунтові горизонти), розділені досить потужним горизонтом лесових порід; в іншому розрізі ґрунтово-лесового покриву цієї ж тераси, розміщеному на правобережжі Дністра навпроти с. Устя-Зелене, присутній лише один похований ґрунт, перекритий одним ярусом лесу (викопний ґрунт, що відповідає нижньому ґрунтовому горизонту маріямпільських розрізів, тут відсутній), а в розрізі потужного супіщано-суглинистого покриву тераси біля с. Новий Мартинів, де цоколь тераси знаходиться аномально низько, похованих ґрунтів нема. Отже, одна і та ж (за морфологічними ознаками) тераса, зберігаючи властиву їй висоту, на різних ділянках має покрив, представлений різною кількістю ґрунтових і лесових горизонтів.

Інший показовий для Галицького Придністер'я приклад неоднакової будови морфологічно тотожних фрагментів дволесової тераси можна навести, посилаючись на розрізи Колодіїв 1 і Єзупіль II, детально схарактеризовані у праці [15] згаданих вище фахівців (обидва розрізи представляють будову п'ятої пізньоплейстоценової тераси). Неменш помітні відмінності у будові потужної товщі терасових відкладів трилесової дев'ятої тераси Дністра: у різних відслоненнях опорного розрізу тераси, розміщених на східній околиці присілку Вовчківці с. Маріямпіль, констатовані три яруси лесу та три поховані ґрунти (північна група відслонень) і два яруси лесу та один похований ґрунт, спільний для різних за будовою фрагментів розрізу. Дволесовий розріз цієї ж (відповідної за висотою) тераси з одним похованим ґрунтом описаний автором на правобережжі Дністра біля с. Шевченкове.

При зіставленні суттєво різних ґрунтово-лесових розрізів впевнено ідентифікованих багатолесових терас Передкарпаття та Подільського Придністер'я було з'ясовано, що: 1) зменшення кількості похованих ґрунтів (ґрунтових горизонтів) і лесових горизонтів у покривних товщах терас супроводжується зазвичай помітним зниженням корінного цоколя тераси та покрівлі горизонту її руслових відкладів, тому потужність верхнього, супіщано-суглинистого горизонту терасових відкладів у стратиграфічно менш повних розрізах частіше не зменшується, а зростає; 2) будова різних розрізів ґрунтово-лесового покриву тераси у певному сенсі може бути узгоджена: різні розрізи можуть містити подібні за морфологічними ознаками викопні ґрунти, проте стратиграфічна позиція їх у структурному плані є різною. Наприклад, верхній похований ґрунт дволесового розрізу тераси нагадує єдиний похований ґрунт її однолесового розрізу.

Принципові відмінності у будові ґрунтово-лесового покриву так званих однолесових терас та нижньої частини покриву багатолесових плейстоценових терас Передкарпаття та Подільського Придністер'я були розглянуті та пояснені нами раніше [8, с. 69-70].

Локальні відмінності у будові ґрунтово-лесового покриву морфологічно тотожних фрагментів багатолесових річкових терас, констатовані на різних ділянках Передкарпаття та Подільського Придністер'я, можна пояснити, допускаючи, що тераса та її “покрив”, що є невід’ємною складовою алювіального “тіла” тераси, були утворені не за один ерозійно-аккумулятивний (алювіальний) цикл, а є наслідком кількох таких циклів. У такій ситуації різні за будовою розрізу фрагменти тераси можуть представляти різні (різновікові) алювіальні цикли.

Для прикладу розглянемо відповідну інтерпретацію будови ґрунтово-лесового покриву дволесової восьмої тераси Дністра. Згадані вище дволесові маріямпільські розрізи цієї тераси представляють два лесові яруси супіщано-суглинистого алювію – нижній (давніший), утворений на аккумулятивній стадії першого алювіального циклу внаслідок формування накладеного заплавного алювію [8], та верхній (молодший), сформований в час завершення наступного, другого циклу. Однолесові розрізи цієї ж тераси біля с. Новий Мартинів репрезентують другий алювіальний цикл, під час якого головно на стадії ерозії (вироблення нового днища долини ріки) був утворений верхній похований ґрунт дволесового розрізу тераси. З аккумулятивною стадією цього циклу пов’язане формування молодшого ярусу лесу, що творить стратиграфічний горизонт, спільний для одно- та дволесових фрагментів тераси.

Фактично, ця та інші дволесові (двоциклові) тераси представляють два різновікові алювіальні комплекси (дві різновікові річкові тераси в історико-генетичному тлумаченні цього поняття): давніший, обмежений покрівлею верхнього похованого ґрунту і перекритий відкладами молодшого ярусу лесу (накладеного алювію) – *похована тераса*, і молодший, приєднаний до раніше утвореного алювіального комплексу з розмивом і накладанням (перекриттям) – *експонована, денна тераса*. Простіше кажучи, кожна двоциклова тераса складена з двох різновікових одноциклових терас – похованої і денної.

У “тілі” складнішої побудованої трициклової тераси містяться два поховані алювіальні комплекси та три різновікові яруси лесу. Конкретні розрізи ґрунтово-лесового покриву таких терас можуть бути одно-, дво- і трилесовими або лише одно- та дволесовими – залежно від варіанту її будови. Будова ґрунтово-лесового покриву чотирициклових терас може бути представлена більшою кількістю варіантів його розрізу. Можлива максимальна кількість алювіальних ярусів лесу у окремо взятих стратиграфічно повних “точкових” розрізах трициклових терас – три, чотирициклових – чотири тощо.

Спільною особливістю внутрішньої будови усіх багатолесових (багатоциклових) терас є їх поділ на різновікові фрагменти – збережені від розмиву залишки раніше утворених терас, об’єднані в одну морфологічно виявлену терасу верхнім ярусом накладеного алювію (лесу). Інші яруси

лесу приурочені до окремих фрагментів похованих терас (чи тераси – у випадку двоциклових терас), тому мають локальне (фрагментарне) поширення. В цьому плані структура ґрунтово-лесових товщ багатоциклових плейстоценових терас нагадує покривно-сегментну будову нижньої частини супіщано-суглинистих товщ типових одноциклових плейстоценових терас і голоценової заплавно-надзаплавної тераси [8]. Але масштаб явища є іншим.

Висловлений здогад щодо будови та формування ґрунтово-лесових товщ багатоциклових терас підтверджений результатами спостережень за умовами залягання лесових горизонтів та викопних ґрунтів у масштабних відслоненнях терасових відкладів, а також зіставленням розрізів окремих середньо- та пізньоплейстоценових терас Передкарпаття та Подільського Придністер'я. Він добре узгоджений з узагальненнями й висновками, зробленими у попередніх підрозділах статті. Розглядаючи їх разом, можна упевнено стверджувати, що особливості ярусної будови, стратифікації та стратиграфії ґрунтово-лесових товщ плейстоценових терас обох вище зазначених регіонів, вивчені ретельно й неупереджено, засвідчують існування алювіальних лесових горизонтів (ярусів) та відсутність чи другорядну роль – у різних субрегіонах по-різному – еолових лесових покривів.

Список літератури:

1. *Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья*. Путеводитель экскурсий VI Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. – Кишинев: Штиинца, 1986. – 154 с.
2. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия лессовой формаций Украины и соседних стран. – Киев: Наук. думка, 1968. – 238 с.
3. *Веклич М.Ф.* Палеозтапність и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. – Киев: Наук. думка, 1982. – 208 с.
4. *Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Веклич В.М.* Палеогеографические этапы и стратиграфия плиоцена и плейстоцена Среднего и Нижнего Приднестровья // *Физическая география и геоморфология*. – 1983. – № 29. – С. 66–78.
5. *Веклич М.Ф., Сиренко Н.А.* Опорные геологические разрезы антропогена Украины. – Ч. 3. – Киев: Наук. думка, 1972. – 226 с.
6. *Гнатюк Р.* Ще раз про алювіальне походження лесоподібних відкладів плейстоценових терас Українського Передкарпаття // *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Матеріали третього міжнар. семінару*. – Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 101-110.
7. *Гнатюк Р.* Десять позицій за річкове походження верхніх (супіщано-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 1) // *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Матеріали третього міжнар. семінару*. – Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 111-127.

8. *Гнатюк Р.М.* Десять позицій за річкове походження верхніх (супіщано-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 2) // Фізична географія і геоморфологія. – К.: ВГЛ “Обрії”, 2010. – Вип. 1(58). – С. 66-75.
9. *Гнатюк Р.М.* Розріз верхньоплейстоценового ґрунтового-лесового покриву в районі палеолітичної стоянки Межигірці 1 (Галицьке Придністер'я) // Вісник Львів. ун-ту. Серія географ. – Вип. 39. – 2011. – С. 95-112.
10. *Крокош В.И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. – 1926. – Т. 4. – С. 214-264 .
11. *Крокош В.И.* Інструкція до вивчення четвертинних покладів України // Четвертинний період. – Вип. 3. – Київ, 1932. – С.17-56.
12. *Куница Н.А.* Распространение и особенности ископаемых почв плейстоцена Подолья и среднего Побужья // Палеопедология. Палеогеографические исследования. – Киев: Наук. думка, 1974. – С.71-82.
13. *Лунгерсгаузен Л.* Геологічна еволюція Поділля і південного Наддністров'я // Труды молодых ученых. – Київ: Вид-во АН УРСР. – 1941. – С. 9-90.
14. *Четвертинная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Днестра* // О. М. Адаменко, А. В. Гольберт, В. А. Осюк и др. – Киев: Феникс. – 1996. – 200 с.
15. *Lanczont M., Boguckij A.* Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza Halickiego // Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) : Studia Geologica Polonica. – 2002. – Vol. 119. – S. 33-181.

**TEN ARGUMENTS IN FAVOR OF THE RIVER-BORNE ORIGIN OF
UPPER (SABULOUS AND LOAM) HORIZONS OF PLEISTOCENE
TERRACES IN UKRAINIAN PRE-CARPATHIANS AND MIDDLE TRANS-
DNIESTER AREAS (PART 3)**

Roman Hnatiuk

The article deals with features of the tiered structure, stratification and stratigraphy of Pleistocene terraces in Ukrainian Pre-Carpathians and Middle-Dniester areas. The following conclusions are derived: each terrace includes specific (original) soil-loess cover; the sections of differently aged sabulous and loam covers usually do not have common stratigraphic horizons. These and some other features of the tiered structure of soil-loess stratas of Pleisocene terraces do not stand together with the putative over-placement of differently aged subaerial loess covers on the previously formed terraces.

Key words: terrace, Pleistocene terrace, soil-loess cover, Middle Trans-Dniester area.

АСИМЕТРІЯ СХИЛІВ ДОЛИН ПІВНІЧНОЇ ЧАСТИНИ БИСТРИЦЬКО-ТЛУМАЦЬКОГО МЕЖИРІЧЧЯ

Павло Горішний, Марта Пекар
Львівський національний університет
імені Івана Франка

Явище асиметрії (відхилення від симетрії) притаманне різним географічним об'єктам, зокрема і геоморфологічним. У геоморфології асиметрію визначають для додатніх і від'ємних форм рельєфу, річкових басейнів. Асиметрія рельєфу найкраще вивчена для річкових долин, яка виявляється у відмінностях морфології правого і лівого схилів. Причини асиметрії долин різноманітні: планетарні, структурні, кліматичні, гідродинамічні та інші.

Головними завданнями у розв'язанні цієї проблеми є кількісна оцінка, картування асиметрії рельєфу та її генетична інтерпретація. Дослідження асиметрії рельєфу мають більше як 200-річну історію. Важливе значення мало відкриття закону Бера-Бабіне у 50-их роках ХІХ ст. Друга половина ХХ ст. ознаменувалась активними розвитком досліджень асиметрії рельєфу в Україні і світі. Можна відзначити насамперед праці І.С.Щукіна, К.І.Геренчука, В.П.Філософова, Г.Карраша, Ю.В. Бабанова, О.М.Ласточкіна, І.Г. Черваньова та інших [1-3, 5, 7-9].

Досліджувана територія за геоморфологічним районуванням є частиною Бистрицько-Тлумацького Опілля [6], що є єдиним регіоном Опілля, розміщеним на правобережжі Дністра. Ця територія близька до власне Опілля і характеризується горбистим сильно розчленованим рельєфом з плоскими і заокругленими вершинними поверхнями та глибоко врізаними долинами.

К.І. Геренчук [2] встановив, що для подільської височини характерна стійка лівостороння асиметрія, а для Передкарпаття – нестійка, яка виражається в тому, що для одних річкових долин (або їх частин) характерна правостороння асиметрія, для інших – лівостороння.

Асиметрія головних річкових долин. Бистрицько-Тлумацьке межиріччя включає долини річок Бистриці, Вовчинця, Красильної, Ворони, Тлумача і дрібніші річкові долини, які зумовлюють значне розчленування цієї території. Досліджувана територія займає північну (переважаючу) частину межиріччя. Південна межа проходить приблизно по лінії: Тисмениця –Клубівці–Палагичі. Максимальні абсолютні висоти розміщені на межиріччях Красильної і Тлумача (368,7 м, околиці с. Вільшаниця) та Бистриці і Вовчинця (г. Березовець, 352,6м). Мінімальні висоти приурочені до долини Дністра, що є базисом ерозії для всіх

річкових систем досліджуваної території і коливаються від 216 м (біля гирла Бистриці) до 199 м (гирло Тлумача).

Асиметрія долин визначалась на основі аналізу топографічних карт масштабу 1:50 000 за відносною крутістю схилів.

Долина річки Бистриці (від злиття Бистриці Надвірнянської і Бистриці Солотвинської) характеризується добре вираженим крутим правим схилом, що утворює в рельєфі уступ до долини і є межею різних типів рельєфу та різних геоморфологічних регіонів (рис. 1). Праві притоки Бистриці короткі, передусім внаслідок асиметричності межиріч. Як правило, це ярково-балкові форми, які мають значний похил поздовжнього профілю.

Долина річки Ворони, подібно як і Бистриці, є межею різних геоморфологічних регіонів з різко відмінним характером рельєфу. Тому, тут також прослідковується добре виражена стійка правостороння асиметрія. У Ворони на досліджуваному відтинку є три притоки, які мають переважно південно-західний напрям простягання, лівосторонню асиметрію чи симетрію схилів. Найдовша (верхня) притока є південною межею досліджуваної території, у якій переважає лівостороння асиметрія, а її приток симетрія. Для двох менших приток характерна лівостороння асиметрія і симетрія. Бистриця і Ворона творять західну межу досліджуваного межиріччя. Їхні ліві притоки ми не оцінювали.

Долина річки Вовчинець теж характеризується стійкою правосторонньою асиметрією, хоча схили долини менше, ніж у вищеописаних річок, відрізняються за висотою і крутістю. Помітним є суттєве переважання правосторонньої асиметрії також і для більших його приток – Здімиру, Смородника, Колодіївки (табл.1, 2). Загальна довжина долин з правосторонньою асиметрією становить 21,8 км (61%). Серед лівих приток (72,1% довжини усіх приток) правосторонньою асиметрією характеризуються 63,49% долин, лівостороння асиметрія серед них не виявлена, а симетричними є 36,5% долин. Серед правих приток спостерігається переважання симетрії долин – 68,02%; частка правосторонньої асиметрії становить 23,35%, лівосторонньої – 8,12%. Симетричними є майже всі дрібні річкові долини, які, здебільшого, не мають постійних водотоків і є молодими за часом утворення. За експозицією (рис.2) тут домінують долини з напрямом простягання Пд-ПдЗх (22,11% долин з правосторонньою асиметрією) і Зх-ПнЗх (58,9% симетричних долин). Лівостороння асиметрія трапляється лише у одній невеликій правій притоці Вовчинця.

Долина річки Красильної майже на всьому своєму простяганні (за винятком невеликої ділянки у верхів'ї) має правосторонню асиметрію. Річкова система Красильної характеризується переважанням правосторонньої асиметрії (55,84% довжини долин), що стає виразнішим у її північній частині. Долина Красильної загалом не дуже ускладнена значними бічними долинами, які є переважно симетричними, або близькі

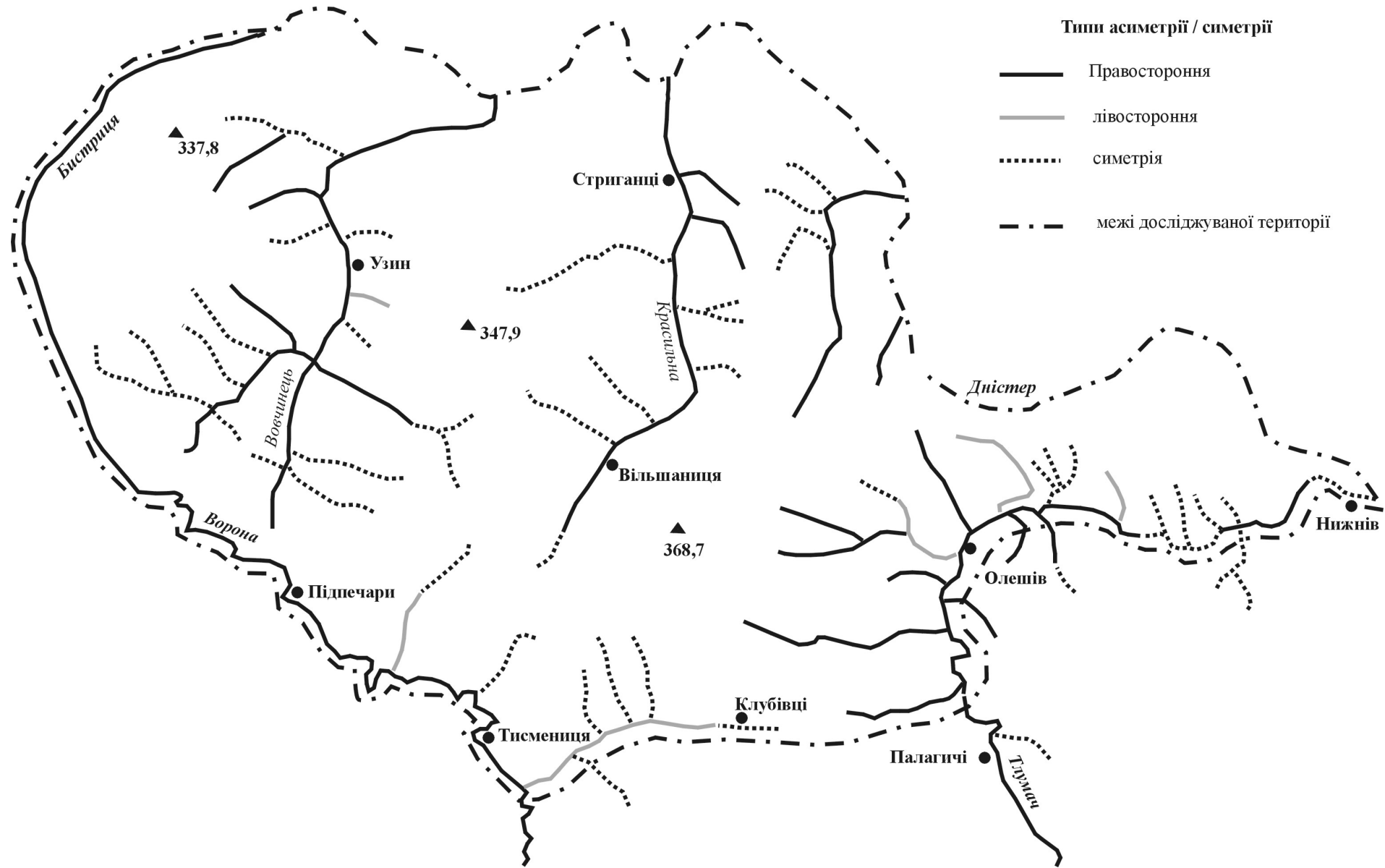


Рис. 1. Асиметрія долин північної частини Бистрицько-Тлумацького межиріччя

Таблиця 1

Асиметрія правих і лівих приток головних річкових долин

Річка	Довжина долин (км) і частка від загальної довжини (%)						Загальна довжина, км
	Праві			Ліві			
	асиметрія		симетрія	асиметрія		симетрія	
	лівостороння	правостороння		лівостороння	правостороння		
Вовчинець	9,85 (27,9)			16,3 (72,1)			35,3
	0,8 (8,12)	2,3 (23,35)	6,7 (68,02)	-	10,35 (63,49)	5,95 (36,51)	
Красильна	6,5 (47,8)			7,1 (52,2)			23,1
	-	3,4 (52,3)	3,1 (47,7)	-	-	7,1 (100)	
Тлумач	6,85 (19,71)			27,9 (80,29)			53,85
	-	4,1 (59,85)	2,75 (40,15)	4,9 (17,56)	8,2 (29,39)	14,8 (53,05)	

Розподіл асиметрії головних річкових долин за експозицією крутих схилів

Річка	Тип асиметрії, симетрія	Довжина долин, км	Частка долин, %	Частка від загальної довжини за експозицією, %							
				Пн.-пн.сх (0-45) ⁰	Пн.сх-сх (46-90) ⁰	Сх.-пд.сх (91-135) ⁰	Пд.сх-пд (136-180) ⁰	Пд.-пд.зх (181-225) ⁰	Пд.зх.-зх (226-270) ⁰	Зх.-пн.зх (271-315) ⁰	Пн.зх.-пн (316-360) ⁰
Вовчинець	правостороння	21.8	61	-	16.73	17.09	16.51	22.11	16.19	7.15	3.87
	лівостороння	0.8	2.27	-	-	100	-	-	-	-	-
	симетрія	12.65	35.83	0.05	0.83	21.01	0.62	-	8.41	58.9	5.23
Красильна	правостороння	12.9	55.84	19.76	7.21	6.23	9.83	-	12.4	-	44.57
	лівостороння	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	симетрія	10.2	44.16	-	6.86	17.15	13.23	-	25.49	37.27	-
Тлумач	правостороння	38.7	71.86	4.9	2.32	8.46	14.28	1.42	35.90	19.52	13.2
	лівостороння	4.9	9.09	-	-	-	-	-	-	23.46	76.54
	симетрія	10.25	19.09	3.6	9.36	18.97	17.4	10.37	31.4	2.1	6.8
Всього	правостороння	73.4	65.41	4.44	5.48	7.81	10.09	5.36	19.09	9.13	11.68
	лівостороння	5.7	5.09	-	-	0.8	-	-	-	1.15	3.75
	симетрія	33.1	29.5	1.01	1.75	6.34	3.2	1.07	6.88	11.46	1.36

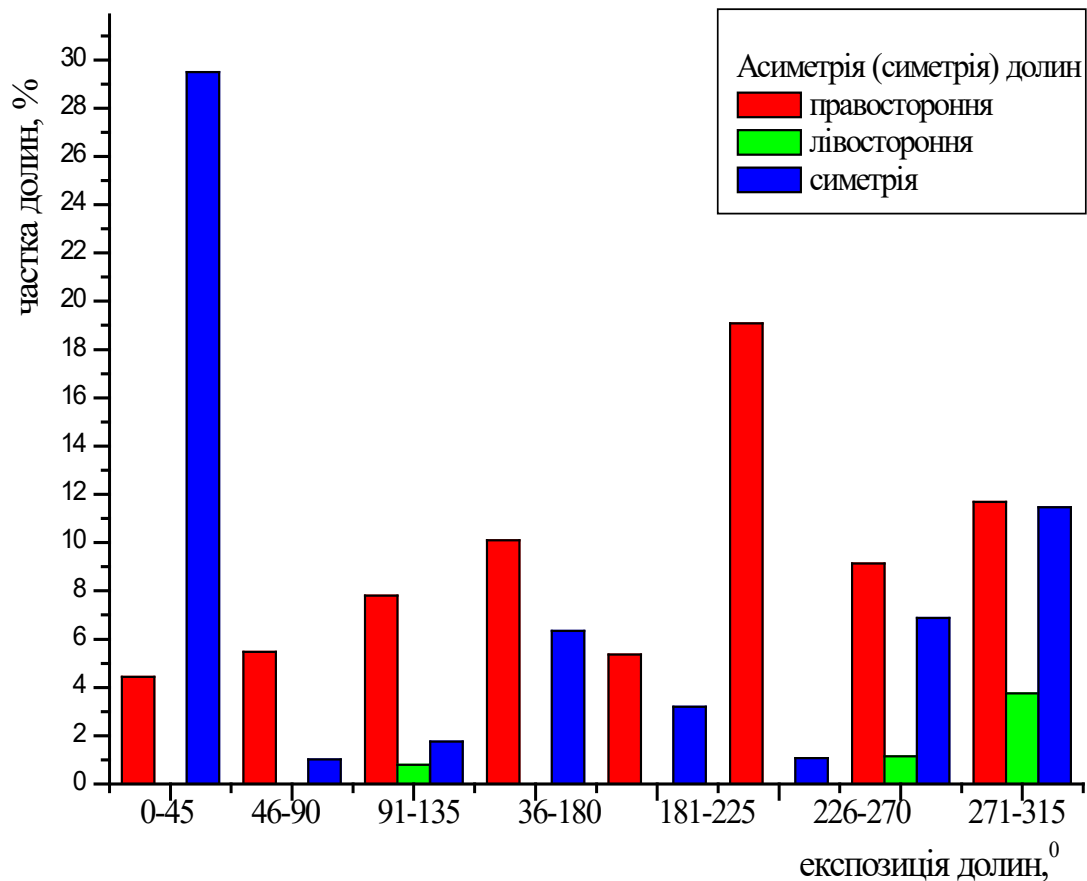


Рис. 2. Розподіл головних річкових долин з різною асиметрією за експозицією крутого схилу

до симетричних. П'ять верхніх приток мають симетричні за крутістю схили, дві нижні – лівосторонню асиметрію. Серед правих приток правосторонньою асиметрією характеризуються 52,3% долин, 47,75% є симетричними. Схилів з вираженою лівосторонньою асиметрією не виявлено. Серед лівих приток виявлені виключно симетричні долини. За експозицією тут переважають долини Пн-ПнЗх (44,57% долин з правосторонньою асиметрією) і Зх-ПнЗх (37,27% симетричних долин) простягання.

Долина річки Тлумач ускладнена численними притоками. За кількістю і довжиною переважають ліві притоки. Долина головної річки характеризується переважанням правосторонньої асиметрії, за винятком двох невеликих ділянок з симетрією схилів (біля с. Антонівка і у пригірловій частині долини). Річка має доволі широку заплаву, в межах якої відбувається меандрування. Правосторонньою асиметрією характеризуються 71,86% долин, лівосторонньою – 9,09%, симетричними є 19,05% загальної довжини долин. Серед правих приток ситуація дещо відмінна. Найбільшу частку становлять долини з симетричними, або близькими до симетрії, схилами – 53,05%; частка долин з правосторонньою асиметрією становить 29,39%; з лівосторонньою –

17,56%. За експозицією переважають долини Зх-ПдЗх експозиції (35,9% долин з правосторонньою асиметрією; 31,4% симетричних долин).

Асиметрія ярково-балкових форм північного краю межиріччя. Ці дослідження базувалися на польових поперечних профілях, побудованих у різних частинах форм (верхів`я, середня частина, низів`я). Асиметрія визначалась кількісно за методом Л. Фердмана [4] (табл.3).

Таблиця 3

Коефіцієнти асиметрії ерозійних форм за геоморфологічними мікрорайонами

Геоморфологічний мікрорайон	Точки спостереження	Площі		$\alpha = \frac{S_1 - S_2}{S_1 + S_2}$
		S_1	S_2	
Козакова Долина	1.1	0.882	1.092	-0.106
	1.2	0.572	0.546	0.023
	1.3	1.152	0.756	0.207
		3.672	3.312	0.051
		2.64	2.64	0
	1.4	2.25	2.25	0
		4.06	5.04	-0.045
	1.5	2.772	2.604	0.031
	1.6	3.64	4.42	-0.089
		11.22	11.44	-0.009
	1.7	1.4	1.4	0
		2.08	2.64	-0.118
		1.2	2.25	-0.304
	1.8	3.712	3.6	0.015
		2.418	3.162	-0.133
		0.75	0.8	0.032
	1.9	5.07	6.09	-0.09
		1.3	1.17	0.05
	1.10	14.4	16.5	0.067
		3.5	3.412	0.012
1.11	1.44	2.24	-0.217	
	9.18	8.976	0.011	
Східний	2.1	1.725	1.8	-0.021
	2.2	9.9	6.10	0.237
		5.5	1.43	0.58
	2.3	16.6	23.4	-0.226
	2.4	38.592	53.01	-0.157
	2.5	3.6	3.84	-0.017

Азимути простягання ярково-балкових форм
за геоморфологічними мікрорайонами

Геоморфологічний мікрорайон	Точки спостережень	Азимути простягання
Козакова Долина	1.1	317 °
	1.2	320 °
	1.3	308 °
	1.4	334 °
	1.5	79 °
	1.6	356 °
	1.7	6 °
	1.8	8 °
	1.9	4 °
	1.10	351 °
	1.11	9 °
Східний	2.1	22 °
	2.3	-
	2.4	9 °
	2.5	11 °

Територія польових досліджень поділена на два геоморфологічні мікрорайони по долині р. Вовчинець: Козакова Долина (Західний) і Поберезький (Східний). Загалом, коефіцієнти асиметрії ярково-балкових форм коливаються від $-0,304$ до $0,237$. Середнє значення цього показника становить $-0,016$. Переважають значення ($2/3$) менші $\pm 0,1$. Спостерігається майже цілковита рівність правосторонньої і лівосторонньої асиметрії (13 – лівостороння, 12 – правостороння, 3 – симетрія). Напрямок простягання ярково-балкових форм переважно північний, а також північно-східний і північно-західний (табл. 4).

Коефіцієнти асиметрії відрізняються в межах геоморфологічних мікрорайонів. Ерозійні форми Козакової Долини характеризуються переважанням правосторонньої асиметрії – 45,5% досліджених профілів; лівостороння асиметрія характерна для 40,9%; 13,6% – становлять випадки симетрії. Середнє значення коефіцієнта асиметрії для цього району становить $-0,061$.

У Поберезькому геоморфологічному мікрорайоні лівосторонню асиметрію відзначають у 66,6% профілів; 33,4% становила правостороння асиметрія; зовсім не виявлено випадків симетричності. Середнє значення коефіцієнта асиметрії району становить $-0,079$.

Висновки. Головні річкові долини (Бистриця, Ворона, Вовчинець, Красильна, Тлумач) мають стійку (деколи виняткову) правосторонню асиметрію. Їхні притоки часто характеризуються симетрією долин або (рідше) лівосторонньою асиметрією. Загалом частка долин з правосторонньою становить 65,41%, лівосторонньою – 5,09%, симетрією – 29,5%. За експозицією крутішими є переважно схили, орієнтовані на захід, а також північний і південний захід. Це підтверджує характерну для усєї західної частини Подільської височини приуроченість крутих схилів до західної експозиції.

На північному схилі межиріччя у ярково-балкових формах є незначне переважання певного типу асиметрії у різних геоморфологічних мікрорайонах. У Козаковій Долині незначно переважає правостороння асиметрія, Поберезькому мікрорайоні – лівостороння. Маючи приблизно однаковий (північний) напрям простягання головні річкові долини та ярково-балкові форми не мають подібного розподілу типів асиметрії.

Список літератури:

1. Бабанов Ю.В. Формирование и развитие асимметричных склонов речных долин Среднего Поволжья/ Ю.В. Бабанов – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1989. – 152с.
2. Геренчук К.И. Об асимметрии склонов речных долин Русской равнины (к 100-летию закона Бэра-Бабаине) // Геогр. збірник, Вип. 4. – К., 1961.
3. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности. - Л.: Недра, 1991.- 340с.
4. Фердман Л.И. О возможности количественной оценки асимметрии речных долин // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири.- Новосибирск: Наука. - 1970. - Вып. 1. - С.84-90.
5. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1975. – 230 с.
6. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 223 с.
7. Черваньов І.Г. Флювіальні геоморфосистеми: Дослідження і розробки Харківської школи. Харків: ХНУ, 2006. - 322с.
8. Щукин И.С.Общая геоморфология. М.:Изд-во МГУ, т.1, 1960, 615с.
9. Karrasch H. Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. - Götting. geogr. Abh., 1970, № 50, 299s.

ASYMMETRY OF THE VALLEY SLOPES OF NORTHERN PART OF THE BYSTRYTSKO-TLUMATSKE INTERFLUVES

Pavlo Horishnyy

Based on the topographic map of the 1:50 000 scale, the stable right-sided asymmetry of the main river valleys had been established. The steepest are the valley slopes of the West, North-West and South-West exposition. On the basis of field research left-sided asymmetry prevails on the interfluves in gully-ravine forms.

Key words: asymmetry of the valleys, exposition of the slopes, Bystrytsko-Tlumatske interfluves, Opillya.

ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ НА ЇХ РАДІОАКТИВНЕ ЗАБРУДНЕННЯ

Грабовський В. А., Дзендзелюк О. С., Трофімук А. В.
Львівський національний університет ім. І. Франка,
вул. ген. Тарнавського, 107, Львів, 79017

Аварії на підприємствах атомної енергетики в тій чи іншій мірі впливають на радіаційну ситуацію довкілля. Великі за обсягом аварії (наприклад, на Чорнобильській АЕС, 1986 р., та на АЕС Фукусіма-1, 2011 р.) вносять суттєвий вклад на радіоактивне забруднення не тільки прилеглих територій, а і територій по всій Земній кулі, оскільки радіоактивні хмари викидів на АЕС здатні переміщатися на великі відстані та міняти свій напрям руху за рахунок зміни метеорологічної обстановки. Гірські утворення є своєрідними природними перепонами на шляху поширення радіоактивних хмар; вони зумовлюють збільшення осаджень радіонуклідів, формуючи таким чином підвищені рівні радіоактивного забруднення гірських територій [1, 2]. Саме тому чверть століття назад радіоактивні хмари з ЧАЕС, які переміщалися в південному і південно-західному напрямках, сформували т. з. «південний слід», який досягнув південної частини Українських Карпат і спричинив підвищене їх радіоактивне забруднення.

Як відомо, радіоактивне забруднення територій залежить від багатьох факторів, які суттєво впливають на загальну картину забруднення довкілля, у т. ч. ґрунтів, рослинності та грибів. Серед цих факторів важливу роль відіграє і рельєф забруднених територій. Складні рельєфи, а саме гірські, зумовлюють збільшення інтенсивності радіоактивних осаджень на їх площах, а їх фізико-географічні особливості впливають на характер та подальшу ситуацію забруднення даної території [3, 4].

Для аналізу радіоактивного забруднення Українських Карпат були проведені дослідження радіологічного стану територій в залежності від їх географічного положення до руху південного сліду ЧАЕС. Відбір проб ґрунту здійснювався на території Прикарпаття (гірські частини Львівської та Івано-Франківської областей) та Закарпаття і безпосередньо в районі Чорногірського масиву. У Чорногірському масиві Карпат був здійснений відбір проб ґрунту вздовж хребта в напрямку г. Піп Іван (Чорна гора) за висотними точками хребта починаючи від найвищої відносно рівня моря вершини (г. Говерла, 2061 м над р. м.), а також на його схилах. Також для гори Говерла був проведений відбір проб ґрунту по схилу (туристична стежка) від вершини до її підніжжя з південно-західного схилу хребта Івано-Франківської обл. з перепадом висот точок відбору біля 200 м, що

дозволило зробити висновки про вплив географічних чинників на початкове осадження радіонукліда та його наступну міграцію.

Для характеристики радіологічного стану ґрунтів використовуються питома активність радіонукліда (A , Бк/кг) та щільність забруднення ним ґрунту (A_s , Бк/м²), а для переходу наявних у них радіонуклідів у органи рослин та грибів – коефіцієнти переходу $K_{\text{п}}$ та накопичення $K_{\text{н}}$ (величини цих коефіцієнтів визначаються як відношення активності радіонукліда в рослині (або її частині) до щільності забруднення ним ґрунту ($K_{\text{п}}$) чи питомої активності ґрунту ($K_{\text{нп}}$)) [5].

Для дослідження вертикального профілю залягання радіонуклідів було здійснено пошаровий відбір проб ґрунтів на глибину до 20 см з кроком 5 см як у високогірних районах Чорногірського хребта, так і прилеглих до нього гірських територій. Були також відібрані проби рослин та грибів з цих територій, що дозволило зробити висновки про особливості переходу наявного в ґрунтах ¹³⁷Cs в їх органи.

Проведені дослідження радіоактивного забруднення території Українських Карпат показали, що щільність забруднення ґрунтів Карпат ¹³⁷Cs змінюється більше ніж на порядок у межах 2 – 33 кБк/м² в залежності від місця відбору проб. Слід відзначити, що підвищений вміст радіоцезію спостерігається в південній, більш висотній частині Карпат в порівнянні зі Східними Besкидами.

Результати досліджень радіоактивного забруднення ¹³⁷Cs з деяких територій Карпатського регіону представлені в табл. 1.

Таблиця 1

Щільність забруднення (A_s) ¹³⁷Cs ґрунтів, відібраних на території Українських Карпат (Львівська, Івано-Франківська та Закарпатська обл.)

Область	Місце відбору	Координати місця відбору	Висота над р. м., м	A_s , кБк/м ²
Львівська обл.	м. Сколе	48°50'00" пн. ш.; 23°27'03" сх. д.	436	2,8±0,3
	сmt. Славське	48°59'35" пн. ш.; 23°37'43" сх. д.	590	3,2±0,3
	сmt. Верхнє-Синьовидне	49°05'57" пн. ш.; 23°35'00" сх. д.	379	2,5±0,2
	сmt. Моршин	49°09'17" пн. ш.; 23°52'07" сх. д.	340	2,1±0,2
	м. Турка	49°09'25" пн. ш.; 23°02'58" сх. д.	557	2,5±0,2
	с. Вовче	49°12'40" пн. ш.; 22°54'34" сх. д.	932	2,5±0,2
	м. Стрий	49°15'29" пн. ш.; 23°50'26" сх. д.	299	1,4±0,2

Івано-Франківська обл.	с. Зелене	48°03'03" пн. ш.; 24°45'21" сх. д.	810	32,9±2
	сmt. Верховина	48°09'06" пн. ш.; 24°48'49" сх. д.	690	24,5±2
	Чорногірський хребет*	48°09'38" пн. ш.; 24°30'12" сх. д.	2060	8-25
	с. Кривопілля	48°11'41" пн. ш.; 24°41'46" сх. д.	850	24,7±2
	с. Акришори	48°21'39" пн. ш.; 24°49'19" сх. д.	550	23,8±2
	сmt. Яблунів	48°24'19" пн. ш.; 24°56'30" сх. д.	336	2,5±0,2
	м. Яремче	48°27'00" пн. ш.; 24°33'00" сх. д.	531	3,9±,3
	сmt. Делятин	48°31'38" пн. ш.; 24°37'41" сх. д.	425	3,2±0,3
	с. Гриньків	48°41'43" пн. ш.; 24°04'23" сх. д.	960	4,2±0,2
Закарпатська обл.	м. Рахів	48°03'00" пн. ш.; 24°13'00" сх. д.	430	3,8±0,3
	с. Кваси	48°09'19" пн. ш.; 24°16'50" сх. д.	620	4,7±0,4
	сmt. Ясіня	48°16'21" пн. ш.; 24°21'40" сх. д.	650	5±0,4
	сmt. Чинадієво	48°30'07" пн. ш.; 22°50'30" сх. д.	153	2,5±0,2
	с. Жденієво	48°46'00" пн. ш.; 22°59'00" сх. д.	542	2,9±0,3

* – для Чорногірського хребта дані координати вершини г. Говерла та діапазон зміни щільності забруднення ґрунтів у масиві.

З приведених у таблиці результатів видно, що значення щільності забруднення ^{137}Cs (у кБк/м²) для ґрунтів різних теренів Українських Карпат суттєво відрізняються. Ці відмінності залежать від їх географічного положення і зумовлені віддаленістю від шляху переміщення радіоактивних хмар з чорнобильським викидами. Найменший вміст радіонукліда (1-3 кБк/м²) спостерігається для гірських районів Львівської області (Східні Бескиди). Помітне зростання вмісту радіоцезію відбувається при наближенні до Чорногірського масиву Івано-Франківської області, який виявився на західному крилі південного сліду постчорнобильських випадінь. Найбільший же вміст радіоцезію на досліджуваних територіях спостерігається у ґрунтах південно-східної сторони Чорногірського хребта, а також на прилеглих нього гірських територіях (с. Акришори, с. Кривопілля, сmt. Верховина та с. Зелене) і є у 5-15 разів більший в порівнянні з його вмістом на території Карпат, розміщеній на північ від масиву, а також на Прикарпатті та Закарпатті.

Для Черногірського хребта, найбільш радіоактивно забрудненої високогірної території Українських Карпат, спостерігається специфічна залежність між вмістом радіоцезію в ґрунті та положенням над рівнем моря місця відбору проб. Залежність вмісту ^{137}Cs в ґрунті та його питомої активності від висоти над р. м. показана на рис. 1.

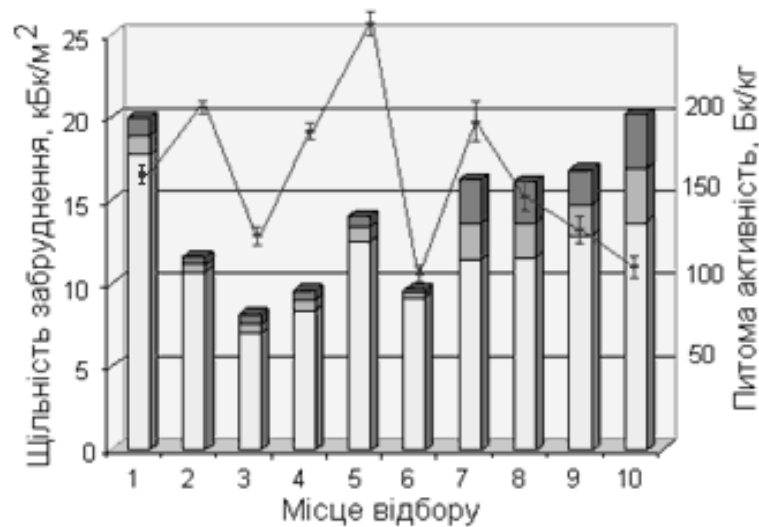


Рис. 1. Залежність щільності забруднення (стовпчики) та питомої активності (лінія) радіоцезію від місця відбору (місцеположення та висоти над рівнем моря) проб ґрунту на території Черногірського хребта (відбір проб здійснювався у 2005–2010 рр.):

1 – вершина г. Говерла ($48^{\circ}09'38''$ пн. ш., $24^{\circ}30'12''$ сх. д.; 2061 м), 2 – схил г. Пожижевська ($48^{\circ}08'39''$ пн. ш., $24^{\circ}31'25''$ сх. д.; 1822 м), 3 – г. Данціж ($48^{\circ}08'06''$ пн. ш., $24^{\circ}31'52''$ сх. д.; 18 м), 4 – між г. Туркул і Данціж ($48^{\circ}07'54''$ пн. ш., $24^{\circ}31'48''$ сх. д.; 1824 м), 5 – г. Туркул, схил ($48^{\circ}07'26''$ пн. ш., $24^{\circ}31'52''$ сх. д.; 1856 м), 6 – берег оз. Несамовите ($48^{\circ}07'27''$ пн. ш., $24^{\circ}32'05''$ сх. д.; 1750 м), 7 – розгалуження хребта г. Ребра-г. Шпиці ($48^{\circ}07'08''$ пн. ш., $24^{\circ}33'06''$ сх. д.; 1911 м), 8 – г. Ребра ($48^{\circ}06'41''$ пн. ш., $24^{\circ}33'36''$ сх. д.; 1968 м), 9 – розгалуження хребта г. Бребенескул – г. Гутин-Томнатик ($48^{\circ}06'07''$ пн. ш., $24^{\circ}34'30''$ сх. д.; 1952 м), 10 – берег оз. Бребенескул ($48^{\circ}06'06''$ пн. ш., $24^{\circ}33'44''$ сх. д.; 1801 м)

Як бачимо, максимальних значень щільності забруднення радіоцезієм ґрунтів досягає на вершині г. Говерли (2061 м, ~ 19 кБк/м²) та березі оз. Бребенескул. Для інших висотних точок значення вмісту даного радіонукліда є проміжні. Слід зазначити, що присутня тенденція до незначного, однак помітного зростання вмісту ^{137}Cs в ґрунтах високогір'я масиву в південно-східному напрямку (в напрямку до г. Піп Іван). Така картина розподілу вмісту радіонукліда у районі верхів'я може бути пояснена як висотним розподілом радіоактивних частинок викидів ЧАЕС у радіоактивних хмарах, так і збільшенням кількості випадінь по мірі переміщення від периферії до центра «південного сліду».

Як видно з рис. 1, співвідношення між активностями ^{137}Cs та щільностями забруднення ним ґрунтів масиву відрізняється, у деяких

випадках – суттєво. Така ситуація, очевидно, зумовлена як різницею вмісту радіонукліда у відповідних ґрунтах, так і, головню – відмінністю у щільності ґрунтів та їхньому складі. Для прикладу, розглянемо представлені на рис. 1 та рис. 2 результати досліджень радіологічного стану ґрунтів, відібраних в різні роки і в різних місцях на вершині г. Говерла. Як бачимо, питома активність ^{137}Cs у них суттєво не відрізняється і становить в середньому 170 ± 10 Бк/кг. У той же час щільність забруднення відрізняється майже в 1,5 рази саме за рахунок різної кількості наявної у них кам'янистої фракції в одному з ґрунтів.

Щільності забруднення ґрунтів радіоцезієм та його питомі активності у ґрунтах по схилу г. Говерла з південно-західного схилу, показані на рис. 2 (відбір проб здійснювався у серпні 2011 р.)

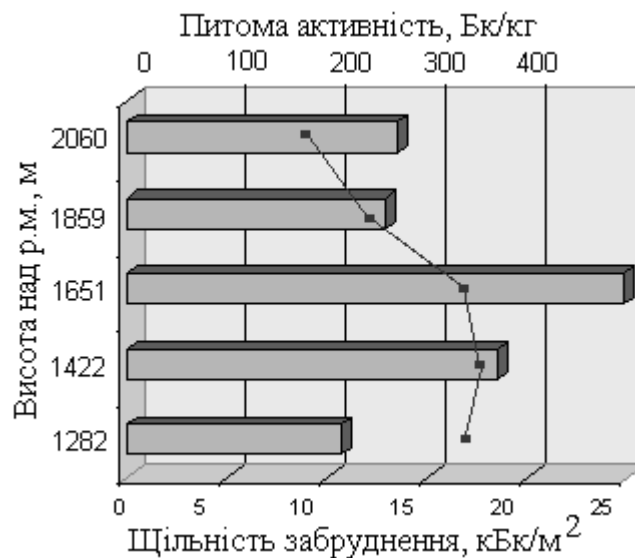


Рис. 2. Залежність щільності забруднення (стовпчики) та питомої активності (лінія) радіоцезію від висоти відбору ґрунту по схилу г. Говерли (відбір проб – серпень 2011 р.)

Як видно з рис. 2, максимальних значень вміст ^{137}Cs у ґрунтах на цьому схилі набуває в районі висоти 1651 м. Для висот 2060 м (вершина) та 1859 м щільність забруднення ^{137}Cs суттєво не відрізняється і становить $13,5 \pm 1$ кБк/м² і 13 ± 1 кБк/м² відповідно, а питома активність, навпаки, дещо вища для ґрунту зі схилу на висоті 1859 м (213 ± 12 Бк/кг), ніж для 2060 м (189 ± 13 Бк/кг). На висотах 1651 м, 1422 м та районі урочища Заросляк (1282 м над р. м.) при майже однаковій питомій активності ($312\text{--}320$ Бк/кг) щільності забруднення ґрунту ^{137}Cs відрізняються у діапазоні 2,5 разів за рахунок різної кількості кам'яної фракції у ґрунті (для ґрунтів з 1651 м і 1422 м над р. м.) та іншого типу ґрунту (для 1282 м над р. м.). На формування такої картини забруднення могли вплинути як особливості вертикального розподілу початкових радіоактивних осаджень, так і їх наступний змив за рахунок атмосферних опадів та танення снігового покриву на гірських вершинах [6].

На рис. 3 показано результати дослідження вертикального розподілу вмісту ^{137}Cs в ґрунтах Чорногірського хребта на прикладі г. Говерли та прилеглих гірських територій. Як видно, основна частина наявного на даний час у досліджених ґрунтах радіоцезію (від 70 до 90 %) зосереджена у їх верхніх 5-10 см шарах і не залежить від щільності забруднення та висоти над рівнем моря. Така картина розподілу вмісту радіоцезію характерна для різних регіонів Українських Карпат [7].

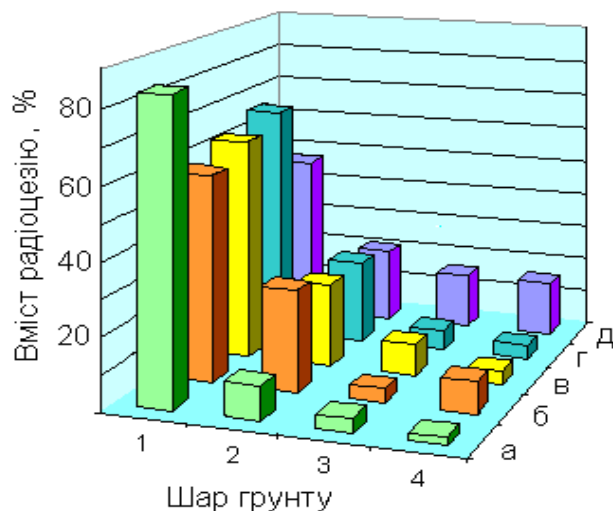


Рис. 3. Відсотковий вміст радіоцезію в шарах ґрунтів (1 – 0-5 см, 2– 5-10 см, 3 – 10-15 см, 4 – 15-20 см) регіону Карпат:

а – г. Говерла ($48^{\circ}09'38''$ пн. ш., $24^{\circ}30'12''$ сх. д.; 2061 м.; $A_S=18,8$ кБк/м²),
б – с. Акришори ($48^{\circ}21'39''$ пн. ш., $24^{\circ}49'19''$ сх. д.; 550 м.; $A_S=23,8$ кБк/м²),
в – с. Кривопілля ($48^{\circ}10'31''$ пн. ш., $24^{\circ}48'49''$ сх. д.; 850 м.; $A_S=24,7$ кБк/м²),
г – с.м. Верховина ($48^{\circ}09'06''$ пн. ш., $24^{\circ}53'48''$ сх. д.; 690 м.; $A_S=24,5$ кБк/м²),
д – с. Зелене ($48^{\circ}03'03''$ пн. ш. $24^{\circ}45'21''$ сх. д.; 810 м.; $A_S=32,8$ кБк/м²)

Таким чином, характер розподілу радіоцезію за глибиною залягання для ґрунтів різних частин Українських Карпат, не зважаючи на різницю в перепаді висот над рівнем моря у понад 1500 м та різні щільності забруднення, суттєво не відрізняється. Тому, очевидно, можна припустити, що не існує й принципових відмінностей в особливостях міграції даного радіонукліда, яка залежить від багатьох фізико-географічних факторів і відіграє важливу роль у часовій зміні забруднення довкілля.

Проведені дослідження забруднення ^{137}Cs деяких видів ягідних рослин та грибів, відібраних на території Українських Карпат показали порівняно мале накопичення ними радіонукліда, при відносно суттєвому значенні щільності забруднення радіоцезієм ґрунтів для деяких районів (зокрема, Чорногірського масиву, забруднення ґрунтів якого досягає в деяких місцях майже 1 Кі/км²). Існують відмінності у здатності накопичувати радіоцезій різними органами ягідних рослин та плодовими тілами грибів. Так, для прикладу, значення питомої активності ^{137}Cs для чорниці,

відібраної на різних висотах Чорногірського масиву, де щільність забруднення знаходиться в межах 8-25 кБк/м², становить:

- 316±37 Бк/кг для листя, 97,6±6,8 Бк/кг для стебел та 72,5±5,2 Бк/кг для коріння на висоті 990±5 м (геостаціонар ЛНУ; $A_s=18,2\pm0,9$ кБк/м²);
- 286±24 Бк/кг, 106±13 Бк/кг та 148±12 Бк/кг на висоті 1282±3 м (урочище Заросляк; $A_s=10,7\pm0,7$ кБк/м²);
- 36,2±4,3 Бк/кг, 15,5±2,6 Бк/кг та 33,5±8,1 Бк/кг на висоті 1651±3 м (схил г. Говерла; $A_s=24,7\pm1,3$ кБк/м²).

Для білих грибів, відібраних на території Чорногірського хребта, вміст радіоцезію в плодових тілах становить 100-900 Бк/кг для шапок та 50-350 Бк/кг для ніжок і загалом є більшим у порівнянні зі значенням вмісту ¹³⁷Cs в білих грибах з території Львівської та Закарпатської областей, де концентрація активності ¹³⁷Cs лежить в межах 40-250 Бк/кг для шапок та 50-100 Бк/кг для ніжок грибів відповідно.

Величини порохованих коефіцієнтів переходу радіонукліда з ґрунту в органи рослин та грибів для більшості місць Українських Карпат є незначні і лежать в основному в межах $(2-50)\times 10^{-3}$ м²/кг. Така порівняно невелика здатність радіонукліда переходити з ґрунту в рослини та гриби зумовлена, очевидно, його закріпленням на певних фракціях (насамперед глинистих) [8, 9] з часом.

Отримані нами результати підтверджують факт впливу гірських рельєфів на первинне забруднення територій, які знаходилися на шляху пересування повітряних мас з чорнобильськими викидами, що проявляється у більшій кількості радіоактивних випадінь у гірських масивах у порівнянні з рівнинними. Спостережуване підвищене радіоактивне забруднення південної частини Українських Карпат (Чорногірський масив) у порівнянні з їх північною частиною (Східні Бескиди) добре узгоджується з відомими даними [2] щодо переміщення радіоактивних Чорнобильських хмар. Несуттєве забруднення рослин та грибів зумовлене закріпленням ¹³⁷Cs у ґрунтах гірських масивів, яке обмежує перехід наявного у ґрунті радіонукліда у рослини та гриби. Закріплення радіонуклідів у ґрунті визначає й незначний вклад міграційних процесів та основний вклад природного розпаду радіонукліда у подальшу зміну його вмісту у ґрунтах регіону.

Список літератури

1. Atlas of caesium deposition on Europe after the Chernobyl accident (Office for official publications of the European Communities). Luxembourg, 1998.
2. 20 років Чорнобильської катастрофи. Погляд у майбутнє: Національна доповідь України. Київ, Атіка, 2006.
3. L. Pourcelot, D. Louvat, F. Gauthier-Lafaye et al., J. Environ. Radioactivity, 68, Is. 3, 215. 2003.

4. M.A. Sigurgeirsson, O. Arnalds, S.E. Palsson et al., J. Environ. Radioactivity 79, 39. 2005.
5. Handbook of parameter values for the prediction of radionuclide transfer in terrestrial and freshwater environments. – Vienna : International Atomic Energy Agency, 2010.
6. S. Skiba, B. Kubica, M. Skiba et al., Polish journal of soils science, V. XXXVIII/2, 119. 2005.
7. Грабовський В. А., Дзендзельюк О. С., Трофімук А. В. Наук. вісник Ужгор. ун-ту. Серія фізика. 24, (2009) 202 с.
8. Переволоцкий А.Н. Распределение ^{137}Cs и ^{90}Sr в лесных биогеоценозах. Гомель: РНИУП "Институт радиологии", 2006.
9. Прохоров В. М. Миграция радиоактивных загрязнений в почвах. Физико-химические механизмы и моделирование. Москва: Энергоиздат, 1981.

EFFECT OF THE RELIEF OF UKRAINIAN CARPATHIANS ON THEIR RADIOACTIVE CONTAMINATION

V. A. Hrabovsky, O. S. Dzendzelyuk, A. V. Trofimuk

Some results of analysis of radiocaesium contamination of soils and plants originated from the Ukrainian Carpathians region are presented. Considerably higher content of radionuclide was found for the soils of Chornogora massif of Carpathians when compare with the soils of fore-Carpathian and Transcarpathian region. The ^{137}Cs contamination in the soils of Chornogora massif was investigated depending on its altitude and the soil layers. Small radio-caesium accumulation ability was found for the plants and mushrooms in the Carpathians region. This is because the radionuclide presented in the soil becomes less accessible for uptake by the plant roots over time.

Keywords: Carpathians, relief, soils, plants, contamination, radiocaesium

МОРФОСТРУКТУРИ ГІРСЬКИХ МАСИВІВ СВИДІВЕЦЬ І ЧОРНОГОРА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Василина Дудич, Андрій Марчак

Львівський національний університет імені Івана Франка

Морфоструктура першого порядку Полонинсько-Чорногірського складчасто-брилового середньогір'я сформувалась на флішовій зоні покривів і з нею збігається однойменна геоморфологічна область.

Поперечними регіональними морфоструктурами другого порядку є Полонинський хребет і Свидівецько-Чорногірський масив.

У межах Свидівецько-Чорногірського масиву виділяють три блокові морфоструктури третього порядку: *Свидівця*, *Чорногори* і *Гриняви–Лосової* [2].

Свидівець являє собою орографічне продовження Полонинського хребта, однак відрізняється від нього давньоольдовиковими формами [4].

Гірська група Свидівця сформувалася переважно на Дуклянському (Лужанська і Близницька підзони) і Поркулецькому (Білотисенська підзона) покривах. Частково у північно-східну частину масиву заходить Чорногірський покрив (Яловичорська, або Говерлянська, підзона), а в південно-східну – Рахівський покрив (рис. 1). Короткі крутосхилові хребти, які утворилися на схилах дислокованого альпійського рельєфу, фрагменти поверхонь вирівнювання, глибокі, місцями ущелиноподібні долини створюють своєрідний геоморфологічний краєвид.

Форми альпійського рельєфу як і найбільші абсолютні висоти зосереджені в північній частині гірської групи на хребтах Свидівець, Апшинець і Урду–Флавантуч (г. Унгаряська, 1 707,8 м; г. Догяська, 1 761,7 м; г. Котел, 1 770,8 м; г. Близниця, 1 882,0 м).

В рельєфі гірського масиву Свидівця спостерігаються відмінності в його північній і південній частинах через це його можна розділити на два менші морфоструктурні масиви: **Свидівецько-Апшинецький** і **Косівсько-Шопурський**. У Свидівецько-Апшинецькому масиві зосереджені найвищі хребти, які мають переважно витриманий карпатський напрям. У Косівсько-Шопурському масиві морфоструктурні елементи четвертого–п'ятого порядків мають меридіональний напрям – паралельні пасма розміщені на межиріччях Тиси–Косівської–Середньої–Крайньої Ріки (Малої Шопурки)–Тересви.

У північній частині Свидівецького масиву виділена потужна **морфоструктура четвертого порядку Свидівця–Флавантучу** [2] (рис. 2). Ця морфоструктура сформувалася переважно на Близницькій підзоні Поркулецького покриву, у будові якої беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди, яловицької і тростянецької світ верхньої крейди, а

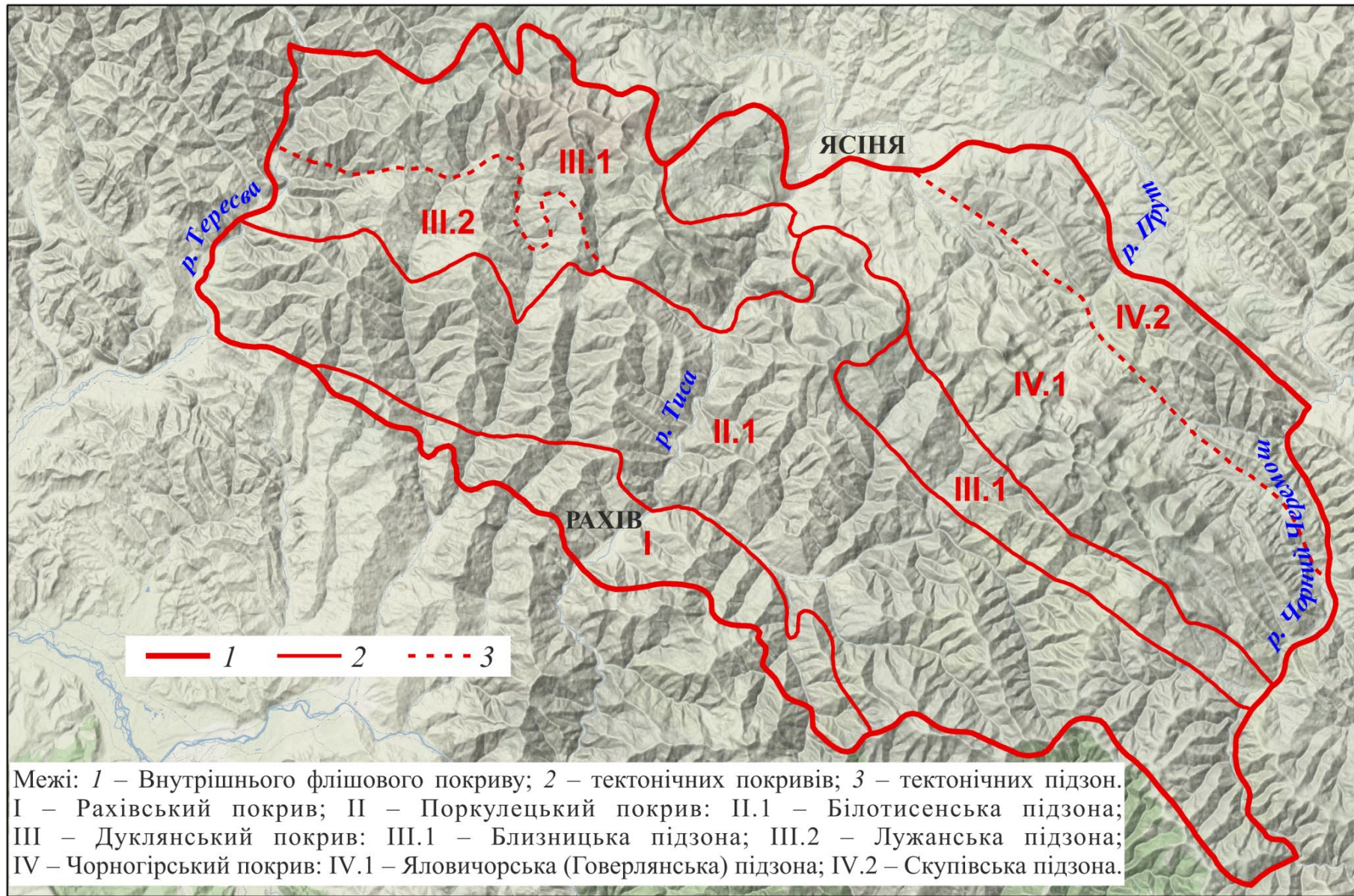


Рис. 1. Тектонічна картосхема гірських масивів Свидівець і Чорногора Українських Карпат (“Тектонічна карта Українських Карпат” масштабу 1:200 000, за ред. В. Глушка, С. Круглова) накладена на об’ємну модель рельєфу [5]



Рис. 2. Картосхема морфоструктур гірських масивів Свидівець і Чорногора Українських Карпат (за Я. Кравчуком, 2008) накладена на об'ємну модель рельєфу [5]

також потужно розвинуті палеогенові відклади аж до верхнього еоцену [3]. У північно-східну частину морфоструктури заходить Яловичорська підзона Чорногірського покриву, побудована крейдовим флішем.

Головний хребет нагадує дугу, випуклий центр якої спрямований на північний схід. Саме в цьому напрямі Близницький покрив насунений на зону Кросно. На заході хребет починається невеликим масивом з горою Темпа (1 634 м), на північний захід від якої відходить відгалуження з вершинами Шпанська (1 458,6 м) і Стоги (1 378,0 м), а на південний захід – хребет Шанта. Масив розчленований верхів'ями р. Яблуниці, а також численними лівими притоками р. Тересви (Плайський, Озорел та ін.). Поміж долинами цих приток виокремились невеликі масиви блокового типу з дуже крутими схилами (Кінець, 1 302,6 м; Вулшан, 1 181,4 м та ін.). Орографічно і структурно-літологічно з масивом Темпи пов'язані розміщені східніше масиви Великої Куртяськи (1 621 м) і Малої Куртяськи (1 644 м), які з півдня розчленовані верхів'ями Крайньої Ріки, а з півночі – верхів'ями Яблуниці.

Для цієї ділянки головного хребта характерні широтна орієнтація, добра збереженість фрагментів найдавнішої поверхні вирівнювання, слабо збережені сліди плейстоценового зледеніння на північно-західних схилах. Досить помітні відмінності у геоморфологічній будові дають підстави виділити тут *морфоструктуру п'ятого порядку Темпи–Куртяськи*.

Східніше (від г. Унгаряськи, 1 708 м) головний хребет має типовий карпатський напрям – хребти Свидівець з вершинами Трояська (1 702,6 м), Догяська (1 762 м) (рис. 3) та Апшинець з вершиною Котел (1 771 м). Хребет Флавантуч від г. Стіг (1 704 м) дещо змінює напрям на південь–південний схід. Тут розміщена найвища вершина Свидівецького масиву – г. Близниця (1 881 м) [2] (рис. 4). В районі г. Близниця виходять на поверхню оголені піщано-глинисті товщі флішу (рис. 5).



Рис. 3. Свидівецький хребет – вид на г. Догяська (фото В. Дудич)



Рис. 4. Свидівецький хребет – вид на г. Близниця (фото В. Дудич)



Рис. 5. Виходи на поверхню флішових порід поблизу г. Близниця (фото В. Дудич)

У цих хребтів чітко виражена асиметрична будова: північно-східні й східні схили дуже круті, часто з урвищними стінками численних карів, короткими відгалуженнями від головного гребеня. Схили південної орієнтації похиліші, відгалуження плавно переходять у межирічні хребти, по яких добре простежуються фрагменти давньої поверхні вирівнювання.

На північно-східних і східних схилах хребта у верхніх частинах басейнів потоків Турбатського, Апшинця, Станіслава, Свидівця добре збереглися сліди двох плейстоценових зледенінь, а в пригребеневій частині – найдавнішої поверхні вирівнювання. Характер рельєфу цієї ділянки хребта також зумовлений структурно-літологічними особливостями, зокрема переважанням тут середньо- і дрібноритмічного

флішу. Все це дає підстави виділити її як *морфоструктуру п'ятого порядку Унгаряські–Близниці*.

У Косівсько–Шопурському масиві морфоструктурні елементи четвертого–п'ятого порядків мають меридіональний напрям. Паралельні пасма займають межиріччя Тересви–Малої Шопурки (Крайньої Ріки), Малої Шопурки–Середньої, Середньої–Косівської, Косівської–Тиси.

Межиріччя Тересви–Крайньої Ріки (Малої Шопурки) займає *морфоструктура Апецької* (див. рис. 2) з максимальними абсолютними висотами 1 512 (г. Апецька) і 1 386 м (г. Красни Грунь). Ця морфоструктура сформувалася на структурах Білотисенської підзони Поркулецького покриву, у будові якої переважає нижньокрейдовий тонкоритмічний глинистий фліш з пачками масивних пісковиків і лінзами конгломератів білотисенської світи, а також товсторитмічний піщаний фліш буркутської світи (Глушко, 1986) (див. рис. 1). У північній частині морфоструктури, на контакті насуву Білотисенської підзони на Лужанську підзону Дуклянського покриву, у будові масиву Апецької беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди і яловецької світи верхньої крейди.

Домінування тонкоритмічного флішу сприяло інтенсивному розчленуванню території. Від найвищого масиву з вершиною Апецька в усіх напрямках відходять численні відгалуження. З півночі і заходу масив розчленовують притоки Тересви: Тиховець, Пасічний, Дубовець, з півдня – верхів'я Середнього і Великого Плавуцу, зі сходу – численні короткі праві притоки Крайньої Ріки. Схили переважно круті й дуже круті, особливо в долинах потоків. Привододільні похилі, місцями рівні поверхні, фіксують рівень давньої поверхні вирівнювання.

Морфоструктура Курпеню–Опреші займає межиріччя Крайньої (Мала Шопурка) і Середньої Рік (див. рис. 2). Межирічний хребет з півночі на південь фіксований вершинами Курпень (1 406 м), полонина Бичків (1 478), г. Опреша (1 481), хребет Довгий (1 309), г. Плешка (1 214 м). У будові морфоструктури, як і попередньої, домінує Білотисенська підзона Поркулецького покриву. У північній частині Лужанська підзона звужена до 4–5 км і на лівобережжі р. Середньої виклинює, її перекриває Білотисенський покрив. У південній частині межиріччя вузькою смугою простежено відклади Рахівського покриву (див. рис. 1).

Межиріччя сильно розчленоване короткими притоками і зворами. Крутість схилів часто перевищує 25° (північні схили г. Дямон, 1 282 м; східні схили г. Плешки; хребет Репосул та ін.). На північно-західних схилах хребта Довгого і південно-східних г. Плешки, а також у басейні потоку Довгого трапляються задерновані й активні яри. Привододільні масиви Курпеня, Опреші та інші фіксують рівень поверхні вирівнювання.

Морфоструктура Менчулу займає найвужче межиріччя в південній частині масиву Свидівця–Середньої і Косівської (див. рис. 2). За

абсолютними висотами вона найнижча серед чотирьох межирічних морфоструктур. Зафіксовано досить різкий спад абсолютних висот від Веденеської Полонини на південь (г. Менчул Малий, 1 379,5 м; г. Гребочель, 1 137,6; г. Гадоб, 1 142,0). Переважна частина межиріччя сформована на Білотисенській підзоні Поркулецького покриву, однак досить помітна роль на півдні Рахівського покриву з домінуванням темно-сірого теригенно-карбонатного флішу (див. рис. 1). Дуже вузький гребінь на межиріччі також фіксує рівень давньої поверхні вирівнювання [2].

У морфоструктурі Старої–Терентину на межиріччі рік Косівської і Тиси найповніше представлені фрагменти давньої поверхні вирівнювання (див. рис. 2). Найвищу поверхню вирівнювання І. Гофштейн [1] назвав поверхнею Урду (від назви хребта, який простягається у меридіональному напрямі на цьому межиріччі з абсолютними висотами 750–900 м), а з відносними висотами 500–600 м – Підполонинською поверхнею.

Пригребенева поверхня морфоструктури фіксована вершинами 1 471,7 м (г. Стара), 1 422,0, 1 336,5 м (полонина Довжина), 1 388,0 м (г. Терентин). Північна і центральна частина межиріччя сформована на Поркулецькому покриві (Білотисенська підзона), південна – на Рахівському, який тут досягає найбільшої ширини (до 7 км) (див. рис. 1).

Структурно-літологічні особливості сприяли інтенсивному горизонтальному розчленуванню. Глибина розчленування численними притоками досягає 400–500 м, а до долини р. Тиси від головного хребта – 700–800 м [2].

Чорногірський масив займає межиріччя Тиси–Чорного Черемошу і є найвиразнішою поперечною бриловою морфоструктурою Полонинсько-Чорногірських Карпат. Він сформувався на найскладнішій структурно-літологічно ділянці Внутрішнього флішового покриву. Найпотужніше представлений Чорногірський покрив (Скупівська і Яловичорська підзони). Дуклянський покрив простежений вузькою смугою Близницької підзони, яка перекрита насувом Білотисенської підзони Поркулецького покриву (див. рис. 1). У масиві г. Петрос Білотисенський покрив повністю перекрив Близницький, утворивши тектонічний напівостанець, де амплітуда горизонтального переміщення становить 8 км [3]. У південно-західній частині Чорногірського масиву простежено Рахівський покрив, амплітуда переміщення його на Поркулецький покрив становить близько 10 км.

У північно-східній частині масиву, вздовж контакту із зоною Кросно (Ворохтинське низькогір'я), розміщена *морфоструктура Кукулю–Костричу* (див. рис. 2), приурочена до Скупівської підзони Чорногірського покриву, у будові якої провідну роль відіграють масивні пісковики і сірий середньоритмічний фліш скупівської світи, а також масивні пісковики та ритмічний сірий і строкатий фліш топільчанської і

пробійненської світ (середній і верхній еоцен) та груборитмічний фліш гнилецької світи (палеоцен-еоцен) (див. рис. 1).

Досить монолітний хребет зафіксовано з північного заходу (край Ясінянської улоговини) вершинами Верх-Дебри (1 237 м), Під-Бірдо (1 388), Кукуль (1 539), Костриця (1 586), Кострич (1 544), Красник (1 287 м). На всій довжині північно-східні схили крутим, майже прямолінійним, уступом обриваються до Ворохтинського низькогір'я, збігаючись з лінією насуву Скупівського покриву на кросненські відклади.

Розміщена південно-західніше друга смуга невеликих хребтів і масивів утворює *морфоструктуру Козмеськи–Мариша–Скорушного* (див. рис. 2), яка сформувалася на контакті Скупівського і Яловичорського покривів. Для першого характерне домінування палеоцен-еоценового флішу, для другого – чергування вузьких смуг шипотської (нижня крейда), яловецької і чорногірської світ (верхня крейда) (див. рис. 1).

Через такі структурно-літологічні особливості морфоструктура простежена не суцільним хребтом, а окремими масивами і невеликими хребтами. У північно-західній частині морфоструктура проходить через вершини Конса (1 211 м), Велика Козмеська (1 572), Хеде (1 325), Мала (1 452), Мариш (1 567 м). Велика густота річкової мережі в басейнах Бистреця і Дземброні розділила морфоструктуру на дрібні малопомітні масиви, серед яких виділені масив Косарища (1 148 м) і Степанського (1 122 м). У південно-східній частині морфоструктури найліпше простежено вузький хребет з найвищою вершиною Скорушний (1 552 м).

Для морфоструктури, крім великої густоти горизонтального розчленування поздовжніми і поперечними долинами, характерна наявність слідів акумулятивної діяльності давніх зледенінь.

Найпотужнішою поздовжньою морфоструктурою в Чорногірському масиві є *Говерлянська* (див. рис. 2). Найвищий хребет Українських Карпат з північного заходу (від верхів'їв Пруту і Лазещини) на південний схід (до долини Чорного Черемошу) фіксований вершинами Говерла (2 061 м), Пожижевська (1 822) (рис. 6), Туркул (1 933), Ребра (2 001), Гутин-Томнатик (2 016), Бребенескул (2 036), Мунчел (1 998), Дземброня (1 878), Чорна Гора (2 020) (рис. 7), Шурин (1 773 м). Сформувався хребет на Яловичорському покриві, в будові якого провідну роль відіграють товстошаруваті й масивні пісковики чорногірської світи. У південно-східній частині, а також на контакті з Близницькою підзоною Дуклянського покриву і Скупівською підзоною Чорногірського покриву простежено смуги переважно аргілітів та алевролітів шипотської та яловецької світ (див. рис. 1).

Морфоструктура пов'язана з піднятим поперечним блоком ще дофлішової поверхні. У привододільній частині хребта є рівень найдавнішої поверхні вирівнювання.

Серед морфоструктур південно-західної частини Чорногірського масиву найяскравіше виділена **морфоструктура Петросу** (див. рис. 2). Ця морфоструктура сформувалася на найбільшому в Українських Карпатах напівостанці – потужному насуві Білотисенського покриву на Близницький [2] (див. рис. 1). Уважають, що амплітуда горизонтального переміщення становить 8–12 км [3]. Із північно-східним краєм насуву пов'язаний найвищий хребет карпатської орієнтації, зафіксований вершинами Петрос (2 020 м) (рис. 8) і Какараза (1 558,7 м). У південно-західному напрямку від г. Петрос відходить звивистий хребет з численними відгалуженнями, на якому найпомітніші вершини 1 757,0 м (полонина Гарманеска) і 1 688,7 м (г. Шешул).



Рис. 6. На задньому плані вид на вершини Данціж, Пожижевська, Брескул, Говерла (фото В. Дудич)



Рис. 7. Вид на г. Піп-Іван з долини р. Біла Тиса (фото В. Дудич)



Рис. 8. Вид на г. Петрос (фото В. Дудич)

У будові масиву переважають пісковики буркутської і білотисенської світ нижньої крейди. У північній частині масиву простежена вузька смуга чорногірських пісковиків, у західній частині масиву, що прилягає до долини Тиси, – аргіліти з прошарками пісковиків і туфопісковиків тростянецької світи (верхня крейда).

Масив з півночі розчленований верхів'ями р. Лазещини та її приток (Студений, Лопушанка), із заходу – притоками Тиси (Кевеле, Красиленка, Ситний та ін.), з півдня – верхів'ями Павлика і Богдана (притоки р. Білої Тиси). Переважають круті й дуже круті схили (понад 25°), особливо у пригребеневих частинах і в долинах потоків. Північні й північно-східні схили біля г. Петрос – урвищні, із давньольодовиковими формами рельєфу.

Морфоструктура Штев'єри–Сеглина–Менчилу розміщена між Петроським масивом на півночі, долиною р. Біла Тиса на півдні, долиною р. Тиси на заході і долиною р. Говерли на сході (див. рис. 2). Масив долинами річок Павлика, Богдана і Говерли розділений на три блоки – морфоструктури нижчого порядку. На всіх межиріччях добре простежені хребти меридіонального напрямку з численними невеликими відгалуженнями до долин річок. Абсолютні висоти знижуються у південному і західному напрямках. Максимальні зосереджені на межиріччі Богдана–Говерли (вершини Менчилу (1 588 м) на півночі й Переслип (1 155 м) на півдні). На межиріччі Богдана–Павлика є г. Сеглин (1 436 м) і г. Млаки (1 186 м), на межиріччі Павлика–Тиси – г. Штев'єра (1 242 м). Відносні висоти коливаються в межах 400–700 м.

Сформувалася морфоструктура на розширеній ділянці Білотисенської підзони Поркулецького покриву, у будові якої беруть

участь відклади білотисенської і буркутської світ нижньої крейди (див. рис. 1).

На лівобережжі Білої Тиси розміщена **морфоструктура Перехресту** (див. рис. 2), яка з півночі й сходу обмежена долиною Білої Тиси, а з південного заходу і заходу – долиною Шаула. Як і попередня морфоструктура, сформована на Білотисенському покриві (див. рис. 1). Найпомітніший у рельєфі вузький, звивистий хребет з переважним карпатським напрямом розпочинається на кордоні з Румунією г. Корбуль (1 696 м). У північно-західному напрямі він фіксований вершинами Кам'яна (1 557 м), Олань (1 441) і Перехрест (1 317 м). Від головного хребта відходять численні відгалуження поміж потоками нижчих порядків, однак здебільшого також простежений північно-західний–південно-східний напрям.

Південно-східніше Говерлянської морфоструктури, між долиною р. Говерли на північному заході й долиною р. Чорний Черемош на південному сході розміщена **морфоструктура Виходу–Керничного–Добрину** (див. рис. 2), яка складається з декількох масивів, розміщених між долинами Бребенескулу–Бальзатулу, Бальзатулу–Шибеного і Шибеного–Чорного Черемошу.

У будові північно-західної частини морфоструктури (між долинами Бребенескулу і Бальзатулу) беруть участь відклади шипотської світи Близницької підзони Дуклянського покриву. На південно-східній частині морфоструктури Близницька підзона звужена до 1–2 км і її роль у формуванні рельєфу малопомітна. Домінує тут Білотисенський покрив, абсолютні й відносні висоти різко зростають (див. рис. 1).

Максимальні висоти зосереджені на вододільному хребті між басейнами Білої Тиси і Чорного Черемошу. Хребет майже меридіонального простягання розпочинається на кордоні з Румунією г. Стог (1 650,7 м) і в північному напрямі фіксований г. Радуль (1 598 м) і г. Вихід (1 471 м). У північно-західному (до долини Бальзатулу) і південно-східному (до долини Шибеного) напрямках від хребта відходять численні відгалуження, які фіксують карпатський напрям простягання окремих монокліналей Білотисенського покриву.

Надзвичайно складний рельєф у третьому блоці морфоструктури, розміщеної між долинами Шибеного на північному заході, Чорного Черемошу на сході й вододільним хребтом між басейнами Чорного Черемошу та верхів'ями Вишеулу, по якому проходить українсько-румунський кордон. Усі хребти мають північно-східний напрям і розпочинаються від найвищих вершин на вододілі.

Між долиною Шибеного і його притоки Регецику розміщений хребет Регеськи (г. Регеська, 1 569,6 м; г. Регеська Велика, 1 502,6 м), між долинами Регецику і Керничного Великого – хребет Руський Діл (г. Кернични, 1 588,8 м; г. Роге, 1 556,6 м). Від г. Кернични відходить ще

декілька відгалужень на межиріччі Керничного Великого і Рабенцю. По хребту Руський Діл прокладена одна з найстаріших доріг через перевал до Румунії.

Південно-східніше, на межиріччях Рабенцю–Прелучного, Прелучного–Добринина, також простежені невеликі хребти північно-східного напрямку до долини Чорного Черемошу. Найпомітніші серед них з вершинами Прелучний (1 402 м) і Добрин (1 491 м).

Усі ці межирічні масиви виступають як локальні морфоструктури шостого–сьомого порядків [2].

Список літератури:

1. Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат / И. Д. Гофштейн. – К.: Изд-во АН УССР, 1964. – 182 с.
2. Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: [монографія] / Я. С. Кравчук. – Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – С. 19–47.
3. Тектоника Украинских Карпат / Отв. ред. С.С. Круглов. – Киев, 1986. – С. 84–89.
4. Цись П. М. Основні риси морфоструктури Українських Карпат // Геогр. зб. Вип. 9. Питання географії Українських Карпат. Львів, 1969. – С. 115–124.
5. <https://maps.google.com/>

MORPHOSTRUCTURES OF SVYDIVETS AND CHORNOHORA MOUNTAINS OF UKRAINIAN CARPATHIANS

Vasylyna Dudych, Andriy Marchak

The article gives the analysis of the tectonic structure, the morphostructures and the relief of Svydivets and Chornohora Mountains of Ukrainian Carpathians.

ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА БАСЕЙНУ ОЗЕРА БРЕБЕНЕСКУЛ

Н.І.Карпенко, А.В.Кишенюк, А.І.Кокіш
Львівський національний університет імені Івана Франка

Бребенескул – найвисокогірніше озеро України льодовикового походження знаходиться у Рахівському районі Закарпатської області. Розташоване воно на південно-західному схилі Черногірського хребта в улоговині між головним хребтом і г. Гутин Томнатик на висоті 1801 м над рівнем моря (рис.1). Озеро овальної форми. Площа водного дзеркала озера – 0,61га, довжина – 134 м, ширина – 28-44 м, найбільша глибина до 2,8 м, довжина берегової лінії – 600-800 м. Береги круті, високі, з кам'яними осипищами. Живиться атмосферними опадами та ґрунтовими водами. Вода чиста, слабо мінералізована. Дно підвищується у східному напрямі, на глибині вкрите сірим мулом. Трапляються мікроскопічні ракоподібні. З озера витікає однойменна річка Бребенескул (басейн Тиси). Озеро широко використовується як об'єкт туризму [1].



Рис.1. Озеро Бребенескул (фото А.Кишенюка)

За схемою геоморфологічного районування П.М. Цися [9] територія

басейну озера Бребенескул знаходиться в межах Полонинсько-Чорногірської геоморфологічної області Карпатської гірської країни, районі альпійського і середньогірського рельєфу гірських груп Свидівця і Чорногори та займає граничну частину водозбору р. Тиси (басейн Дунаю). Із майже 20 озер Чорногірського масиву, які утворились на дні карів, озеро Бребенескул розміщене найвище. За схемою сучасного геоморфологічного районування [7] ця територія відноситься до геоморфологічного району Чорногірського брилового середньогір'я та високогір'я з давньольодовиковою морфоскульптурою, підобласті Полонинсько-Чорногірського брилового середньогір'я на крейдових і палеогенових відкладах, Українсько-Карпатської геоморфологічної області денудаційно-тектонічних гір, провінції Східних Карпат Карпатської гірської геоморфологічної країни.

Давньольодовикові форми рельєфу в Карпатах дослідниками вивчались ще з кінця ХІХ ст. [2,4,5,6,10]. Найдетальніше у Чорногорі вони були досліджені Б.Свідерським (1938). Значний внесок у вивчення геоморфологічної будови Чорногірського масиву зробили львівські геоморфологи, які проводили тут в 1965-68 роках геоморфологічне знімання. У 2008 році опублікована монографія Я.С.Кравчука "Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат" [4]. Загальні лімнологічні дослідження льодовикових (карових) озер Чорногори, зокрема і озера Бребенескул, були проведені в 1959-61 роках Г.П.Міллером, де основна увага акцентувалась на морфометричних, гідрологічних і гідрохімічних особливостях озер [5]. Повторні батиметричні дослідження озера Бребенескул, проведені в серпні 2010 р. аспір. А. Кокішем, не внесли суттєвих змін до морфометричних характеристик озера, що свідчить про відносну стабільність природних умов формування озерної екосистеми.

Гірський масив Чорногора складається із найвищих хребтів Українських Карпат, витягнутих з північного заходу на південний схід. У привододільній частині хребта виявлено рівень найдавнішої поверхні вирівнювання. Для вершинної частини хребта характерні опуклі м'які форми з конічними та куполоподібними вершинами зазвичай асиметричними у зв'язку з переважанням моноклінальної структури. На схилах хребта добре збереглися форми рельєфу, створені плейстоценовими зледеніннями. Внаслідок морозного вивітрювання гірських порід тут утворились численні кари, а верхів'я долин рік набули вигляду трогів. Льодовикова акумуляція призвела до утворення бокових і кінцевих морен [4,6,10].

Озеро Бребенескул знаходиться на південно-західному схилі центральної частини головного Чорногірського хребта між його вершинами – Ребра (2001 м) і Бребенескул (2035,8 м). Басейн озера чітко простежується оточуючими вершинами (рис.2). Північна, північно-східна

і східна межа басейну проходить по головному хребту з найвищою абсолютною відміткою 1981,3 м, північно-західна і західна по південно-західному відрозу головного хребта з найвищою точкою – вершиною гори Гутин-Томнатик (2016,4 м), а південна і південно-східна співпадає з лінією, що з'єднує вершину гори Гутин-Томнатик і головний Чорногірський хребет. На північний захід від головного хребта розміщений хребет Кедроватий Погорілець, а на південний схід від озера знаходиться гора Бребенескул [8]. Найвища точка басейну – гора Гутин-Томнатик (2016,4 м), а найнижча – співпадає з точкою максимального зниження улоговини Бребенескульського потоку і становить наближено 1699 м. Максимальний перепад висот в межах басейну орієнтовно становить 317,4 м. Більша частина площі водозбору басейну розміщена на відмітках вище 1800 м.



Рис.2. Гіпсометрична схема басейну озера Бребенескул

У морфоструктурному відношенні територія басейну озера розміщена в межах Говерлянської морфоструктури четвертого-п'ятого порядку, яка відноситься до морфоструктури Чорногори третього порядку, що є складовою морфоструктури Свидовецько-Чорногірського гірського масиву другого порядку та морфоструктури Полонинсько-Чорногірського середньогір'я першого порядку, лінійне простягання яких відповідає розміщенню карпатських геоструктур [4]. Чорногірський масив є найвиразнішою поперечною блоковою морфоструктурою Полонинсько-Чорногірських Карпат, складчасто-покривна будова якого, утворена з невеликих лусок та покривів, насунутих у північно-східному напрямі на Скибову зону та надає йому чіткої асиметрії. Північно-східні схили хребта значно крутіші, ніж південно-західні. Сформована морфоструктура Чорногірським покривом, який тут представлений потужними Скупівською і Яловичорською або Говерлянською підзонами флішового покриву, найскладнішого зі структурно-літологічного погляду, що і позначилося в рельєфі масиву. Територія басейну озера Бребенескул приурочена до Яловичорської (Говерлянської) підзони покриву, у будові якого здебільшого беруть участь товстошаруваті й масивні пісковики чорногорської світи. На думку Я.С.Кравчука (2008) Говерлянська морфоструктура сформувалася піднятим поперечним блоком ще до флішової поверхні.

В межах Свидовецько-Чорногірського гірського масиву П.М.Цись [4,9] виділяє три яруси вертикальної поясності морфологічних морфоскульптурних елементів. Басейн озера Бребенескул розміщений у верхньому поясі. Тут можна виділити такі морфоскульптури [4]: 1) релікти поверхні вирівнювання ("Полонинський пенеплен") з банеподібними або округло-конусоподібними вершинами, кам'яними розсипами та "вісячими долинами", 2) реліктові крутосхилі кари з добре вираженими ригелями, каровими озерами і троговими долинами, 3) тектонічно-денудаційні уступи та ерозійно-гляціальні улоговини ("нижні котли" Чорногори), 4) моренні пасма і горби у верхів'ях долин і 5) круті водозбори і схили долин у приполонинській зоні, щільно задерновані луговою рослинністю.

Озеро Бребенескул розміщене у крутосхиловому сідловидному карі. Днище кару плоске, слабо ввігнуте, в центральній частині якого знаходиться озеро. Задні і бокові стінки кару обривисті, з характерними крутими уступами. Західна частина схилу є найкрутішою, тут крутість становить 45-65°. Нижні частини схилів кару пологіші, крутістю до 25°. Для схилів кару характерне переважання обвальних процесів, отож у підніжжі схилів нагромаджуються крупнобрилові і щебнисто-брилові відклади. На схилах кару спостерігаються невеликі кароподібні

ніші, в яких сніг в окремі роки може залежуватися впродовж літа. Схили кару частково задерновані.

Озерна улоговина вироблена у корінних породах при переважанні ерозійної діяльності льодовика. Форма озера видовжена (рис.3). Західна частина озера глибша і ширша, дно підвищується у східному напрямку. За нашими дослідженнями довжина озера становила 134 м, максимальна ширина 64 м, а глибина до 2,9 м. Більша частина дна вкрита білим мулом, максимальна потужність якого спостерігається у західній частині озера і сягає 0,58 м. Загалом дно складене валунним матеріалом, який переноситься в озеро зі схилів під дією гравітаційних процесів. Берегова лінія слабозрчленована. Береги озера круті, високі, з кам'янистими розсипищами. В озері відсутнє активне заростання берегів, що пояснюється переважанням гравітаційних процесів і відносною молодістю розвитку озера. Південна частина озера підгачена валом, складеним моренними валунними відкладами та різними за розмірами уламками порід. Висота валу коливається від 6 до 10 м, довжина становить 120-150 м, а ширина – 10-20 м. Вал порослий жерепом і травянистою рослинністю.

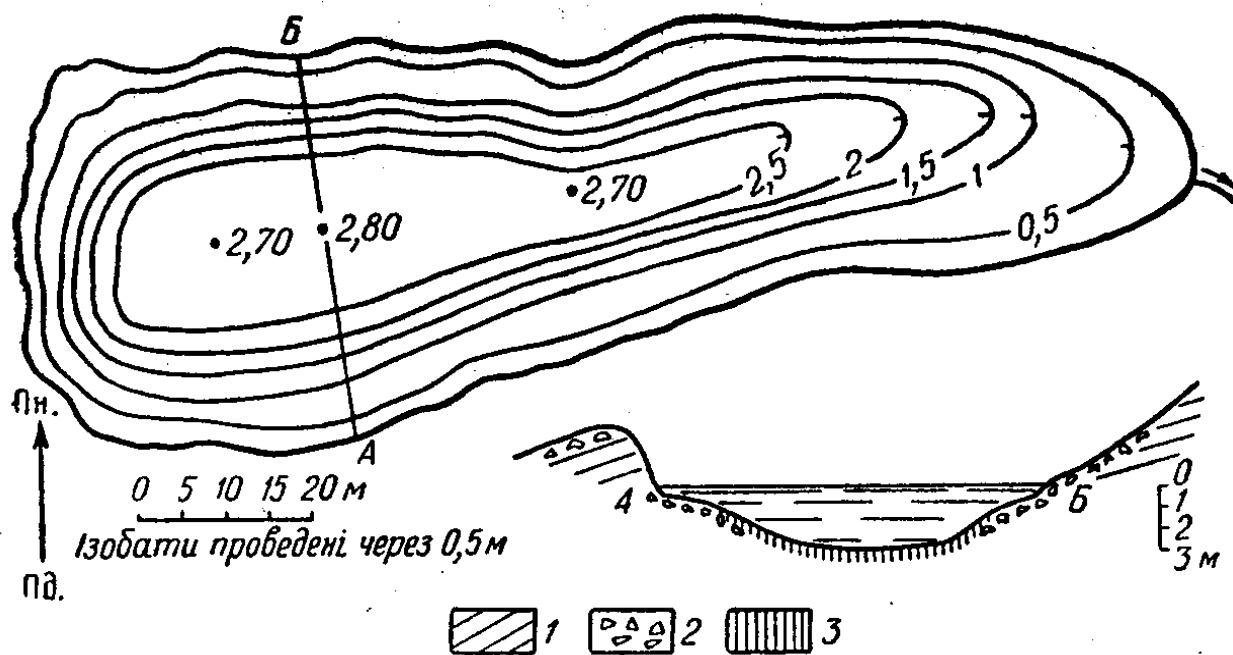


Рис.3. Батиметрична карта озера Бребенескул
(Міллер Г.П., 1964)

Умовні позначення: 1 – чорногірські масивні пісковики і конгломерати;
2 – валуни; 3 – озерний мул

Територія басейну озера Бребенескул знаходиться в межах південно-західних навітряних сильно зволжених схилів Чорногірського масиву. Живиться озеро атмосферними опадами, ґрунтовими водами і схиловим стоком. Водний режим озера досить мінливий. Рівень води в озері

залежить від весняного сніготанення і зливових дощів у теплий період року, що в свою чергу впливає на морфометричні характеристики озерної улоговини. Амплітуда коливання рівня води в озері може становити до 1,0 м, відповідно змінюються максимальні глибини (до 3,2 м і більше), ширина і довжина озера.

Озеро стічне. В східній частині озера у повноводний період спостерігається видимий стік, звідси бере початок однойменний потік Бребенескул, який впадає в річку Говерлу, притоку Білої Тиси (басейн Дунаю). У межений період річка починається значно нижче, отже потік Бребенескул регулює рівневий режим озера. Долина річки закладена у типовому трозі, ширина якого 50-100м. Днище плоске, вироблене масивними брилами льодовикових наносів.

Отже, басейн озера Бребенескул охоплює вершинну частину давньольодовикового скелястого високогір'я головного Чорногірського хребта, для геоморфологічної будови якого характерні плоскі сідловини і опуклі куполоподібні вершини, складені різнозернистими грубошаруватими і масивними слабовапнистими пісковиками. Озеро розміщене у типовому сідловинному карі, а річище Бребенескульського потоку формується у троговій долині.

Список літератури:

1. Географічна енциклопедія України. – К.: УРЕ, 1989. – Т.1. – С.94,126, 306.
2. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат. – К.:Наук. думка, 1995.– 84 с.
3. Карпенко Н.І. Особливості поширення озер в Українських Карпатах // Проблеми геоморфології і палеогеографії Української Карпат і прилеглих територій. – Львів: видав.центр Львів.ун-ту, 2006. – С.83-88.
4. Кравчук Я.С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: Монографія. [Серія “Рельєф України”]. – Львів: видав.центр Львів.ун-ту, 2008. – 188 с.
5. Міллер Г.П. Льодовикові озера Чорногори // Вісник Львівського ун-ту. Сер.географ. 1964. – С.44-52.
6. Природа Українських Карпат /під ред.К.І.Геренчука. – Львів: Вид-во Львівськ.ун-ту, 1968. – С.102-104.
7. Рельєф України. Навчальний посібник / [Б.О. Вахрушев, І.П.Ковальчук, О.О.Комлев та інш.]; За заг. ред. В.В.Стецюка. – К.: Видав. Дім “Слово”, 2010. – С. 376-481.
8. Туристичні стежки Чорногори. Топографічна карта м-б 1:50000. – К.: ДНВП “Аерогеодезія”, 2005.
9. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: вид-во Льв.ун-ту, 1962.– 224 с.
10. Swiderski B. Geomorfologia Czarnohory. – Warszawa, 1938.

Геоморфологічна будова басейну озера Бребенескул

Н.І.Карпенко, А.В.Кишенюк, А.І.Кокіш

Бребенескул – найвисокогірніше озеро України льодовикового походження знаходиться на південно-західному схилі Чорногірського хребта у сідловинному карі між головним хребтом і г. Гутин Томнатик на висоті 1801 м над рівнем моря. Басейн озера охоплює верхній ярус давньольодовикового скелястого високогір'я головного Чорногірського хребта, складеного масивними грубошаруватими пісковиками.

Ключові слова: гірське озеро, кар, озерна улоговина, Чорногірський масив.

ВИДОБУВАННЯ НАФТИ І ГАЗУ НА ГУЦУЛЬЩИНІ В ДРУГІЙ ПОЛОВИНІ XIX – ПЕРШІЙ ТРЕТИНІ XX СТОЛІТТЯ

Володимир Клапчук

Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника,
м. Івано-Франківськ

Видобуток нафти в другій половині XIX ст. займав важливе місце в промисловому розвитку Гуцульщини. Ще в середині XIX ст. геологи помітили, що первісне існування, або, точніше, виявлення солі і нафти стало одночасним явищем. Різниця лише в тому, що сіль, як продукт до споживання, використовували зразу після виявлення, а нафту, як додатковий необроблений матеріал, використовували до потреб господарства. І лише в другій половині XIX ст. внаслідок удосконалення видобутку і переробки нафта стала важливою галуззю промислового розвитку.

Актуальність дослідження полягає у висвітленні особливостей нафтогазовидобутку та переробки нафти на Гуцульщині, введенні до наукового обігу нових документів та матеріалів, узагальненні історичних фактів, реконструкції системи ведення видобувного господарства.

Оглядом про видобуток та переробку нафти наприкінці XIX – поч. XX ст. згадували Г. Бойко [1] та В. Грабовецький [5], тому наведений матеріал, що базується на фондових та архівних матеріалах, можна вважати новим. Для підготовки статті використано чисельні статистичні матеріали з офіційних польських джерел, фондів Центрального державного історичного архіву у Львові, Державного архіву Івано-Франківської області, родинного архіву Клапчуків тощо.

На Гуцульщині за досліджуваній період виділялися три основні центри нафтової промисловості – Битків-Пасічна, Слобода Рунгурська та Космач. Вперше цими покладами зацікавилися підприємці у XVIII ст. Перша нафтова свердловина з'явилася в 1771 р. Її виникнення цікаве з тієї точки зору, що нафтові припливи отримані цілком випадково, внаслідок поглиблення соляної свердловини на 12 сажнів. Але замість солі виявлено нафтову ропу. З цієї свердловини, яку прокопали вглиб на 20,8 сажнів, почали черпати нафту – по 100 кг на добу. Біля 1865 р. закладено декілька, викопаних вручну, свердловин. Нафту в Слободі Рунгурській витягали вручну [5, с. 45]. Спочатку це підприємство внаслідок браку коштів і фахівців розвивалося слабо. 1873 р. заснована свердловина «Ядвіга», а буріння здійснювалося вручну. У 1880 р., завдяки застосуванню парової машини та глибокого буріння, видобуток нафти в Слободі Рунгурській

почав різко збільшуватися. До цього часу експлуатувалось 7 шахт глибиною 25–70 м, з яких видобуто 150 т нафти [4, с. 228].

Як і в інших місцевостях Східної Галичини, нафтоносна земля в Слободі Рунгурській стала ареною спекуляцій. Видобування вели підприємці Щепановські та Розенкранци. Підвищення експлуатації нафти на підступно захоплених селянських ділянках розпочалося з 1880 р., коли до спілки «Вольфартено» вступив С. Щепановський і зайняв місце керівника копальні. За допомогою парової машини і свердлильних інструментів 2 лютого 1889 р. у свердловині «Ванда» було видобуто таку кількість ропи, що не вистачало тари. Цей підприємець за допомогою переважно іноземних інвестицій закладав все нові свердловини, впроваджуючи новий метод буріння. Саме там, у Слободі Рунгурській, було вперше у 1881 р. застосовано глибоке буріння, що сприяло бурхливому піднесенню нафтової промисловості – 1881 р. пробурено 50, 1885 – біля 300 свердловин [4, с. 228]. З метою дистиляції слобідської нафти С. Щепановський заклав у Печеніжині рафінерію (нафтоперегонний завод) і цим сприяв широкому збуту очищеної нафти за кордон. Нафта частково продавалась в навколишніх селах. У другій половині ХІХ ст. видобуток і переробка нафти в Слободі Рунгурській і Печеніжині набрали великого розвитку. За тогочасними даними, копальня сирої нафти в Слободі посідала одне з перших місць в Європі, а Печеніжинська рафінерія залишалася третьою в європейських країнах [5, с. 47].

З видобутком нафти у Слободі Рунгурській почалося будівництво підсобних приміщень. У 1880 рр. площа копальні займала понад 86 га, не враховуючи прилеглих камеральних лісів, що нараховували декілька тисяч моргів, і були віддані в оренду С. Щепановському й спілкам. На цій площі було розташовано понад 150 свердловин глибиною до 380 м. Вони представляли собою дерев'яні вежі висотою 9 м. Отвір у землі поступово звужувався від 18–24 до 0,5 цалі (*1 цаль – 0,0263 м – авт.*). Для запобігання обвалу, в кожній свердловині встановлювались литі залізні труби. Слід зауважити, що одна з перших свердловин називалася «Гуцул». Вона була в числі найбагатших свердловин, її початковий дебіт сягав 25 т/добу [1, с. 58].

На родовищі у Слободі Рунгурській працювало 70 парових машин, які обслуговували понад 70 постійних робітників. Родовище розробляли різні спілки, в т.ч. «Спілка Вінценза» [3, с. 376], яка володіла трьома свердловинами. Роботи велись до 1930-х рр. За весь час експлуатації родовища там видобуто 332 тис. тонн нафти [1, с. 58].

1874 р. видобуток нафти в Слободі Рунгурській становив 1800 бочок (*1 бочка – 100 л – авт.*). Дещо пізніше, в 1881 р., продукція нафти виносила вже 30 тис. барилек (*1 барилка – 96 л – авт.*), в 1882 – 50 тис., в 1883 – 12 тис., а в 1885 – 20 тис. барилек. У копальні, крім будинку управління, були ще кузня і верстати, біля 70 житлових будинків,

поштовий уряд, відділок жандармерії, ошадна каса для робітників, лікарня на декілька ліжок, різник і кілька крамниць [5, с. 47].

Перевозка ропи до рафінерії в Печеніжині і вивіз продукції до Коломиї здійснювалися возами, а з 1886 р. – новозбудованою залізницею. 1 листопада 1886 р. відкрито вітку сполученням Коломия – Печеніжин (довжиною 14,148 км) та Надвірнянське передмістя – Шепарівці – Княздвір (7,07 км), а 1 грудня цього ж року – Печеніжин – Слобода Рунгурська, довжиною 10,931 км [12, с. 205].

1886 р. у Слободі Рунгурській функціонувало 13 нафтових свердловин, за що було сплачено 2020,2 зол. ринських податку, та декілька свердловин у Космачі. У 1885 р. у Слободі Рунгурській видобуто 171 тис. цнт нафти на суму 668 тис. зол. рин. (3,9 за 1 цнт). Внаслідок потужного розвитку Слобідського родовища в 1880 рр. в багатьох місцевостях побудовано підприємства з дистиляції нафти (табл. 1). Біля Печеніжинського підприємства започатковано виробництво парафінових свічок [12, с. 172, 173, 195].

Таблиця 1

Нафтопереробні підприємства (рафінерії) Гуцульщини
та розміри сплачених податків (1885 р.)

Населений пункт	Нафтове родовище	Власник рафінерії	Розмір податку, зол.
Коломия	Слобідське	Gartenberg i Sp.	197887,17 ½
Коломия	Слобідське	Fiebich i Sp.	146880,34
Королівка	Слобідське	Brettschneider Leizor	1401,24
Печеніжин	Слобідське	Szczepanowski i Sp.	286483,83
Рунгури	Слобідське	Auerbach Schmelke	6815,62
Сопів	Слобідське	Winzenz i Sp.	27410,21 ½
Вербіж	Слобідське	Weiser i Sp.	40810,64
Вербіж	Слобідське	Bloch i Sp.	14732,51 ½
Микитинці	Космацьке	Fischer W.	15566,37
Пасічна	Пасічнянське	Griffel i Sp.	19511,36

Печеніжинський нафтопереробний завод став одним із найбільших в Австро-Угорщині (закритий у 1928 р.). На ньому працювало біля 1000 робітників і службовців. Щодобовий об'єм переробки нафти складав від 600 до 1000 бочок нафти. Це було найбільше промислове підприємство на Гуцульщині, яке приносило підприємцям та іноземним фірмам значні доходи, в той час, коли робітники працювали у важких умовах та за низьку плату [5, с. 49].

Родовища нафтової ропи, крім Слободи Рунгурської, були виявлені і в інших місцях Гуцульщини – в Яворові та Бани-Березові (Косівщина), в Пасічній, Биткові та Делятині (Надвірнянський повіт) та у Ясінях.

Найпотужніше у долині Бистриці Надвірнянської Битків-Пасічнянське родовище займало площу 200 км². Буріння там розпочалось у 1886–1888 рр. – діяло 4 свердловини, на яких видобуто 632 цнт нафти на суму 4310 зол. рин. (6,82 за 1 цнт) [12, с. 172–173]. Перші експлуатаційні свердловини пробурені в 1897 р. Початкові дебіти – 30 т/добу. Нафтові сліди знайдено також у околицях Яблуниці та Ясіня [16, с. 75]. Перші згадки про нафтові родовища з долини Пруту походять з 1896 р. [2], коли в Добротові під час копання колодязя виявили сліди нафти. З Пасічної приїхали нафтопромисловці і викупили у селян декілька моргів землі під пошуки промислових запасів, заплативши по 300–500 зол. за 1 морг.

Ще до Першої світової війни пошуково-добувна компанія почала домовлятися з селянами про купівлю землі. У цей процес вмішались місцеві євреї, які стали посередниками. Вони платили селянам гроші за землю, дозволяли їм на цій землі займатись сільським господарством, а самі, за посередництво, ставали членами компанії і діставали дивіденди. В урочищі Вашковиця було побудовано шахту, що дала нафту, яку цистернами відправляли до Надвірної [7, с. 34].

1897 р. вийшла «Карта Галичини», на якій показані нафтові поля біля Добротова, Чорного Поток, Слободи Рунгурської, Космача, Ворохти, Яблуниці, між Битковом та Любіжною [17].

С. Витвицький згадує про місцезнаходження нафти в Прокураві, а також в чотирьох джерелах поблизу Жаб'я [14, с. 52–53]. Однак, ці родовища не привернули уваги підприємців і лише місцеві жителі використовували нафтову ропу для змащування возів і освітлення. В Акрешорах на виявленому джерелі нафти експлуатація нафти була короткочасною і швидко занепала. 1868 р. згадувалося, що «...фабрика в Акрешорах підупала, стоїть як стояла, а з тієї криниці біля фабрики черпають селяни щоденно по-трохи нафти...» [5, с. 50].

У 1893 р. в Слободі Рунгурській отримано 9870 т нафти. Звичайна глибина свердловин становила 200–300 м [4, с. 228].

У Биткові перша свердловина, що була пробурена у 1897 р., не дала позитивного результату, а через два роки інша дала промисловий приплив нафти. Після цього темпи буріння зросли. До 1913 р. на промислі експлуатувались 26 свердловин, з яких видобували 36,7 тис. т нафти щорічно [6]. Нафтопереробний завод у Надвірній був заснований в першій половині 1902 р. [20, 2–40] і призначався для перегонки нафти місцевих Пасічнянського, Битківського і Космацького родовищ.

У 1886 р. держава розпочала експлуатацію нафтових родовищ у Пасічній, у 1889 – в Майдані, 1897 – у Биткові. Видобували нафту з відносно невеликої глибини у легкодоступних шарах земної поверхні. У

самій Надвірній нафту почали викачувати лише у 1902 р. Про це свідчить перший контракт на купівлю-продаж нафтоносної ділянки (саме на ній згодом і постала рафінерія), який уклали 24.08.1900 р. власник млина Соломон Грюнфельд і ткач Іван Килиман [15, с. 3].

Надвірнянський завод був ще досить примітивний і недосконалий. Функціонував лише влітку. Сировину переробляли в кустарній дистилятні. У ній шляхом перегонки з нафти одержували гас – світільну оливу, яка користувалася великим попитом на ринку. Трохи згодом, зі збільшенням обсягів виробництва, відкриттям нових родовищ та розвитком техніки й використанням двигунів внутрішнього згорання, власники підприємства головну увагу спрямували на виробництво бензину. У зв'язку з цим виникла потреба вдосконалити завод. Для цього змонтували кубову установку періодичної дії, що складалася з сімох кубів. Одночасно працювало п'ять кубів, а два перебували на очищенні. Очищували їх через кожних 24 год. Процес був наступний: куб 2–3 год. проварювали, відтак залишали остигнути, а після цього очищали. Під час переробки сировини куби підігрівали дровами. Наприкінці процесу одержували бензин, освітлювальний гас і мазут. Гас обробляли кислотою, лугом і промивали водою. Усі ці компоненти подавали в куби та перемішували вручну, що часто спричинювало нещасні випадки. До заводу із Биткова і Пасічної провели нафтопровід. Однак реконструйований завод так і не зміг переробляти повністю усієї сировини, оскільки обладнання залишалось застарілим. Тому й продукція призначалася лише для потреб місцевого ринку. Частина сировини залізницею вивозили за кордон, де на модернізованих підприємствах із крекінговим устаткуванням переробляли ефективніше.

У 1912 р. на Надвірнянському підприємстві працювали 30 робітників, а у 1922 – 74 (для порівняння – на рафінерії Габера у Станиславові, спорудженій у 1900 р., було зайнято 100 працівників, а на подібному підприємстві в Коломиї – 75). Завод наприкінці 1920 – поч. 1930 рр. переробляв менше 500 т нафти за рік. У 1927 р. завод, працюючи сезонно, переробив 450 т нафти. У 1930 р. підприємець Зегіль закупив рафінерію в Печеніжині й перевіз обладнання до Надвірної. Там встановили ще два великі куби і побудували парафіновий цех потужністю 40 т парафіну на рік. З парафінової оливи отримували твердий парафін і дизельне паливо. Зросла й переробка нафти. У середині 1930 рр. підприємство придбав італієць Каваццо. В 1938 р. тут перероблялось 1000 т сировини на місяць. У 1939 р. на рафінерії працювали 390 робітників.

15 березня 1905 р. у Відні підписано контракт про оренду Нафтовим АТ «Trzebinia» на період до 1925 р. 158,5 га державних лісів у Слободі Рунгурській та 49,3 га – у Чорному Потоці для пошуків нафти та експлуатації відкритих на них родовищ. 18.07.1911 р. підписано новий контракт, оскільки раніше виділена ділянка виявилася недостатньою і її

розширено в Слободі Рунгурській до 1055,9 га. На цій площі «Trzebinia» отримала право будувати необхідні дороги, мости, залізничні гілки, водопроводи, нафтопроводи, службові будинки, промислові об'єкти з машинами, резервуари, лінії електричних передач тощо. За це на початку робіт «Trzebinia» повинна була заплатити Дирекції лісів 5 тисяч корон, а відтак, при експлуатації виявленого родовища, – 18–20 % добутої нафти [22].

Станом на 1911 р. родовища нафти виявлені у Делятині, Шевелівці, Яблуниці, Вороненці, Лоевій, Чорних Ославах, Пнів'ї, Ворохті, Стримбі, Зеленій та Рафайловій. Експлуатаційні запаси були у Добротові, Ланчині, Пасічній, Чорному Потоці та Заріччі [11, с. 25].

Акціонерне товариство «Trzebinia» контрактом від 12.06.1914 р. передало нафтові поля в Слободі Рунгурській та Чорному Потоці акціонерному товариству «Premier», розрахунки з яким закінчилися 26.02.1915 р. [21, с. 15]. У іпотечній справі адвоката д-ра М. Луцкі з Надвірної від 30.12.1912 р. згадуються нафтові поля «Nowina IV», «Triumpf III», «Bahs V», «Posejdon I», «Posejdon II» та «Geolog» у Делятині [7, с. 34]. У 1918 р. у Биткові було пробурено 40 свердловин з річним видобутком 18,11 тис. т [6]. Цього ж року свердловина «Діброва-101» відкрила новий поклад «Діл» глибиною 1500 м. Початкова продукція цієї свердловини була рекордною на той час – 30 т нафти на добу. У 1925 р. на Битківському родовищі видобуто понад 42 тис. т нафти. До 1927 р. тут було вже 99 свердловин, з яких добували 29670 т/рік. У 1927 р. почався регулярний видобуток газу, який в 1937 р. складав 36 млн м³. Цього ж року тут видобувалось вже 214 тис. т нафти [1, с. 61].

Контрактом від 31.07.1931 р. «Towarzystwo przedsiębiorstw górniczych» викупило в священика Білих Ослав урочища Вили, Сигла та Поляни в Чорному Потоці на виключне і необмежене право розвідки, видобування і використання бітумінозних мінералів. 13 жовтня цього ж року вище вказане товариство передало ці землі фірмі «Pionier SA» для пошуків та видобування бітумінозних мінералів. На цих землях фірма відкрила такі нафтові поля: на Вилах – «Pionier I» на площі 8,5 га, на Сиглах – «Pionier II» на площі 6,4 га, на Полянках – «Pionier III» та «Pionier IV» площею, відповідно, 3,5 та 3,0 га [19, с. 225–230].

За період з 1880 до 1927 рр. на родовищі отримано 357896 тонн нафти (найбільше – в 1885 – 25 тис. т). У цей же період (1926 р.) було пробурено найглибшу свердловину, яка відкривала пласти на глибині 720 м [4, с. 228].

У 1932–1934 рр. в Чорному Потоці на глибинах 647, 708 та 811 м виявлено соляну ропу, а на глибині 647 м – сліди нафти з добовим дебітом 1 тонна. Крім того, на глибинах 159, 249 та 647 м виявлено сліди газу з дебітом 1,5–3 тис. м³/добу. Оскільки видобуток нафти та газу не був рентабельним, то, досягнувши глибини 1000 м, фірма 10 квітня 1935 р. почала ліквідацію свердловини, яка тривала цілий 1936 р. На свердловині

«Pionier I» в 1936 р. працювало 4 постійних та 5 сезонних робітників [18, с. 5]. На Косівському газовому родовищі в 1932–1933 рр. під час структурного буріння отримано притік газу дебітом від 25 до 50 тис. м³/добу. Сейсморозвідкою у 1935 р. встановлено декілька газоносних горизонтів на глибинах 500–1800 м [4, с. 203].

У 1933 р. згадувалося, що на Гуцульщині діють три великі копальні в околицях Пасічної (закладена біля 1860 р.), в Слободі Рунгурській (1871 р.) та в Космачі (1899 р.) [10, с. 16]. Велике родовище нафти у 1934 р. згадане у Білозорині на лінії Пнів-Любіжня Товариства «Franco-Polonais», яким керує брат посла Хлаповецького [13]. На Космацькому родовищі до 1929 р. пробурено 15 свердловин, з яких 8 були продуктивними. За період з 1899 до 1928 рр. тут видобуто 23500 т нафти [4, с. 229]. Станом на 1929 р. [9] на теренах Гуцульщини функціонувало 38 копалень нафти і газу (табл. 2).

Таблиця 2

Нафтові та газові копальні на Гуцульщині

Населений пункт	Назва копальні	Населений пункт	Назва копальні
Битків	Bitków-Pasieczna, Ska z o.o.	Пасічна	Bitków-Pasieczna, Ska z o.o.
	Bonariwa, S.A.		Bonariwa, S.A.
	Franco-Polonia		Polsko-Wloska, S.A.
	Polski Przemysl Naftowy, S.A.		Engler D dr
	Dr Segil i S-ka		Griffel E. Sukc.
	Societe Industrielle de Galicja		Limanowa
	Fanto, S.A.		Malopolska
	Galicysko-Karpackie Naftowe Tow. Akc.		Rudolf (wl. J.Mehr)
	Krakowsko-Bitkowska Ska Naft. z o.o.		Standart Nobel
	Niewolski F.		Zuckenberг W.
	Premier, S.A.		Gorgoni L. i T.
	Rogawski K.		Premier, S.A.
	Standart-Nobel w Polsce, S.A.		Sulimirski W., Lasz T. i Ska
	Towarzystwo dla Przemyslu Naftowego, Sp. z o.o.		Слобода Рунгурська
Weistock M. i Stern I.	Premier, S.A.		
Космач	Kosmacka Ropa	Печеніжин	Rosenkranz i Ska
	Premier		Sloboda Rungurska, Sp. z o.o.
	Polska Nafta, S.A.		Hager G.
Надвірна	Polskie Tow. dla Przemyslu Naftowego	Пнів	Spółka Naftowa Bitków-Pasieczna

За 100 років використання Битківського та Пасічнянського родовищ там видобуто близько 12 млн. т нафти [1, с. 60].

На використання нафти існували ліміти. Так, 15 грудня 1935 р. було закрито Надвірнянська рафінерію, оскільки вона вичерпала річний ліміт у 600 вагонів. На заводі залишилось працювати лише 6 працівників (сторожі

та мотористи). Новий пуск заводу передбачався на початку 1936 р. У 1938 р. зафіксовано, що на Битківських копальнях за увесь період їх експлуатації видобуто 850 тис. т нафти (у 1937 р. – 25 тис. т), у Слободі Рунгурській – 350 тис. т (1937 р. – 1500 т), у Космачі, відповідно, 26 тис. та 520 т [8, с. 44].

Таким чином, у історії нафтовидобування Гуцульщини можна виділити три періоди. Перший період (XVI ст. – 1860 р.) характеризувався примітивною технікою добування, нафту використовували для виготовлення різних мазей, лікувального масла, фарбування шкір, освітлення. Другий період (1860-1884) – удосконалення техніки свердління та очищення нафти і воску, застосування газових ламп. Третій період (1884–1939) характеризувався індустріалізацією процесу видобування. В цей час швидкими темпами відбувалася концентрація виробництва, організовувались великі акціонерні товариства, зростали іноземні інвестиції, стала жорсткішою експлуатація робітників та їх боротьба за свої права.

Список літератури:

1. Бойко Г. Корисні копалини Гуцульщини//Історія Гуцульщини. – Т. IV. – Львів:Логос, 1999. – С. 57–61.
2. Галичанинь. – 1896. – 26 вересня.
3. Геология и полезные ископаемые Западных областей УССР / [под ред. Быхова Н.А]. – М.-Лен. : Госгеолиздат, 1941. – С. 376.
4. Глушко В.В. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР / [В.В.Глушко, И.Ф.Клиточенко, В.Н.Крамаренко и др.]. – М., 1963. – С. 203, 228–229.
5. Грабовецький В.В. Нариси історії Прикарпаття. – Т. VIII. Гуцульщина. – К., 1995. – С. 45–50.
6. Зима Г. Нове життя старого промислу / Г.Зима // Нове життя. – 1963. – 12 вересня.
7. Клапчук В.М. Делятинщина: історико-географічне дослідження / В.М.Клапчук, М.М.Клапчук. – Делятин : Фоліант, 2007. – С. 34.
8. Bujalski В. Wojewodstwo stanislawowskie jako obszar możliwych rezerw ropnych / В.Вujalski // Złoty szlak. – Rocznik I. Zeszyt 2. – Stanisławów, 1938. – S. 44.
9. Księga adresowa 1929. – Warszawa, 1929. – S. 1465-1549.
10. Krótki przewodnik po Huculszczyźnie. – Warszawa, 1933. – S. 16.
11. Olszewski S. Mapa górnico-przemysłowa Galicyi z objaśnieniami / S. Olszewski. – Lwów, 1911. – S. XXV.
12. Statystyka Galicyi : Rok I. 1886 / [Pod kierunkiem Dr Tadeusza Rutowskiego]. – Lwów : Druk. Pillera i Spółki, 1887. – S. 172–205.
13. Wiek Nowy. – 1934. – 15 września.
14. Witwicki S. Rys historyczny o Huculach / S. Witwicki. – Lwów : Druk. M. F. Poremby, 1863. – S. 52–53.

15. Zelisko W. Nadwirna / W. Zelisko // Młodi krajoznawca. – № 3. – 1938. – S. 3.
16. Zuber R. Atlas geologiczny Galicyi / R. Zuber // Tekst do zeszytu drugiego. – Kraków, 1888. – S. 75.
17. Zuber R. Mapa obszarów naftowych w Galicyi / R. Zuber. – Lwów, 1897. – [1 s.].
18. ДАІФО, ф. 47 «Станіславське окружне видобувного управління, 1889-1939», оп. 1, од. зб. 481 «Листування з управлінням нафтопромислу «Піонер» в селі Чорний Потік про ліквідацію свердловини № 1 цього промислу. Геологічний розріз свердловини № 1, 1932-1936», арк. 5.
19. ДАІФО, ф. 47 «Станіславське окружне видобувного управління, 1889-1939», оп. 1, од. зб. 490 «Копії рішень судових органів про визнанні права акціонерним товариством на експлуатацію нафтоносних полів на території Станіславського видобувного округу, 1930-1932», арк. 225–230.
20. ЦДАЛ, ф. 242 «Галицько-Карпатське нафтове акціонерне товариство, м Львів, 1895-1928», оп. 1, од. зб. 222 «Справа про укладення договорів концерном «Домброва» з австрійським нафтовим товариством «Oniar» на оренду та купівлю-продажу нафтоносних ділянок в громаді Надвірна, 1900-1926», арк. 2–40.
21. ЦДАЛ, ф. 255 «Нафтовий концерн «Premier» і «Naftowy przemysl Malopolski», м. Львів, -1939», оп. 1, од. зб. 165 «Контракти на оренду нафтоносних земельних ділянок в гмінах Слобода Рунгурська, Потік Чорний з нафтовим товариством «Trzebinia», 1915», арк. 15.
22. ЦДАЛ, ф. 275 «Товариство нафтової промисловості «Trzebinia» з обмеженою відповідальністю, с. Тшебиня, 1898-?», оп. 1, од. зб. 5 «Договір товариства нафтової промисловості «Trzebinia» у м. Відні з Ровеньчуком Ю. про оренду земельної ділянки у с. Слобода Рунгурська, 1907–1910», арк. 1–23.

EXTRACTION OF OIL AND GAS IN GUZULSHCHYNA AT THE SECOND HALF OF XIX – THE FIRST THIRD OF XX CENTURIES

Volodymyr Klapchuk

The extraction of oil and gas at the second half of XIX had an utmost importance in the industrial development of Guzulshchyna. The three main centers of oil industry have been stood out. They were : Bytkiv- Pasichna, Sloboda Rungurska and Kosmach. It's possible to distinguish three periods in oil technology.

Keywords: Guzulshchyna, Bytkiv, Kosmach, Sloboda Rungurska, oil, gas, oil-processing factory.

ЧИННИКИ АКТИВІЗАЦІЇ ЕКЗОГЕННИХ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ГІРСЬКІЙ ЧАСТИНІ БАСЕЙНУ РІКИ ПРУТ

Михайло Клапчук

Прикарпатський національний університет
імені Василя Стефаника

Характер поширення й інтенсивність сучасних геоморфологічних процесів та їх розвиток залежать від клімату, структурно-літологічних, геоморфологічних і гідрологічних особливостей території, ґрунтів, рослинності. Важливу роль відіграє й діяльність людини.

Динаміка сучасних екзогенних процесів в Українських Карпатах чітко зіставляється з морфоструктурними елементами різних порядків, особливо вздовж контактів різних морфоструктур. Специфічний прояв цих процесів характерний для різних морфоструктурних зон та різних висот, своєрідна ярусність. Смуги активного розвитку сучасних геоморфологічних процесів зафіксовані вздовж контакту Скибових і Вододільно-Верховинських Карпат, Вододільно-Верховинських і Полонинсько-Чорногірських Карпат, Скибових Карпат і Передкарпаття [5, с. 169–170].

Спостерігається періодична активізація (циклічність) сучасних рельєфотвірних процесів у роки з різкими змінами температури, надмірного зволоження, посилення циклонічної діяльності і т.п. Сприятливими факторами для розвитку цих процесів є значна крутість схилів, низька задернованість чи залісненість. Оскільки гірська частина басейну р. Прут розміщена в Карпатах де присутні всі вище перелічені умови, то дослідження тут є актуальними і необхідними, насамперед, для запобігання негативного впливу сучасних екзогенних геоморфологічних процесів.

Основними чинниками активізації екзогенних геоморфологічних процесів є кількість опадів (середньорічна і середньомісячна), кількість днів із сильними дощами, температура повітря (середньорічна і середньомісячна), зміна вкритих лісом площ, зміна об'ємів вирубки лісів (табл. 1).

Виходячи з вище наведених даних, можна прийти до висновку, що протягом минулих років об'єм вирубки лісів змінювався. Так, починаючи з 1953 р., об'єм вирубки збільшився, у порівнянні з попередніми 1950–1952 рр., на 200 тис. м³/рік. У наступному році об'єм збільшився ще на 166 тис. м³/рік. Таке збільшення об'єму рубки лісу зв'язане з післявоєнною відбудовою господарства в СРСР. У наступних роках об'єм

коливався, то в більшу, то в меншу сторони, але в 1960 р. становив 380 тис. м³/рік. Цей показник приблизно дорівнював показнику 1950–1953 рр.

Таблиця 1

Зміни об'єму вирубки деревини в гірській частині басейну ріки Прут

Рік	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958
Вирубка, тис. м ³ /рік	367	345	373	547	713	662	532	535	588
Рік	1959	1960	1961– 1965*	1966– 1970*	1971– 1975*	1976– 1980*	1981– 1985*	1986– 1990*	1991– 2010
Вирубка, тис. м ³ /рік	576	380	260	150	140	160	120	110	70

* – без Ворохтинського лісокомбінату

З 1961 р. в дослідженні використані дані про об'єми вирубок лісу без врахування даних Ворохтинського лісокомбінату, що було викликане недостатністю відомостей, оскільки випуск продукції цього підприємства здійснювався на замовлення Міністерства оборони СРСР. Так, з 1961 р. (об'єм становив 260 тис. м³/рік) об'єми вирубок лісу поступово зменшувалися до 150 тис. м³/рік у 1966–1970 рр., 140 тис. м³/рік – у 1971–1975 рр. До кінця минулого століття об'єм вирубки лісу став меншим, ніж 100 тис. м³/рік. У 1991–2010 рр. цей об'єм становив 70 тис. м³/рік (рис. 1) [9]. Це є позитивним моментом для покращення стану природи, адже ліс має чудову водорегулюючу функцію, яка не дає можливості широкому розвитку таких шкідливих для населення геоморфологічних процесів, як зсувні, обвальні-осипні та багато інших.

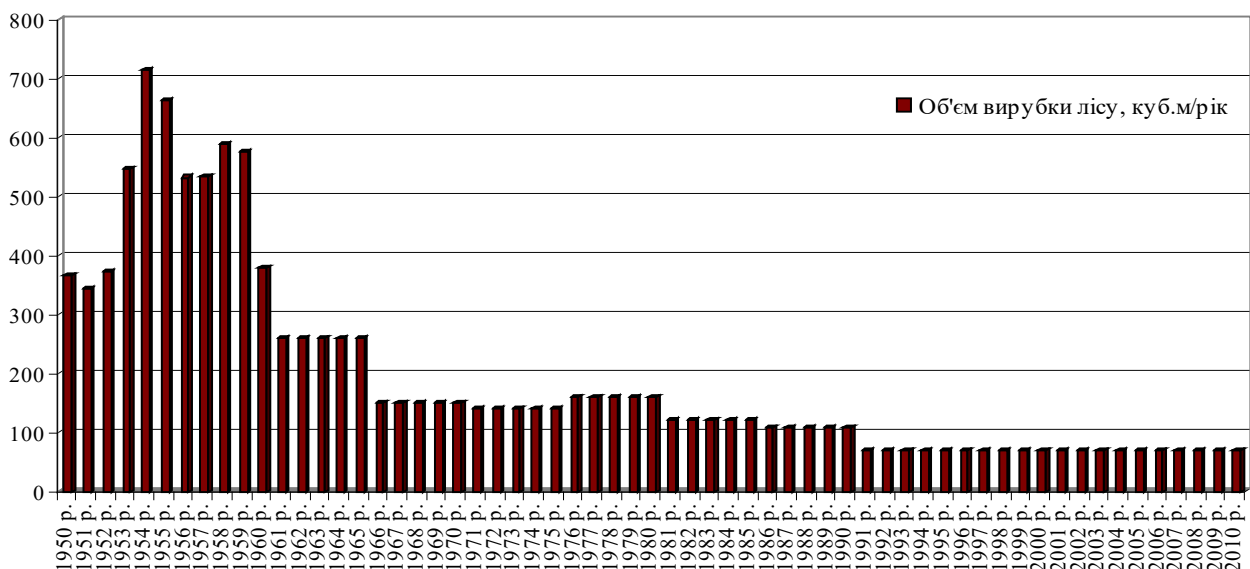


Рис. 1. Зміна об'єму вирубки лісу з 1950 до 2010 рр.
у гірській частині басейну ріки Прут

Невід'ємним показником від об'єму вирубки лісу є й лісистість території. Так, в період від 1787 до 2010 рр. лісистість, подібно до об'єму

вирубки, змінювалася. Наприкінці XVIII ст., а саме в 1787 р., відсоткова частка зайнятої лісом площі від всієї території досліджень становила 78,3 %. Поступово вона зменшувалася: 1820 р. – 73,2 %, 1856 р. – 72,0 %, 1900 р. – 69 %, 1923 р. – 71 %, 1934 р. – 66,8 % [9]. Ситуація змінилася після завершення Другої світової війни. У 1947 р. лісом було вкрито тільки 53 % досліджуваної території (рис 2). У 1950 та в 1960-х рр. відсоткова частка становила 50,9 % та 49 % – відповідно. Така зміна лісом вкритої площі дала поштовх до розвитку геоморфологічних процесів, зокрема ерозійних. Почастішали паводки. Починаючи з 1970 р. і до сьогодення, площа лісів у загальному збільшувалася. На даний час вона становить 62,3 % від загальної площі гірської частини басейну ріки Прут [6, с. 60].

Дані про зміну температур та кількості опадів надані нам Карпатською селестоковою станцією та гірсько-лавинною станцією Пожижевська.

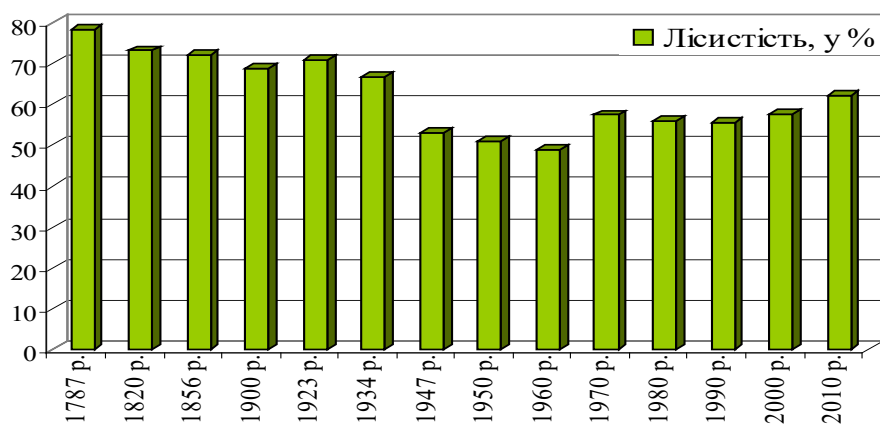


Рис. 2. Зміна площі лісистості з 1787 до 2010 рр. у гірській частині басейну ріки Прут

Середньорічні температури по станції Пожижевська протягом 1969–2009 рр. змінювалися від +3,5°C (1991 р.) до +6,9°C (1985 р.) (рис. 3). Найхолоднішими були 1970, 1991, 1998, 2000, 2002 рр. Середньорічна температура повітря тоді опускалася нижче +4°C. Найтеплішими були 1969, 1975, 1980, 1981, 1985 рр.

Період з 1969 до 1990 рр. був теплішим, ніж період від 1991 до 2004 рр. До 1990 р. середньорічна температура була, зазвичай, вище +5°C, а від 1991 до 2004 рр. період характеризувався температурами, нижчими ніж +5°C. З 2005 р. середньорічні температури коливаються від +4,7°C в 2009 р. до +6,1° – у 2008 р.

Середньомісячні температури 1970, 1980, 1990, 2001 і 2009 рр. відрізнялися між собою певними параметрами. Найпомітнішим є збільшення амплітуди температур. Так, в 1970 р. амплітуда коливань



Рис. 3. Зміна середньорічних температур (Пожижевська)

становила $21,9^{\circ}\text{C}$, в 1980 р. – $19,7^{\circ}\text{C}$ та в 1990 р. – 19°C , тоді, як в 2001 р. амплітуда становила $23,7^{\circ}\text{C}$, а в 2009 р. $23,4^{\circ}\text{C}$. Можна зробити висновок, що місцевий клімат стає континентальнішим з холодною зимою і жарким літом (рис. 4).

За останні роки ситуація з опадами також змінюється. За даними К. Геренчука [7, с. 53], в м. Яремче під час спостережень 1891–1964 рр. кількість опадів становила 881 мм. У 1979 р. кількість опадів у м. Яремче становила 879 мм [8, с. 28]. У сучасній літературі зазначено, що кількість опадів протягом останніх 20–30 років дещо збільшилась і становить 938 мм [1, с. 32; 3, с. 76; 4, с. 35;].

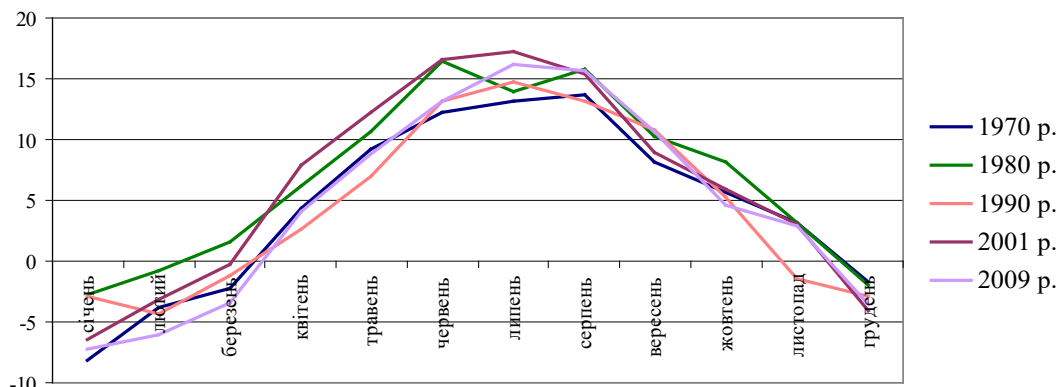


Рис. 4. Зміна середньомісячних температур (Пожижевська)

Виходячи з даних станції Пожижевська, можна простежити певну циклічність у кількості опадів (рис. 5).

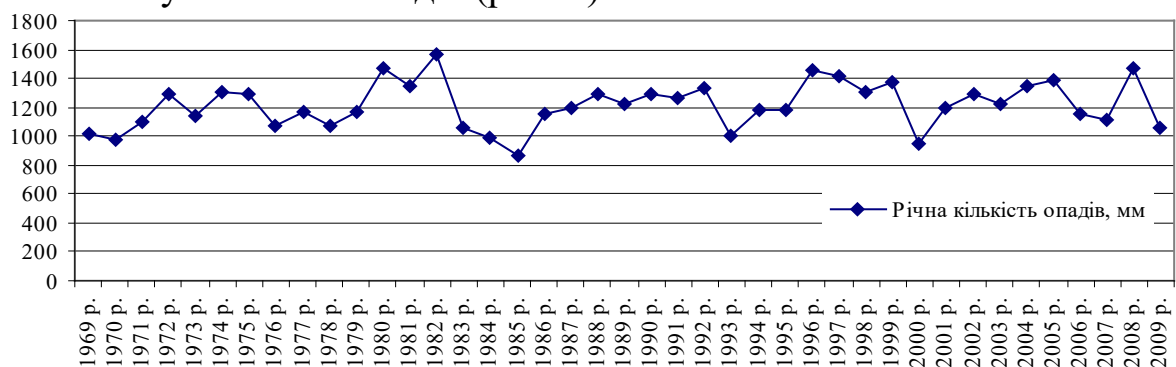


Рис. 5. Зміна річної кількості опадів на полонині Пожижевська

Кількість опадів змінюється з 1969 до 2009 рр. в межах від 869,1 мм в 1985 р. до 1571,3 мм в 1982 р. Своєрідні періоди в 2–4 роки з опадами 1000–1100 мм змінюються такими ж в часі періодами з кількістю опадів 1250–1450 мм. Скажімо після чотирьох років з меншою кількістю опадів (1976–1979 рр., середня кількість опадів 1125 мм) був період із більшою кількістю (1980–1982 рр., середня кількість опадів 1465 мм). Такі ж сухіші періоди можна назвати в середині вісімдесятих та дев'яностих і на зміну їм приходили вологіші в кінці вісімдесятих та дев'яностих. Значні опади призводять до стрімкого підйому рівня і витрат води в ріках.

Щодо розподілу кількості опадів за місяцями, то ситуація тут майже не змінювалася протягом останніх 40 років. Максимуми опадів на Пожижевській припадають на літній період, а мінімуми – на зимовий (рис. 6).

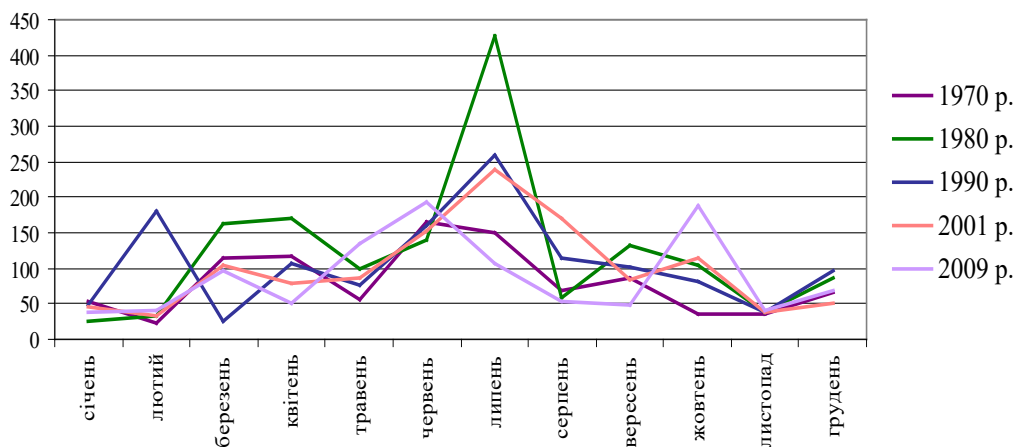


Рис. 6. Середньомісячний розподіл опадів на станції Пожижевська

Значний вплив на розвиток геоморфологічних процесів мають сильні дощі, які випадають за короткий проміжок часу. Особливо активно під час таких опадів протікають процеси ерозії та зсувні. Нами було проаналізовано дані станції Пожижевська з 1969 р. до 2009 р. (рис. 7).

Найбільше днів з кількістю опадів більше 50 мм було в 1980 р. – 6 днів. По 4 дні з кількістю опадів більше 50 мм було в 1977, 1979, 1981, 1982, 1992, 1997, 2003 та 2008 рр. Сильні дощі на території басейну гірського Пруту частіше спостерігаються влітку. Кількість сильних дощів, за даними різних джерел, збільшилася майже вдвічі (табл. 2). Таке збільшення сильних опадів у період 1992–2006 рр. свідчить про зміну циркуляційних, а, можливо, і кліматичних умов в даному регіоні [2, с. 102–108].

У 2008 р. за декілька днів, з 22 до 25 липня, випало загалом 264 мм опадів, що привело до паводку і активізації геоморфологічних процесів. Особливо часто проходили зсуви. Причина цьому – перезволоження

грунту та пухких порід і втрата щільності в них. Паводок 2008 р. був одним з найбільших за всю історію спостереження в басейні гірського

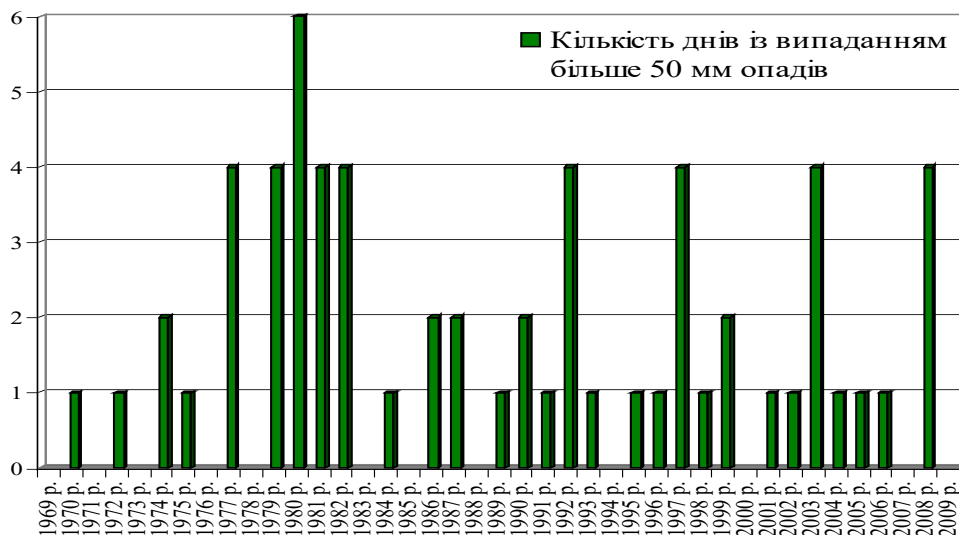


Рис. 7 Кількість днів з опадами більше 50 мм у гірській частині басейну ріки Прут

Таблиця 2

Кількість випадків сильних дощів в Івано-Франківській області у 1992–2006 рр. [2, с. 104]

1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
4	6	5	7	5	8	18	10	7	23	11	12	16	11	6

Пруту. Підйом води становив 414 см. Перед значними опадами (22–25 липня) друга декада місяця також була досить зволожена. Протягом 15–20 липня випало 69,4 мм опадів, що становить половину місячної норми. Тому, екосистема ялинового лісу була на 86 % насичена вологою. Букові ліси, водоакumuляційна місткість яких більша ялинових на 20 мм і становить близько 100 мм, були насичені вологою на 70 %. Можливий резерв водоакumuляції був лише 15–30 мм, оскільки 22–25 липня випало загалом 264 мм і відбулося перезволоження, як наслідок – паводок. У такій ситуації вплив лісу на стік був мінімальний [10].

Головні лісоутворюючі породи в басейні гірського Пруту – це ялина й ялиця (83 % лісів) та бук, який формує 10 % лісів [3, с. 143–144]. За віковою структурою це середньовікові насадження (55 %) та молодняки (22 %) [10]. Можна зробити висновок, що в гірській частині басейну р. Прут домінують деревостани високої водорегуляційної здатності, проте при метеорологічній ситуації, яка склалася в кінці липня, лісовий покрив не міг істотно зменшити стік. Ліс поглинув лише 20–40 мм опадів, тоді як основна їх частка, майже 90 % спричинила катастрофічний паводок.

Список літератури:

1. Агрокліматичний довідник по Станіславській області / Управління гідрометеорологічної служби Української РСР. – Київ : Держ. вид-во сільськогосподарської літератури Української РСР, 1959. – 100 с.
2. Волошина О. В. Статистичне дослідження випадків дуже сильних дощів на території Західної України / О. В. Волошина, І. Ф. Книш // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 6. – С. 102–108.
3. Карпатський національний природний парк : [монографія] / [кол. авторів / за ред. М. М. Приходька, О. І. Киселюка, А. І. Яворського]. – Івано-Франківськ : Фоліант, 2009. – 672 с.
4. Клапчук В. М. Природні умови і ресурси Делятинщини та їх охорона / В. М. Клапчук. – Яремча, 1995. – 60 с.
5. Кравчук Я. С. Геоморфологія Скибових Карпат / Я. С. Кравчук. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – 231 с.
6. Паспорти населених пунктів Надвірнянського району : [довідник / В. М. Клапчук та ін.]. – Надвірна, 2003. – 90 с.
7. Природа Івано-Франківської області / [за ред. К. І. Геренчука]. – К., 1973. – 151 с.
8. Проект организации и развития лесного хозяйства Делятинского лесокомбината Ивано-Франковской области / Комплексная экспедиция Украинского лесоустроительного предприятия «Леспроект». – Львов, 1979. – Т. 1. – Книга 1 : Объяснительная записка. – 1979. – 128 с. + 20 приложений на 150 листах.
9. Домашній архів родини Клапчуків, ф. 1 «Природа Делятинщини».
10. Український лісовод / [електронний ресурс]. – Режим доступу : <http://www.lesovod.org.ua>. – 9.03.2011.

FACTOR FACILITATING EXOGENOUS GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE MOUNTAINOUS PART OF PRUT RIVER BASIN Mykhajlo Klapchuk

In the article in detail the factors that influence the activation of exogenous geomorphological processes in the mountainous part of the Prut river basin are described.

Keywords: wooded, precipitation, climate.

ТИПОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РЕЛЬЄФУ СОЛОТВИНСЬКОЇ (ВЕРХНЬОТИСЕНСЬКОЇ) УЛОГОВИНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Кравчук, Василь Чалик

Львівський національний університет імені Івана Франка

Солотвинська (Верхньотисенська) улоговина з низькогірно-горбистим і денудаційно-акумулятивним рельєфом, з добре розвинутим терасовим комплексом та солянокупольними острівними горбами виділяється як геоморфологічна підобласть Закарпатської рівнини.

Розміщена улоговина в низів'ях рік Ріки, Терєблі, Терєсви, Апшиці – приток р. Тиси, долина якої обмежує улоговину з півдня і південного заходу. Чітка орографічна межа на заході і південному заході проходить по відрогах меридіонального відрізка Вигорлат-Гутинського пасма (масиви Великого Шолеса, або Тупого, Оашу і Вишківського вулканічного низькогір'я).

На півночі і північному сході улоговина межує із зонами Пенінських і Мармароських (Монастирецька підзона) стрімчаків. Орографічна межа простежується у вигляді чіткого уступу висотою 100-150 м до Угольсько-Тереблянської улоговини біля сіл Драгово, Кричево, Угля. На північному сході і сході межу між улоговиною і низькогір'ям Мармароської стрімчаків зони можна зафіксувати за максимальними абсолютними висотами, які в межах Бичківсько-Апшицького низькогір'я (Монастирецька підзона Мармароських стрімчаків) перевищують 700-800 м, а в Солотвинській улоговині коливаються в межах 500-700 м. Східна межа улоговини проходить по умовній лінії с. Апшиця-снт. Великий Бичків, що співпадає з тектонічним розломом, який розмежовує відклади палеогену і неогену.

Протяжність улоговини з північного заходу на південний схід до 62 км, усереднена ширина від 15 до 25 км, її площа біля 1150 км².

Сформувалася улоговина на південно-східній частині Закарпатського внутрішнього (тилового) прогину – Солотвинській западині, яка меридіональним відрізком Вулканічного пасма (масиви Великого Шолеса, або Тупого, і Оашу) відділена від північно-західної частини прогину – Мукачівської западини. На думку багатьох дослідників (Круглов та ін., 1986) більш раціональним для Закарпатського прогину є виділення поздовжніх структурних зон.

В межах прогину виділяють чотири поздовжні зони: Моноклінальну або Крайову, Центральну солянодіапірових і брахіантиклінальних складок, Припанонського глибинного розлому і накладену Вигорлат-Гутинську вулканічну.

При навіть побіжному *структурно-геоморфологічному (морфоструктурному) аналізі* Солотвинської улоговини простежується значний вплив на формування морфоструктури особливостей моласового комплексу і тектоніки. На переважній площі улоговини (Центральна і Крайова зони прогину) під переважно малопотужними пліоцен-четвертинними континентальними відкладами залягають товщі (до 900-1050 м) глин з прошарками різнозернистих пісковиків, конгломератів і алевролітів, горизонти туфів верхнього під'ярусу бадену (тересвинська і басхевська світи). У крайній східній частині (басейн Апшиці) і західній (вздовж меридіонального відрізка Вигорлат-Гутинського хребта) домінують глини, пісковики, алевроліти і туфи сарматського ярусу.

Порівняно невелику площу у Центральній зоні займають солянодіапірові структури Данилово-Тереблянських і Солотвинських складок, де місцями на поверхню виходять соляні штоки. У будові складок провідна роль належить верхньотереблянській підсвіті (кам'яна сіль з глинами, прошарками гіпсів, ангідритів), солотвинській світі (чергування глин аргілітів і різнозернистих пісковиків) і горизонту нанківських вулканічних туфів нижнього під'ярусу бадена.

До зони Припанонського глибинного розлому приурочена Вишківська морфоструктура з горбогірно-низькогірним рельєфом, яка сформувалася на різновікових вулканітах, з домінуванням у рельєфі купольних і купольно-кільцевих локальних морфоструктур, пов'язаних з інтрузіями діорит-порфіритів і гранодіорит-порфірів. Ця морфоструктура віднесена до геоморфологічної області (підобласті) Вулканічних Карпат.

У межах улоговини більш помітно простежується поперечна диференціація рельєфу. Виділяються морфоструктури нижчих порядків, які розділені притоками р. Тиси на межирічні масиви з горбистим і низькогірним рельєфом. На формування їх значний вплив мали поперечні регіональні і локальні розломи: Апшицький, Солотвинський, Тересвинський, Буштинський, Велятинський та ін.

Переважає площа улоговини має інверсійний рельєф (тектонічна западина внутрішнього прогину – височинний і низькогірний рельєф), хоча західна–південно-західна частина улоговини з долинним рельєфом (домінування заплави і низьких терас) має пряме співвідношення оротектоніки.

Загалом рельєф Солотвинської улоговини характеризується наявністю вирівняних, терасованих ділянок в долинах рік, а також сильнорозчленованими горбогірними межиріччями, які місцями переходять у крутосхилове низькогір'я. Ділянки з крутосхиловим низькогір'ям сформувалися на смузі Крайової зони, прилеглої до Пенінських стрімчаків, а також на сході Центральної зони у басейнах рр. Апшиці і Великого потоку.

Зростання абсолютних висот простежується з південного заходу на північний схід від 165 м до 802 м. На межиріччі Апшиці і Глибокого Потону північніше с. Водиці знаходиться г. Клева (802 м) – найвища і єдина вершина Солотвинської улоговини, яка перевищує 800 м. В її будові беруть участь конгломерати басхевської світи. Для цієї ділянки характерний типовий низькогірний рельєф, який притаманний і для межиріччя Глибокого Потону і Тересви, де домінують невеликі масиви, розчленовані численними глибоко врізаними потоками з вершинами Боулуй (775,0 м), Дарола (753,0 м) та ін.

Подібний горбисто-низькогірний рельєф зустрічаємо також на межиріччі Тересви–Тереблі у прилеглий смузі до Пенінських стрімчаків. Межиріччя сильно розчленоване притоками рр. Тересви (Терешілка, Лужанка, Вільхівчик) Тячівця (Луг, Гнилий), Тереблі (Велика Уголька, Мала Уголька). Переважаючі абсолютні висоти коливаються в межах 400–600 м, найвища вершина у верхів'ях Гнилого Потону – г. Урсова (770,0 м), складена конгломератами.

У напрямку до долини р. Тиси спостерігається поступовий спад абсолютних і відносних висот. На межиріччі Апшиці–Глибокого Потону максимальні абсолютні висоти не перевищують 600 м (г. Обчина, 594,0 м; г. Бешигура, 491,0 м). Такі ж висоти характерні і для горбогірного рельєфу на межиріччі Глибокого Потону– Тересви (г. Тетишулу й, 551,0 м; г. Кичера, 554,0 м). Південна частина межиріччя Тересви–Тереблі розділена субмери-діональним відрізком долини р. Тячівець на дві частини. Дещо більші абсолютні висоти зосереджені в околицях сіл Вельхівчик, Вільхівці, Округла (400–554 м), у південному напрямку спостерігається помітний спад абсолютних висот (250–470 м).

На межиріччі Тереблі–Помийниці–Байлової максимальні абсолютні висоти не перевищують 497,5 м (г. Рако-Чертеж в околицях с. Дулово). У формуванні рельєфу цієї частини Солотвинської улоговини значну роль відіграли солянодіапірові Данилово-Тереблянські складки. При перетині р. Тереблею Тереблянської складки її русло відхиляється на південний схід, долина розширюється до 5 км. Вздовж осі структури в напрямку на с.с. Олександрівку і Данилово спостерігається ряд дрібних долин, значне зниження вододілів (Чалик, 1975). У долинах знаходяться соляні джерела і колодязі, зустрічаються карстові лійки. До крил складок північніше цього зниження приурочені найвищі вершини межиріччя (г. Рако-Чертеж; г. Вежа, 493,0 м; г. Корунець, 493,2 м). Південніше долини зафіксована смуга підвищень з вершинами Папоротиште (454,6 м), Кічера Тереблянська (464,0 м), Прислоп (405,0 м) та ін.

На межиріччі Байлової– Хустця, Хустця–Ріки переважають плосковерхі ділянки, які розчленовані численними долинами нижчих порядків. На поверхні зустрічаються алювіальні відклади пізньопліоценового і ранньоплей-стоценового часу, які пов'язують з

давніми денудаційно-аккумулятивними поверхнями вирівнювання (Гофштейн, 1964, 1995). Зокрема, найдавніший алювій (середній і великий галечник) покриває найвищу вершину межиріччя Байлової–Хустця г. Скридей (485,0 м).

На цьому ж межиріччі, північніше с. Боронява, розсипи валунів і галечників молодшої поверхні вирівнювання (ранньоплейстоценового віку) є на г. Дреутна (379,0 м). Фрагменти цієї ж поверхні зафіксовані також на г. Плоска (367,0 м) на межиріччі Ріки-Хустця північніше с. Нанково.

Найнижча частина Солотвинської улоговини розміщена вздовж сучасної долини р. Тиси. Абсолютні висоти понижуються вниз по течії від 250 м в районі смт. Солотвино до 165 м біля м. Хуста. Русло р. Тиси на відрізьку Великий Бичків–Солотвино–Грушово відхиляється на південний захід, огинаючи Солотвинську солянодіапірову складку. Найбільшу ширину (більше 10 км) долина має між смт. Вишкове на півдні і с. Крайниково на півночі.

Морфологічні особливості рельєфу західної частини Солотвинської улоговини характеризуються переважними абсолютними висотами 200-360 м з домінуванням долинно-терасового рельєфу. У північно-східному напрямку абсолютні висоти збільшуються до 600-700 м, відносні висоти від 200-300 м на межиріччях з горбогірним рельєфом до 400-480 м в низькогірному ерозійно-денудаційному рельєфі.

Морфографічні і морфометричні характеристики рельєфу найкраще простежуються при аналізі глибини і густоти розчленування рельєфу (Рис. 1, 2). Такий аналіз дає детальнішу кількісну характеристику улоговини (Чалик, 1974). З табл. 1 видно, що найбільшу площу (13,6 %) займають ділянки з глибиною розчленування 200-240 м, а в інтервалі від 120 до 280 м вона становить більше половини (52,3 %) території Солотвинської улоговини.

Показники густоти розчленування (табл. 2) свідчать про високу інтенсивність флювіальних процесів. Найбільшу площу (24,2 %) в улоговині припадає на показник 2,4-2,8 км/км², а в інтервалі від 1,6 км/км² до 3,6 км/км² густота ерозійного розчленування становить 92,4 % площі улоговини.

Основними елементами *морфоскульптури Солотвинської улоговини* є терасовані річкові долини, на які припадає третина площі улоговини. Долина р. Тиси в межах Солотвинської улоговини має поздовжній “карпатський” напрямок (ПдСх–ПнЗх), основні її притоки (Ріка, Тербля, Тересва, верхів’я Апшиці) – поперечний. Всі ріки, крім Апшиці, беруть початок у Вододільно-Верховинській геоморфологічній області, перетинають гірські масиви Полонинсько-Чорногірської геоморфологічної області і виходять у Солотвинську улоговину. У межах улоговини у всіх річок виділяється заплава і чотири надзаплавних тераси.

Таблиця 1.

Глибина розчленування рельєфу Солотвинської улоговини.

Інтервали, м	Площа	
	км ²	%
0 - 20	77,2	6,7
20 - 40	26,2	2,3
40 - 80	108,8	9,5
80 - 120	121,8	10,6
120 - 160	153,5	13,3
160 - 200	154,4	13,4
200 - 240	156,3	13,6
240 - 280	153,2	13,3
280 - 320	87,6	7,6
320 - 360	56,0	4,9
360 - 400	33,3	2,9
400 - 440	19,1	1,7
440 - 480	2,6	0,2
Всього	1150,0	100,0

Таблиця 2.

Густота ерозійного розчленування рельєфу Солотвинської улоговини.

Інтервали, км/км ²	Площа	
	км ²	%
0,4 - 0,8	4,8	0,4
0,8 - 1,2	43,2	3,7
1,2 - 1,6	123,6	10,7
1,6 - 2,0	170,0	14,8
2,0 - 2,4	242,2	21,1
2,4 - 2,8	278,1	24,2
2,8 - 3,2	169,1	14,7
3,2 - 3,6	79,3	6,9
3,6 - 4,0	22,2	1,9
4,0 - 4,4	10,2	0,9
4,4 - 4,8	6,6	0,6
4,8 - 5,2	0,7	0,1
Всього	1150,0	100,0

П'ята, шоста і сьома надзаплавні тераси простежуються фрагментами у долинах Тиси і Тересви, але враховуючи те, що більшість з них є останцями пліоцен-плейстоценових денудаційно-аккумулятивних

поверхонь на межиріччях Ріки–Тереблі–Тересви–Тиси, їх можна вважати спільними для всіх рік.

Сучасна долина р. Тиси має чітко виражену заплаву і чотири надзаплавних тераси. Заплава майже на всьому протязі має низький і високий рівні. Низька заплава (0,5-1,0 м) і висока (1,5-2,5 м) заплави, а також перша тераса, майже на всьому протязі акумулятивні. Друга, третя і четверта – переважно ерозійно-акумулятивні.

Низька заплава простежується вузькою смугою вздовж русла, часто зустрічаються острівні утворення. Складена переважно гравійно-галечниково-валунними відкладами, які місцями перекриті малопотужним шаром (0,2-0,4 м) пісків і супісків. Висока заплава має двохчленну будову. Руслова фація алювію представлена валунами і галькою у гравійно-піщаному заповнювачі. Заплавна фація складена супісками, пісками і суглинками з рідкими включеннями гальки.

Тераси Тиси також мають двохчленну будову, але з тою різницею, що потужність дрібнозему збільшується з висотою терас, а склад його змінюється в сторону зменшення діаметру частинок, тобто піщано-суглинисті відклади переходять у суглинисто-глинисті. Потужність лесовидних суглинків коливається від 1-3 м до 10-20 м.

Таблиця 3.

Усереднені висоти терас для рік
Солотвинської улоговини Українських Карпат.

Відносні висоти (м)								
	Заплава	Перша	Друга	Третя	Четверта	П'ята	Шоста	Сьома
Тиса	0,5-2,5	5-10	8-12	25-30	35-40	80-100	120-180	180-220
Ріка	0,5-2,0	4-6	10-12	20-25	30-35			
Теребля	1,0-2,0	2,5-4	8-10	22-27				
Тересва	1,0-1,5	3-5	8-11	25-28	35-40	70-75	90-110	150-170
Апшиця	1,0-1,5	3-6	10-13	15-20	30-35			

Будова терас в долинах Ріки, Тереблі, Тересви та Апшиці в загальних рисах подібна до акумулятивних і ерозійно-акумулятивних терас р. Тиси.

В сучасній долині р. Ріки, крім заплави, добре простежуються перша, друга і четверта тераси, переважно на лівобережжі. На правому березі в околицях сіл Липча і Кошельово збереглися залишки третьої тераси.

У верхній частині долини р. Тереблі (в районі сіл Кричево і Чумальово) простежуються три надзаплавні тераси, а в нижній течії (від с. Дулово) – третя надзаплавна тераса не зустрічається. На правобережжі р.

Тереблі в районі с. Чумальово третя надзаплавна тераса займає домінуюче положення і є спільною для молодшої і маловодної р. Байлової (притока Тиси). Це є свідченням того, що після формування пізньоплейстоценової третьої надзаплавної тераси відбувалася перебудова річкової сітки і долина р. Тереблі змістилася у східному напрямку.

У долині р. Тересви на лівобережжі простежується повний комплекс терас. На правому березі розвинута тільки заплава і перша надзаплавна тераса, а третя і п'ята надзаплавні тераси зустрічаються фрагментами. Таку різницю в будові долини можна пояснити тільки наявністю Тересвинського поперечного розлому і пов'язаних з ним різним режимом неотектонічних рухів. З правобережжям пов'язаний також інтенсивніший прояв зсувних процесів.

У будові долини р. Апшиці виділяються дві ділянки: верхня поперечна від с. Водиця до с. Верхнє Водяне і нижня поздовжня від с. Верхнє Водяне до гирла (с. Грушово). Поперечний відтинок долини має асиметричну будову і закладений вздовж розлому між Солотвинською улоговиною і Монастирецькою підзоною Мармароських стрімчаків. Тут добре простежується заплава, перша і друга надзаплавні тераси. Ширина долини не перевищує 300-400 м. На поздовжньому відрізку долини р. Апшиці представлений комплекс із чотирьох надзаплавних терас, долина розширюється до 1-2 км і має спільні тераси з р. Тисою.

У межах Солотвинської улоговини збереглися місцями елементи *реліктової морфоскульптури* – денудаційно-аккумулятивні і денудаційні поверхні вирівнювання. Фрагменти денудаційно-аккумулятивних поверхонь зустрічаємо на межиріччях р.р. Тереблі–Байлової (Тивківський Потік)–Хустця–Ріки, Тересви–Тячівця.

Найдавніший алювій поширений на вершині і схилах г. Скридей (485 м), яка розміщена на межиріччі Хустця і Тивківського Потіку – один з витоків р. Байлової. В алювії переважають валуни і галька кварциту, кварцу і пісковіку. Подібного складу алювій (галька кварцитів і пісковиків у жовтому супіску) покриває вершину і схили гори Полонинка на межиріччі р.р. Тересви і Тячівця. Обидві ці поверхні Г.І. Раскатов (1966) відносить до верхньої пліоценової тераси.

У давньому алювії відсутні уламки метаморфічних порід Мармароського масиву, які появляються в молодшому алювії. Це дозволило визначити вік цієї поверхні як пізньопліоценовий. І.Д. Гофштейн (1964, 1995) пов'язував цей рівень з Ділоцьким (район с. Ділок на лівобережжі р. Латориці). Вік цієї поверхні за дослідженнями мікрофауни в галечниках був встановлений як пізньопліоценовий (О.М. Адаменко та ін., 1977). Абсолютні висоти поверхні – 400-500 м, відносні – 250-300 м.

Фрагменти молодшої (Боронявської) денудаційно-аккумулятивної поверхні зафіксовані на межиріччі р.р. Ріки і Хустця на г. Плоска (367 м) і

на межиріччі Хустця і Тиси на г. Дреутне (379 м). На поверхні г. Плоска під 3-4-метровим шаром світло-бурого суглинку залягає галька пісковиків, кварцитів рідше кварцу і чорного кременю (Раскатов, 1966). В районі г. Дреутне серед скупчень валунів і гальки переважають кременисті дрібнозернисті пісковики. Крім того, зустрічаються слюдисті пісковики і кварцова галька. В складі алювію появляються породи мармароського метаморфічного комплексу (до 5 %). Абсолютні висоти цієї поверхні коливаються в межах 350-379 м, відносні – 180-200 м. За віком Боронявську поверхню більшість дослідників відносять до нижнього плейстоцену.

Г.І. Раскатов відносив ці поверхні до нижньої пліоценової тераси (верхи верхнього пліоцену). До цього ж рівня ним була віднесена поверхня на межиріччі р.р. Тиси–Боржави, де зафіксована у відслоненнях потужність галечників сягає 50-60 м. І.Д. Гофштейн виділив її як окрему Шардинську (с. Широке) денудаційно-аккумулятивну поверхню, датувавши так само верхами пізнього пліоцену. М.С. Демедюк (1985) називає її Великокопанською і датує – нижнім плейстоценом (еоплейстоценом).

Слід відзначити, що в межах Верхньотисенської (Солотвинської) улоговини зустрічається багато вирівняних ділянок, на яких відсутній алювій. За аналогією з Передкарпаттям можна вважати, що ці поверхні формувалися одночасно з денудаційно-аккумулятивними (давніми терасами) і є фрагментами денудаційних поверхонь (можливо педиментів).

Такі ділянки зустрічаються в східній і північно-східній частинах улоговини, де зосереджений низькогірний рельєф. Абсолютні висоти коливаються в межах 600-800 м, відносні – 250-400 м. Ця поверхня була вперше виділена Г. Алфер'євим (1948), названа Кичерською і віднесена за віком до пізнього сармату – раннього панону.

Фрагменти цієї поверхні зустрічаються на межиріччі Апшиці–Тересви на численних густо розчленованих масивах біля вершин Клева (802 м), Боулуй (775 м) та ін., на межиріччі Тересви–Тереблі біля найвищої вершини Урсова та ін. Пізніше встановлено (Гофштейн, 1995; Кравчук, 2008), що ця поверхня поширена в межах Стрімчакової зони, а також на прилеглій до Стрімчакової зони і Вулканічного пасма частині Полонинського хребта і Свидовецького масиву.

Список літератури

1. Адаменко О.М., Адаменко Р.Ф., Афанасьев Г.М. и др. Позднеплиоценовая микрофауна в красноцветных галечниках Закарпатья / Изв. АН Сер. геол. 1977, № 4. – С. 67-74.

2. Алферьев Г.П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Тр. Львов. геол. о-ва 1948, вып. 1. – С. 87-106.
3. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. Изд. АН УССР, Киев, 1964. – 182 с.
4. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат. “Наукова думка”, К., 1995. – 84 с.
5. Демедюк Н.С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат. Геоморфология. М., 1982, № 3. – С. 36-44.
6. Кравчук Я. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, Львів, 2008. – 187 с.
7. Раскатов Г.И. Четвертичная система. Геология СССР. – М. Недра, 1966. – Т. XLIII. Ч. 1. Гл. IV: Карпаты – С. 267-320.
8. Тектоника Украинских Карпат. За ред. Круглова С.С. Укр НИГРИ, К., 1986. – 152 с.
9. Чалык В.И. Структурно-морфологические особенности бассейна р. Угольки. Доклады и сообщения. Львов. отдела Географ. об-ва УССР, изд. Львов. у-та, 1971. – С. 63-66.
10. Чалик В.І. Основні риси рельєфу і сучасні геоморфологічні процеси Солотвинської улоговини. Географія та меліорація ґрунтів. Львів, 1974.
11. Чалик В.І. Морфоструктурні особливості і сучасні геоморфологічні процеси в Солотвинській улоговині. Географічні дослідження на Україні. Київ, 1975. – С. 161-166.

**TYPOLOGICAL PECULIARITIES OF THE RELIEF OF
SOLOTVYNSKA (VERCHNYOTYSENSKA) DEPRESSION IN
UKRAINIAN CARPATHIANS**

Yaroslav Kravchuk, Vasyl Chalyk

The analysis has been carried out regarding the elements of morphostructure and morphosculpture. The Solotvynska depression is generally considered to be an inverse morphostructure, although within the lower order morphostructures a direct orotectonics is frequently observed. The main elements of morphosculpture include river valleys having a complex of four, five, six or seven terraces above the flood-plane land.

There have been preserved certain fragments of the relict morphosculpture such as denudation-accumulative and denudation surfaces of leveling.

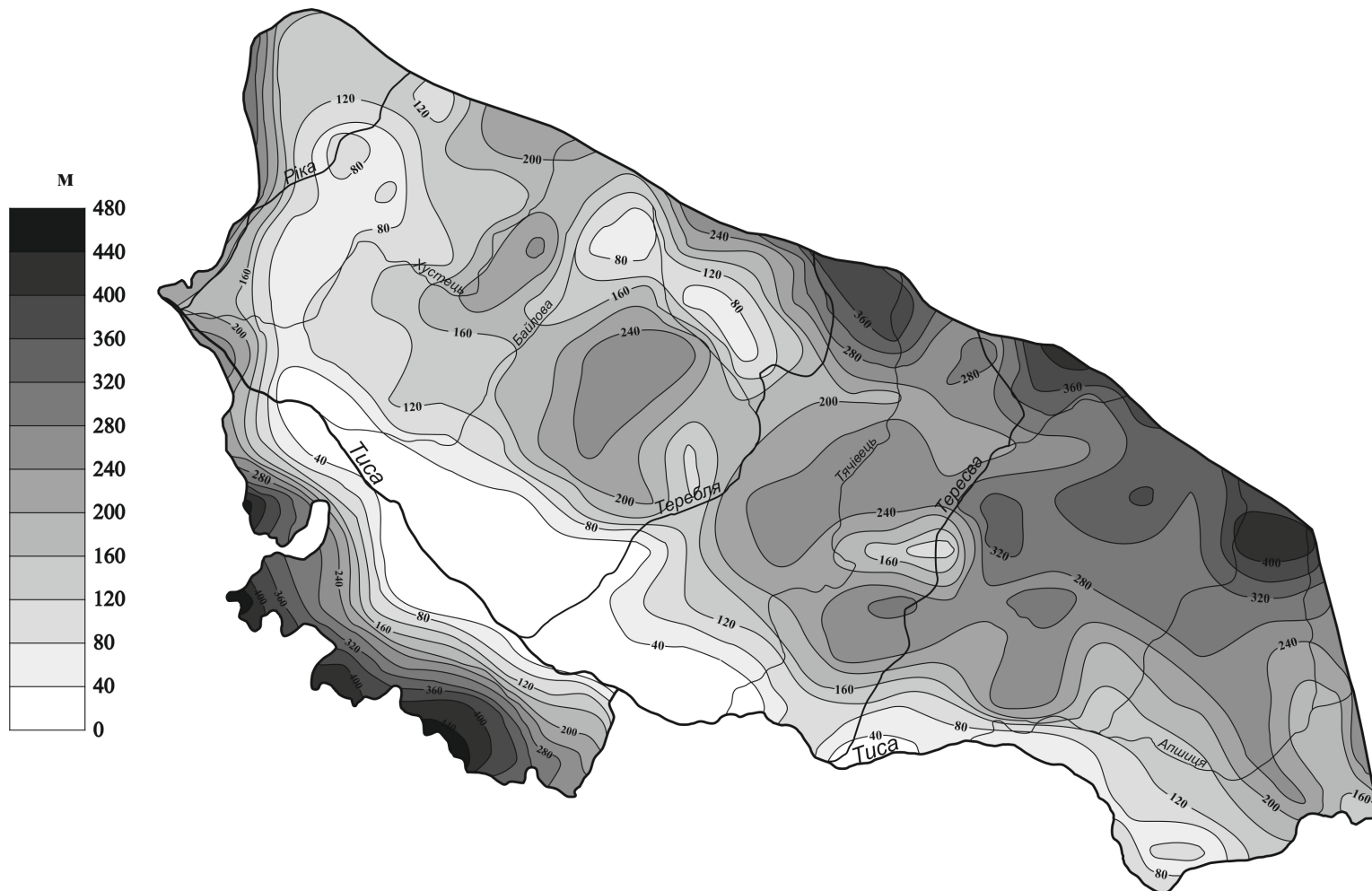


Рис. 1. Картохема глибини розчленування Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини

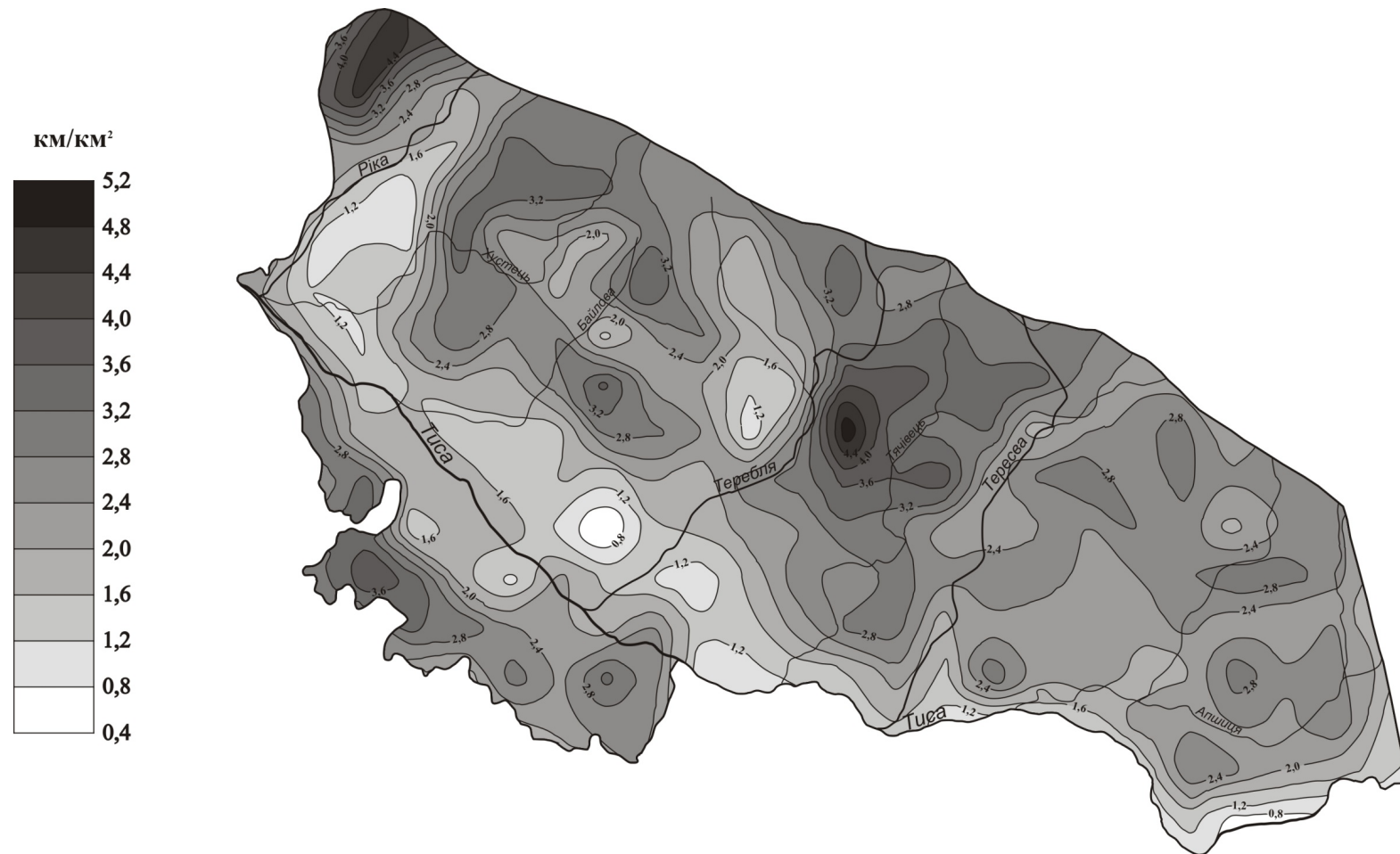


Рис. 2. Картохема горизонтального розчленування Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини

ГЕОМОРФОЛОГІЧНА РЕГІОНАЛІЗАЦІЯ СОЛОТВИНСЬКОЇ (ВЕРХНЬОТИСЕНСЬКОЇ) УЛОГОВИНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Кравчук, Василь Чалик

Львівський національний університет імені Івана Франка

Солотвинська (Верхньотисенська) улоговина є геоморфологічною підобластю Закарпатської рівнини, що сформувалася на Закарпатському внутрішньому прогині. П.М. Цись (1956, 1968) на детальній схемі геоморфологічного районування Українських Карпат включив Солотвинську (Верхньотисенську) улоговину до геоморфологічної області Вулканічних Карпат. Про неправомірність зачислення цієї улоговини до регіону Вулканічних Карпат уже відзначалося (Кравчук, 2008, 2011). Рельєф улоговини сформувався на потужних міоценових моласових комплексах Закарпатського прогину і за типологічними особливостями характерний для прогинів. Цілком логічним є включення до регіону Вулканічних Карпат Вишківського і Мукачівського горбогір'їв з елементами низькогірного рельєфу, де домінують купольні і купольно-кільцеві морфоструктури, які пов'язані з екструзивними куполами та інтрузіями.

Детальному аналізу морфоструктури і морфоскульптури Солотвинської улоговини, історії розвитку рельєфу, виділенню характерних комплексів рельєфу як основи геоморфологічного районування присвячені роботи Чалика В.І. (1970, 1971, 1974, 1975).

Рельєф переважної частини улоговини сформувався на міоценових моласових товщах, які на окремих ділянках перекриваються пліоцен-плейстоценовими алювіальними відкладами. У формуванні деяких типологічних відмінностей у рельєфі провідна роль належала структурно-літологічним особливостям, неотектонічним рухам та екзогенним факторам рельєфоутворення.

На основі морфоструктурного і морфоскульптурного аналізів рельєфу улоговини, його структурно-геологічної єдності, характеру поширення та інтенсивності розвитку сучасних морфодинамічних процесів, у межах Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини виділяються такі типи рельєфу: *долинно-терасовий, улоговинно-терасовий, денудаційно-акумулятивно-ерозійний, структурно-ерозійно-низькогірний, карстовий, куестовий.*

Долинно-терасовий і улоговинно-терасовий типи рельєфу зосереджені в долинах всіх рік: Тиси, Ріки, Терєблі, Терєсви, Апшиці. Охоплює заплави і три-чотири надзаплавні тераси.

Денудаційно-акумулятивно-ерозійний комплекс найкраще простежується на межиріччі Терєблі–Ріки, де найповніше збереглися

фрагменти межирічних денудаційно-аккумулятивних поверхонь вирівнювання.

Структурно-ерозійно-низькогірний тип рельєфу приурочений до північної–північно-східної частини улоговини. Сформувався переважно на структурах Крайової (моноклінальної) зони на межі з Пенінськими стрімчакми, а також на структурах Центральної зони вздовж контакту з Монастирецькою підзоною Мармароських стрімчаків. В цьому ж регіоні поширений також куестовий тип рельєфу.

Ділянки голого і покритого галогенного карсту зосереджені на межиріччі Тиси–Апшиці, а також на межиріччі Терєблї–Байлової і приурочені до Солотвинської і Данилово-Терєблянських солянодіапірових структур.

Залежно від розподілу типологічних комплексів рельєфу, характерних морфологічних і генетичних ознак, а також з врахуванням співмірності таксономічних одиниць у межах геоморфологічної підобласті Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини виділяємо наступні мезорайони³ (табл. 1).

Апшице-Угольське структурно-ерозійне низькогір'я на півночі і північному сході межує з низькогірним рельєфом Пенінських стрімчаків і Монастирецької підзони Мармароських стрімчаків. Приуроченість Апшице-Угольського низькогір'я до крайової моноклінальної зони, в будові якої помітна роль належить пісковицям і конгломератам, сприяло формування на вододілах куестоподібних вершин з абсолютними висотами 650-800 м (г.г. Клева, Боулуй, Дарола, Городище, Урсова та ін.). Найбільші ділянки з куестоподібним рельєфом зосереджені на межиріччі р.р. Терєсви–Терєшілки–Лужанки, в будові якого домінують терєшульські конгломерати.

Долини численних потоків глибоко врізані (300-400 м), мають V-подібну, іноді ущелиноподібну форму. Густина ерозійного розчленування не перевищує 2,5-3,0 км/км². В руслах рік зустрічаються пороги, неширокі цокольні тераси зустрічаються фрагментами на обох берегах р.р. Великої і Малої Угольок, Лужанки, Терєшілки та Апшиці.

На крутих, дуже крутих і надзвичайно крутих схилах інтенсивно проходять процеси обвального-осипного зносу і накопичення, площинного змиву, зсувнї. Ділянки обвального-осипних схилів зосереджені на схилах г. Клеви, у долинах Глибокого Поток, Гнилого і Лугу, а також на межиріччях Терєсви–Терєшілки–Лужанки. На цих ділянках відслонюються конгломерати, пісковики і туфи з прошарками глин.

На ділянках, де збільшуються прошарки глин, часто утворюються окремі зсуви, зустрічаються ділянки зсувних схилів крутістю від 10 до 25°.

³ У зв'язку з порівняно невеликою площею улоговини, користуємося таксономічними одиницями запропонованими А.І. Спірідоновим (1985), який виділяє макро-, мезо- і мікрорайони і підрайони.

Схема геоморфологічної регіоналізації
Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини

Підобласть	Мезорайон	Мезопідрайон	Мікрорайон
Солотвинська (Верхньотисенська) улоговина.	1. Апшице-Угольське структурно-ерозійне низькогір'я.		
	2. Апшице-Тереблянська денудаційно-ерозійна рівнина з елементами низькогір'я.	2.1. Апшице-Тересвинська структурно-ерозійно-денудаційна рівнина з останцями Кичерської денудаційної поверхні.	2.1.1. Апшице-Тисенська терасова рівнина на солянодіапіровій структурі з галогенним карстом.
		2.2. Тересво-Тереблянська денудаційно-ерозійна рівнина з останцями Кичерської денудаційної поверхні.	2.2.1. Терeble-Угольська терасова улоговина.
	3. Терeble-Ріцька денудаційно-аккумулятивно-ерозійна рівнина з локальним поширенням карсту на солянодіапірових структурах і останцями пліоцен-плейстоценових поверхонь вирівнювання.	3.1. Терeble-Байлівська денудаційно-ерозійно височинна рівнинна з локальним поширенням галогенного карсту на Данилово-Тереблянських солянодіапірових структурах 3.2. Боронявсько-Скридейська денудаційно-аккумулятивно-ерозійна рівнина з останцями пліоцен-плейстоценових поверхонь вирівнювання.	
4. Тячів-Хустська терасова алювіальна рівнина.			

Апшице-Тереблянська денудаційно-ерозійна рівнина з елементами низькогір'я займає центральну частину межиріччя Апшиці–Тересви–Тереблі. На півночі–північному сході межує з геоморфологічним районом Апшице-Угольського структурно-ерозійного низькогір'я, на півдні–

південному сході з Тячів–Хустською терасовою рівниною, на сході з Апшице-Бичківським низькогір'ям Монастирецької підзони Мармароських стрімчаків, на заході–північному заході з геоморфологічним районом Терeble–Ріцької денудаційно-аккумулятивно-ерозійної рівнини.

Для центральної частини *Апшице–Тересвинського межиріччя з денудаційно-ерозійним рельєфом і фрагментами низькогір'я* характерна порівняно висока густина горизонтального розчленування (2,5-3,5 км/км²) численними притоками Апшиці, Глибокого Потоку і Тересви. Переважаючі абсолютні висоти коливаються в межах 350-500 м, найвищі вершини не перевищують 600 м (г. Тетишулуй, 551,0 м; г. Кичера, 554,0 м). Відносні висоти становлять 200-300 м, що на 150-200 м нижче, ніж в районі Апшице–Угольського низькогір'я.

Плосковерхі межирічні ділянки є фрагментами панонської Кичерської денудаційної поверхні вирівнювання.

Помітною особливістю рельєфу цього мезопідрайону є наявність значних площ зсувних схилів, як реліктових, так і сучасних. Розвиваються зсуви на сильно спадастих (8-12°), крутих (12-17°) і дуже крутих схилах (17-25°), у будові яких провідна роль належить глинистим моласам.

На зсувних схилах типовий мезо- і мікрорельєф із дрібними горбами, зсувними терасами, тріщинами, цирками. Зсувні цирки зосереджені у верхів'ях потоків і зворів. Часто зустрічаються на схилах річкових долин і потоків. Ширина окремих цирків перевищує кілька сотень метрів, висота стінок відриву – до 3-5 м. Найчастіше давні і сучасні зсувні цирки зустрічаються на схилах в долинах Апшиці та її приток Добрика і Стримби, а також в долині потоку Тетиш (притока Глибокого Потоку).

В межах Апшице–Тересвинського мезопідрайону на межиріччі р.р. Тиси і Апшиці виділяється *Апшице–Тисенський мікрорайон*, рельєф якого сформувався на солянодіапіровій структурі. Для мікрорайону характерний інтенсивний розвиток соляного карсту. Зустрічаються форми, як голого так і покритого карсту.

Ділянки з голим карстом в околицях м. Солотвино сформувалися переважно внаслідок господарської діяльності людини. Місцями соляний масив має вигляд мініатюрних гір з гострими пірамідальними вершинами. Висота соляних піків біля 3-5 м, поверхня порита каррами з глибиною борозен 2-5 см. Біля їх підніжжів зустрічаються невеликі озера, блюдцеподібні воронки. В місцях, де сіль перекрита глинами або ангідритами, іноді утворюються соляні стовпи і гриби.

Ділянки з покритим карстом займають значно більші площі. Найчастіше представлені воронками діаметром від 5-10 до 30-40 м, глибиною 1-3 м. Зустрічаються провальні колодязі 20-30 м, просадочні карстові долини.

Рельєф *Тересво–Тереблянського мезопідрайону* мало чим відрізняється від описаного вище Апшице–Тересвинського. Характер

горизонтального і вертикального розчленування становить відповідно 2,5-3,0 км/км² і 200-300 м. Спостерігається повільне зниження абсолютних і відносних висот у південному і південно-західному напрямках. Максимальні і абсолютні висоти зосереджені в північній частині межиріччя і не перевищують 479-554 м (околиці сіл Бобове, Раково, Вільхівці, Округла). Привододільними ділянками фіксується рівень Кичерської денудаційної поверхні вирівнювання. Крім того, у південно-східній частині на межиріччі Тересви–Тячівця на горі Полонинка є тонкий шар гальки, пісковиків і кварцитів, який фіксує рівень молодшої Скридейської денудаційно-аккумулятивної поверхні.

На межиріччі часто зустрічаються схили з давніми і сучасними зсувами. Особливо потужні зсуви зафіксовані на правобережжі р. Тересви в околицях сіл Біловарці і Бедевля. Довжина ділянок зсувних схилів перевищує 1 км, висота стінок відриву досягає 50-60 м при ширині 300-350 м.

Крім гідрогеологічних та кліматичних чинників, періодичну активізацію зсувних процесів пов'язують з активними сучасними рухами і землетрусами. Так наприклад, в околицях смт. Тересва і м. Тячів зафіксовані землетруси більше 5 балів.

У межах цього мезопідрайону виділяється *мікрорайон Терєбля–Угольської улоговини*, більша частина площі якої займає лівобережжя р.Тереблі в околицях сіл Кричово, Колодне, Угля. На правобережжі р.Тереблі найбільша ділянка улоговини є у південній частині біля сіл Терєбля і Дулово, а в північній частині біля с. Чумальово.

У будові північної частини улоговини беруть участь заплава і три надзаплавних тераси, у південній частині вниз по течії від с.Дулово – дві надзаплавні тераси. Найбільші площі ділянки з третьою надзаплавною терасою (25-27 м) зосереджені в околицях сіл Чумальово і Кричово.

На слабо нахилених поверхнях терас і прилеглих схилів межиріччних височин спостерігаються інтенсивні прояви лінійної ерозії (яри, вимоїни, борозни). Активні прояви яркової ерозії зафіксовані на лівобережжі р. Терєблі в околицях сіл Кричово, Колодне, Угля, а також північно-західніше с. Чумальово у верхів'ях р. Байлової та її приток. Усереднені довжини ярів становлять 30-50 м, глибина врізів до 10-15 м. Зустрічаються давні задерновані яри довжиною 90-110 м.

Геоморфологічний мезорайон Терєбле–Ріцької височенної рівнини займає межиріччя Терєблі–Байлової–Хустця–Ріки, а також невелику ділянку на правобережжі Ріки між вулканічним масивом Тупого і масивом Мармароських стрімчаків. Панівними типами рельєфу в межах мезорайону є денудаційно-ерозійний, денудаційно-аккумулятивний та долинно-терасовий.

Максимальні абсолютні та відносні висоти зосереджені у східній частині району на межиріччі Терєблі–Байлової і становлять відповідно 400-493 м і 250-300 м. На захід і північний захід спостерігаються

поступовий спад абсолютних і відносних висот. На межиріччі Байлової–Хустця вони становлять 370-485 м і 150- 250 м, на межиріччі Хустця–Ріки – 360-379 м і 120-160 м.

За деякими морфогенетичними відмінностями в межах мезорайону виділено два мезопідрайони: *Теребле–Байлівську денудаційно-ерозійну височинну рівнину* з локальним поширенням галогенного карсту на Данилово–Тереблянських солянодіапірових структурах і *Боронявсько–Скридейську денудаційно-аккумулятивно-ерозійну височинну рівнину* з останцями пліоцен-плейстоценових поверхонь вирівнювання.

В межах Теребле–Байлівського межиріччя зосереджені найвищі вершини всього мезорайону (г. Рако–Чертеж, 497,5 м; г. Корунець, 493,2 м; г. Вежа 493,0 м; г. Кичера, 464,0 м; г. Папоротиште, 454,6 м та ін.). Максимальні висоти зосереджені північніше і південніше від смуги солянодіапірових складок, крила яких складені моласами і нанківськими туфами.

Центральна, дещо понижена частина межиріччя, сформована на солянодіапірових складках, вирізняється наявністю форм покритого соляного карсту. Просадочні карстові долини і воронки поширені в околицях сіл Теребля, Олександрівка, Данилово. Активізація карстових процесів найчастіше відбувається внаслідок господарської діяльності.

Привершинні поверхні на межиріччі ув'язуються різними авторами (Гофштейн, 1964, 1995; Демедюк, 1982) з рівнями Кичерської і Ділоцької (Скридейської) денудаційних поверхонь, які розчленовуються субмеридіональними долинами Помийниці та Байлової, а також їх численними притоками.

Геоморфологічний мезопідрайон Боронявсько–Скридейської денудаційно-аккумулятивно-ерозійної височинної рівнини розміщений на межиріччі Байлової–Ріки. Звивистою долиною р. Хустець поділений на дві частини: південно-східну і північно-західну.

На межиріччі р.р. Хустець і Байлова, східніше Нижнього Селища знаходиться гора Скридей (485,0 м), на якій збереглися розсипи галечників. Більшість авторів вважають її останцем пізньопліоценової поверхні вирівнювання.

У південній частині межиріччя північніше с. Боронява на г. Дрегутне (379,0 м), на якій також є покрив валунно-галечникових і супіщано-глинистих утворень невеликої потужності, простежується рівень молодшої пліоцен-плейстоценової поверхні. Приблизно на таких же абсолютних висотах фрагменти цієї ж поверхні є на межиріччі р.р. Хустця і Ріки (г. Плоска, 367,0 м, південніше с. Посіч). Ця поверхня була названа Боронявською і датована раннім плейстоценом.

Відносні висоти (до долини р. Тиси) Скридейської поверхні становлять 300-310 м, Боронявської - біля 200 м. Плосковерхий рельєф з останцями денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь є панівним в межах цього підрайону. Подібний тип рельєфу спостерігається

і на правобережжі р. Ріки в околицях с. Липча (межиріччя Малої Осави і Потоку), де більшістю дослідників фіксувалася пригирлова частина одного з відтинків давньої пліоцен-еоплейстоценової поздовжньої ріки.

В межах Боронявсько-Скридейського геоморфологічного мезопідрайону, на лівобережжі р. Хустець східніше с. Кіресі, розміщений унікальний масив Карпатського біосферного заповідника – “Долина нарцисів”.

Тячів-Хустська терасова алювіальна рівнина займає південну і південно-західну частину Солотвинської улоговини і смугою шириною від 3-4 до 9-11 км простягається вздовж р. Тиси від околиць с. Бедевля і м. Тячів до м. Хуста. Значно розширюється рівнина від околиць с. Яблунівка до м. Хуста за рахунок лівобережної частини долини р. Тиси.

Переважну площу рівнини займають поверхні голоценових низької і високої заплав, а також першої надзаплавної тераси. Місцями зустрічаються фрагменти верхньоплейстоценових другої і третьої надзаплавних терас.

Майже на всьому протязі русло русло р. Тиси складено валунами, галечником, зустрічаються піщані коси і вали. На ділянці між м.м. Тячів і Хуст русло розгалужується, меандрує, утворюючи багато островів різних розмірів. Потужність руслового алювію коливається від 1-2 м до 20-30 м за даними буріння (околиці м. Хуста).

Низька заплава (0,7-2,0 м) простягається вузькою смугою вздовж русла (разом з островами), складена галечниково-валунним матеріалом перекритим малопотужним горизонтом піщанистого матеріалу.

Висока заплава (2,0-3,0 м) має чітко виражену двохчленну будову. В русловій фації алювію переважають валуни і галька у гравійно-піщаному заповнювачі, заплавна фація складена пісками, супісками і суглинками з включеннями дрібної гальки. На відміну від низької заплави з її нерівним, бугристо-западинним рельєфом, поверхня високої заплави переважно рівна з улоговиноподібними пониженнями (староріччями). Ширина заплави змінюється від декількох сотень метрів до 1-2 км і більше. Між населеними пунктами Вишково і Стеблівка заплава розширюється до 4-5 км.

Перша надзаплавна тераса простежується вздовж всієї долини р. Тиси. Її ширина збільшується від 2 км (Тячів) до 3-4 км нижче по течії, має рівну, слабо нахилену на південь поверхню, відносна висота від 10 м (Тячів) до 5-6 м (Хуст). Тераса має двохчленну будову, акумулятивна. Потужність валунно-галечникових відкладів 4-8 м, шар суглинків, рідше супісків і пісків – від 1,5 до 2-3 м.

Поверхні високої заплави і першої надзаплавної тераси, а місцями другої, розчленовані численними долинами невеликих рік і потоків. На межиріччі Тересви–Тереблі це Тячівець і Мартош, на межиріччі Тереблі–Ріки–Помийниці–Байлова, Боронявка та ін. На лівобережжі це потоки

Марангош, Великий Кюблер, Боркут, Ярок та ін. Більшість з них каналізовані.

Друга надзаплавна тераса зустрічається фрагментами шириною від 0,5 до 1,5 км. Відносні висоти поступово зменшуються від 18-23 м біля с. Бедевля до 8-10 м біля м. Хуста. У цьому ж напрямку занурюється перша тераса і її поверхня зливається з високою заплавою. В районі м. Тячів і с. Велятин (лівобережжя) тераса ерозійно-акумулятивна, південно-західніше с. Бороняви (правобережжя) – акумулятивна, з досить потужним горизонтом жовто-бурих суглинків і глин (6-8 м), які перекривають валунно-галечникові відклади.

В межах рівнини рідко зустрічаються останці вищих терас. Класичний ерозійний останець розміщений на південний схід від с. Руське Поле (г. Каполна, 290,0 м, відносна висота – 50 м).

В околицях м. Хуста зустрічаються останці вулканічного походження. Опис г. Веселичної з відносною висотою біля 20 м зробив Є. Малєєв (1964), який вважав її невеликим моногенним вулканом з неким діаметром близько 50 м. Північніше г. Веселична розміщена Замкова гора (330,4 м), яка є екструзією андезито-базальту.

Список літератури

1. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат / И.Д.Гофштейн. К.: Изд. АН УССР, 1964, – 182 с.
2. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И.Д.Гофштейн. К: Наукова думка, 1995, – 84 с.
3. Демедюк Н.С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н.С. Демедюк // Геоморфология, – М. 1982, – С. 36-54.
4. Кравчук Я. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. Кравчук – Львів, Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2008 – 187 с.
5. Кравчук Я. Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат / Я. Кравчук, Я. Хомин – Львів, Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2011 – 185 с.
6. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование / – М. “Недра”, – 180 с.
7. Цысь П.Н. Геоморфологические районы Украинских Карпат // Геогр. сб. Вып. 3. – Львов: Изд. ЛГУ, 1956. – С. 5-24.
8. Цысь П.М. Геоморфологія і неотектоніка // В кн. “Природа Українських Карпат” за ред. К.І. Геренчука, Львів. Вид. Львівського ун-ту, 1968. – С. 50-86.
9. Чалык В.И. К образованию поверхностей выравнивания юго-западного склона Украинских Карпат / В.И.Чалык Наук. сб. “Поверхности выравнивания”, Иркутск, Изд. Сиб. отд. АН СССР, – 1970. – С. 98-100.
10. Чалик В.І. Етапи розвитку рельєфу Солотвинської улоговини / Чалик В.І. Вісник, сер. геогр., вип. 6, Львів, – 1971. – С. 43-47.
11. Чалик В.І. Основні риси рельєфу і сучасні геоморфологічні процеси Солотвинської улоговини / Чалик В.І. Географія і меліорація ґрунтів. Вид. Львів. ун-ту, – Львів, 1974. – С. 97-104.

12. Чалик В.І. Морфоструктурні особливості і сучасні геоморфологічні процеси в Солотвинській улоговині / Чалик В.І. Географічні дослідження на Україні, вип. 4, вид. “Наукова думка”, – Київ, 1975. – С. 161-166.

**GEOMORPHOLOGICAL REGIONALIZATION OF THE SOLOTVYNSKA
(VERCHNYOTYSENSKA) DEPRESSION IN UKRAINIAN CARPATHIANS**

Yaroslav Kravchuk, Vasyl Chalyk

Based on a morphostructural and morphosculptural analysis as well as on the character of spreading of modern morphodynamical processes and their intensity, a detailed geomorphological zoning of the Solotvynska (Verkhnyotysenska) depression in Ukrainian Carpathians is proposed.

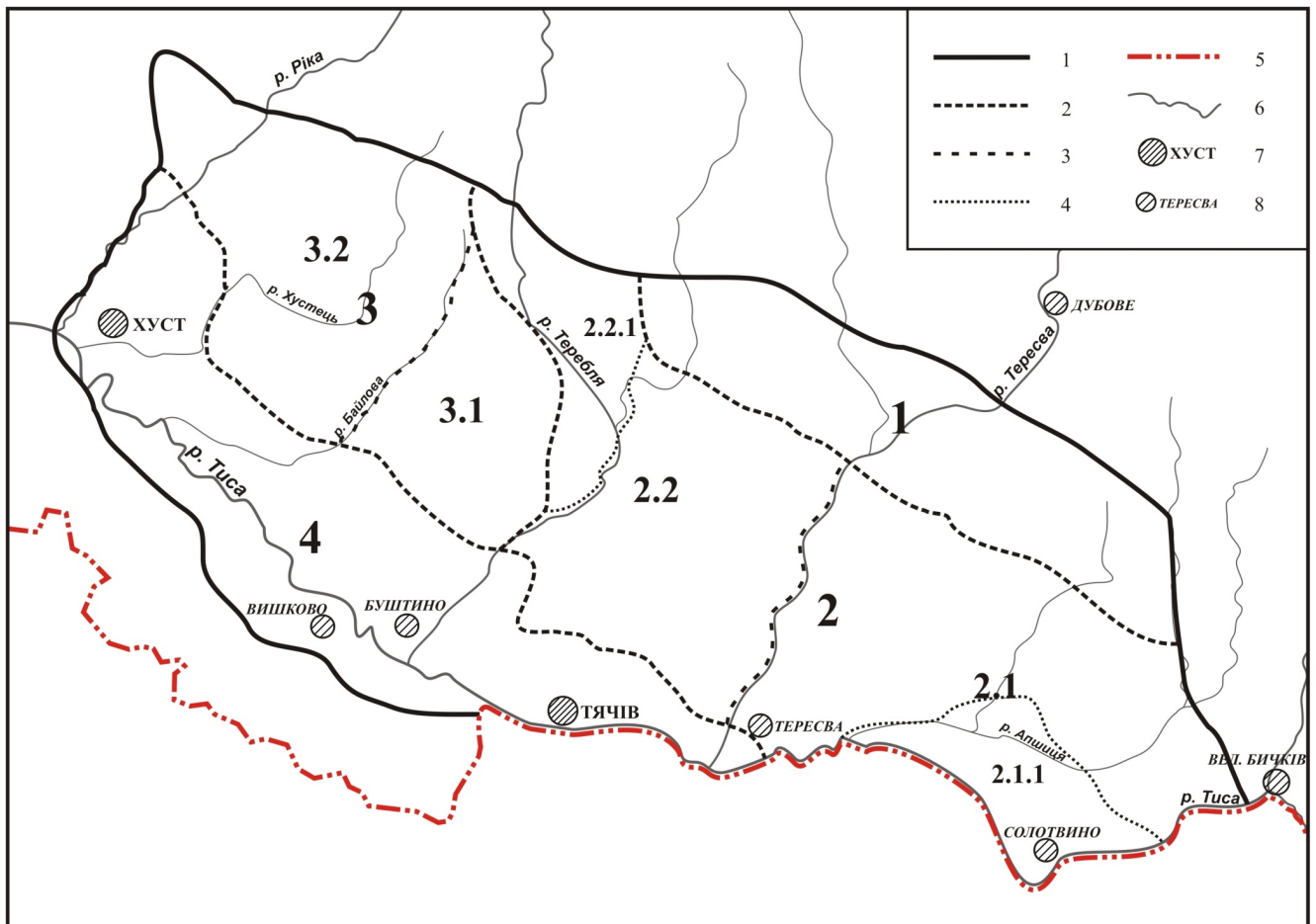


Рис. Картохема геоморфологічної регіоналізації Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини
 Межі геоморфологічних: 1 – підобластей; 2 – мезорайонів; 3 – мезопідрайонів; 4 – мікрорайонів;
 5 – державний кордон; 6 – ріки; 7 – міста; 8 – селища міського типу.

ŚRODOWISKOWE UWARUNKOWANIA DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA OBSZARZE MAŁYCH DOLIN RZECZNYCH W OKOLICACH KRAKOWA

Rafał Krocak*, Józef Partyka, Roman Soja***

* Instytut Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie

** Ojcowski Park Narodowy, Ojców

Gospodarowanie człowieka zawsze jest ingerencją w środowisku przyrodniczym – najczęściej zmienia poszczególne jego elementy, przeobraża je, zakłóca naturalne procesy. Szczególnie widoczne jest ono w dynamice zjawisk wodnych i ich przestrzennym zróżnicowaniu na tle innych elementów środowiska. Zmiany te najlepiej rejestrować w podstawowej jednostce przestrzennej jaką jest zlewnia, czyli naturalna jednostka przestrzenna, w której następuje cykl obiegu wody (spływ wód opadowych do rzeki lub innego zbiornika) wraz z innymi towarzyszącymi procesami (Pociask-Karteczka, red. 2003).

Po wstąpieniu Polski do Unii Europejskiej (UE) w 2004 r. przyjęto Ramową Dyrektywę Wodną (RDW) jako obowiązujący dokument na obszarze Unii. Jednym z głównych celów RDW jest wprowadzenie gospodarki zlewniowej na terenie państw UE. We wstępnej części dokumentu stwierdzono, że woda nie może być „przedmiotem handlu, ale jest dobrem ogólnym, które winno być bronione, chronione i traktowane jako dziedzictwo”.

W Polsce, w obszarze o wysokich niedoborach wody zasada gospodarki zlewniowej jest szczególnie ważna. Przyjęcie tej podstawowej zasady zobowiązuje wszystkich korzystających ze środowiska do racjonalnego wykorzystywania i ochrony zasobów wodnych, w myśl strategii zrównoważonego rozwoju. Zasoby wodne zlewni są wynikiem zależności między klimatem (dostawa wody na obszar zlewni), a składowymi środowiska (geologia, rzeźba, szata roślinna, gleby) modyfikującymi obieg wody z dużym udziałem człowieka. Zasady gospodarki zlewniowej nie określają wielkości zlewni jako kryterium decydującego o sposobie wykorzystania i gospodarowania wodą. Przyjmuje się, że w obrębie zlewni gospodarowanie wodą winno być racjonalne.

W sąsiedztwie wielkich ośrodków miejskich gospodarowanie wodą wymaga szczególnej staranności. Miasta powiększają swoje obszary, ich rozbudowa ma często charakter żywiołowych działań, w których gospodarowanie wodą schodzi na dalszy plan. W okolicach Krakowa mamy do czynienia z dużym zaburzeniem lokalnych stosunków wodnych, co wynika z antropopresji wyrażającej się głównie wzrostem zanieczyszczenia cieków przez nieuregulowaną gospodarkę wodno-ściekową. Ta sytuacja ulega poprawie dopiero w ostatnich latach w związku z wejściem Polski do Unii Europejskiej w 2004 r., co nałożyło obowiązek budowy lokalnych oczyszczalni ścieków przez miejscowe gminy.

Na przykładzie dwu zlewni, dopływów Wisły uchodzących do niej w Krakowie przedstawiono środowiskowe uwarunkowania działalności człowieka. Do analizy wybrano zlewnię Prądnika, zasilaną źródłami z wapiennego obszaru Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i zlewnię Skawinki zasilaną z pogórskiego obszaru Karpat. Ich powierzchnia jest różna – zlewnia Prądnika ma 193 km², a Skawinki 354 km² (tab. 1). W obu przypadkach o zasilaniu cieków decydują ich obszary źródłowe, najbardziej zasobne w wodę. Poziom antropopresji obydwu zlewni jest zbliżony, ale zupełnie różna jest historia zagospodarowania i współczesnego wykorzystania środowiska, wynikająca z odmiennych zasobów wodnych. Analizowano współczesną strukturę użytkowania obu zlewni, która jest obciążeniem działań człowieka w odległej przeszłości. W ostatnich 20 latach w obu zlewniach miały miejsce głębokie zmiany wynikające przemian gospodarczo-społecznych jakie zaszły w Polsce po 1989 roku. Wydaje się, że w obu zlewniach zmiany środowiska, zwłaszcza w jego rolniczym użytkowaniu, zadecydują o dalszych przekształceniach w środowisku obu zlewni.

Tabela 1. Użytkowanie ziemi w zlewniach Prądnika i Skawinki

Kategoria użytkowania	Zlewnia Prądnika		Zlewnia Skawinki	
	powierzchnia [ha]	%	powierzchnia [ha]	%
Lasy	2 570	13,3	7 365	20,8
w tym: liściaste	917	4,8	2 194	6,2
iglaste	511	2,6	2 041	5,8
mieszane	1 142	5,9	3 130	8,8
Grunty rolne	14 442	74,8	26 813,0	75,6
w tym: grunty orne	12 389	64,2	12 759	36,0
łąki i pastwiska	221	1,1	725	2,0
uprawy i działki przydomowe	1 465	7,6	6 989	19,7
rolnictwo z roślinnością naturalną	367	1,9	6 340	17,9
Zabudowa miejska	1 873	9,7	986	2,8
Tereny przemysłowe, handlowe i komunikacyjne	341	1,8	247	0,8
Miejskie tereny zielone i wypoczynkowe	83	0,4	0	0,0
Razem	19 309	100,0	35411,0	100,0

Źródło: Obliczenia własne na podstawie Programme Corinne Land Cover 2010, www.eea.europa.eu

Zlewnia Prądnika

Charakterystyka ogólna

Zlewnia Prądnika leży na północ od Krakowa, w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Obejmuje swym zasięgiem krasową dolinę wyżłobioną w utworach wapiennych wieku górnogórskiego. Jej górny odcinek z dwoma dopływami ma skalisty charakter głęboko wyżłobionego jaru z płaskimi dnami dolin i stromymi zboczami, otoczony rozległą powierzchnią zrównania wieku paleogeńskiego, przykrytą głównie utworami lessowymi. Jest to lekko falisty teren z formami rzeźby typu rozłogów stanowiącymi źródłowe

fragmenty dolin bocznych, zwanych wąwozami, odwadnianych okresowo lub epizodycznie. Dolny odcinek zlewni Prądnika z trzema mniejszymi dopływami znajduje się już w obrębie szerokiej doliny Wisły na przedmieściach Krakowa i w obrębie samego miasta (ryc. 1). W budowie geologicznej tego fragmentu zlewni dominują utwory ilaste wieku miocenckiego.

Cała zlewnia leży na wysokości od 200 do 500 m n.p.m. W rozmieszczeniu wysokości zaznacza się wyraźna regularność i czytelny podział na trzy strefy: 200-300, 300-400 i 400-500 m zajmujące po mniej więcej jednej trzeciej powierzchni zlewni (ryc. 2). Nachylenie stoków wyraźnie zaznacza się tylko w dolinach i wynosi najczęściej 10-15 stopni, a tylko w niektórych miejscach przekracza wartość 20 (ryc. 3). W profilu podłużnym działu wodnego zlewni Prądnika widoczna jest wyraźna regularność; na długości od 20 do 60 km dział wodny leży na wysokości od 400 do 50 m n.p.m. (ryc. 4).

Wody i ich wykorzystanie

Potok Prądnik jest lewym dopływem Wisły, ma 33 km długości. Krasowe źródła tego potoku o niewielkiej wydajności (kilka litrów na sekundę) oraz trzech jego stałych dopływów znajdują się w wapiennej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Niemal na całej swej długości potoki są zasilane również źródłami korytowymi i pozakorytowymi. Gęstość sieci rzecznej zlewni Prądnika wynosi około 1 km/km².

W zlewni Prądnika można wyróżnić trzy poziomy wodonośne o zróżnicowanym zasięgu przestrzennym, wydajności i znaczeniu w zaopatrzeniu ludności w wodę. Są to: zbiornik wód w utworach czwartorzędowych, zbiornik wód w marglach kredowych i w wapieniach jurajskich (Soja 1997). Największy udział w hydrologii zlewni Prądnika ma zbiornik wody w wapieniach jurajskich. Poziom ten zasila źródła potoków i decyduje o wielkości przepływu potoków całej zlewni. Jest to też główny poziom wodonośny dla ujęć wodociągów grupowych rozmieszczonych w różnych częściach zlewni, na ogół przy większych miejscowościach. Woda występuje w nim w wapieniach skalistych i uławiconych. Jej swobodne zwierciadło wyraźnie nawiązuje do ukształtowania terenu. Wapienie jurajskie są mało porowate lecz silnie uszczelnione, mają kawerny i próżnie krasowe (Soja 1997).

Mała zasobność wód zbiornika w marglach wynika z niewielkiej miąższości osadów kredowych. Przed założeniem wodociągów wiejskich zbiornik ten zasilał lokalne studnie do poboru wody. Marginalne znaczenie w skali całej zlewni ma również zbiornik wód w utworach czwartorzędowych, odgrywający dawniej istotną rolę w zaopatrzeniu w wodę indywidualnych gospodarstw, zwłaszcza w dnach dolin. Czwartorzęd tworzą lessowate i pylaste gliny, zwietrzelina wapienna przechodzące w rumosz na wierzchowinach i łagodnie nachylonych stokach.

Głębokość do zwierciadła wody jest wybitnie zmienna, zależna od ukształtowania terenu i od stopnia przekształcenia naturalnego układu



Ryc. 1. Położenie obszaru badań

hydrogeologicznego wskutek odwadniania spowodowanego przez okoliczne kopalnie cynku i ołowiu oraz pobór wód dla celów gospodarczych. Zbiornik wód jurajskich zalega na głębokości od 3 do 40 m, a tylko lokalnie więcej (Zawierucha 1978). O głębokości zalegania wód jurajskich świadczyły głęboko drążone dawniej studnie (nawet do 80 m), obecnie już nieczynne lub zniszczone.

Wody zlewni Prądnika zasilające źródła są podatne na antropogeniczne wpływy, zaś skutki oddziaływania człowieka mają swoje odbicie w odpływie rzeczonym. W obszarach krasowych, gdzie praktycznie występuje tylko jeden poziom wód związany skomplikowanym systemem szczelin i próżni krasowych, naruszenie naturalnego układu w nawet odległych rejonach, skutkuje nieoczekiwanymi zmianami w innych. Taka sytuacja występuje w



Ryc. 2. Mapa hipsometryczna zlewni Prądnika i Skawinki

zlewni Prądnika, czego wymownym przykładem są zaniki lub widoczne spadki wydajności źródeł.

Przepływy charakterystyczne, ich zmienność w rocznym cyklu hydrologicznym nawiązują do stanów wody. Najniższe wartości przepływu są notowane w zimie. Spływ jednostkowy rzędu $2,8 \text{ l/sek/km}^2$ wskazuje na dużą zasobność zlewni w wodę także w czasie najgłębszych niżówek. Średnie wysokie przepływy wykazują dwie główne kulminacje – roztopową przypadającą na luty i marzec oraz letnią, w lipcu. Średni miesięczny przepływ dla Prądnika wynosi $0,43 \text{ m}^3/\text{sek}$ i jest to parametr o bardzo małej zmienności. Wyrównanie przepływów średnich Prądnika jest wyjątkowo duże wyróżniające się najprawdopodobniej najmniejszą zmiennością w Polsce przepływów średnich (Soja 1997).

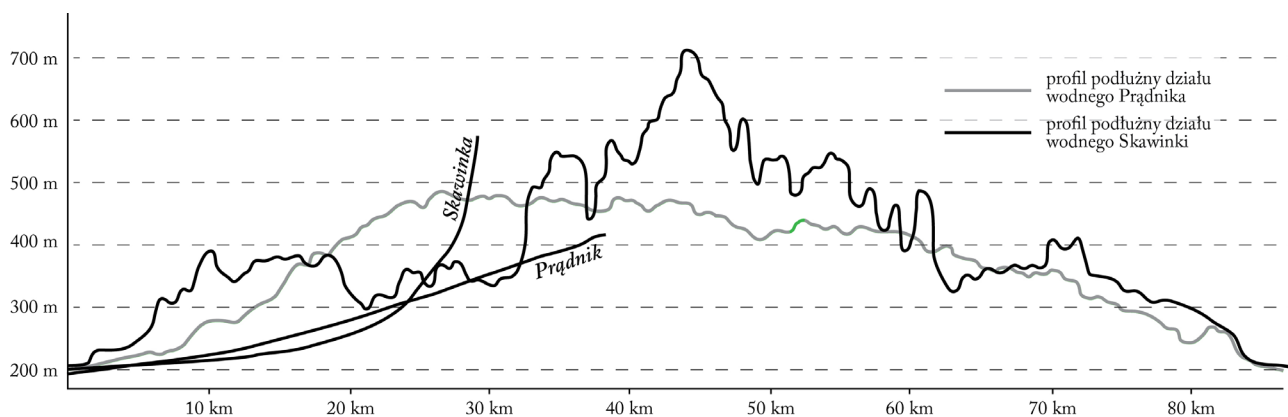


Ryc. 3. Mapa nachyleń zlewni Prądnika i Skawinki

Rosnące zapotrzebowanie na wodę spowodowało ujmowanie głębokimi studniami wierconymi wód poziomu jurajskiego, co znalazło odbicie w zmniejszającym się wydatku ujęć. Najważniejszym czynnikiem decydującym o generalnym obniżaniu się poziomu wód gruntowych jest wpływ górnictwa w rejonie Olkusza. Lej depresyjny związany z olkuskimi kopalniami sięgnął już środkowej części dużej wsi Sułoszowa.

Użytkowanie ziemi

Użytkowanie ziemi zlewni Prądnika wykazywało duże zmiany przejawiające się do II wojny światowej ubytkami lasu na rzecz gruntów rolnych i osadnictwa. Z chwilą utworzenia Ojcowskiego Parku Narodowego w 1956 r. Nastąpił stopniowy wzrost powierzchni leśnej, który większą



Ryc. 4. Profile podłużne działów wodnych zlewni Prądnika i Skawinki

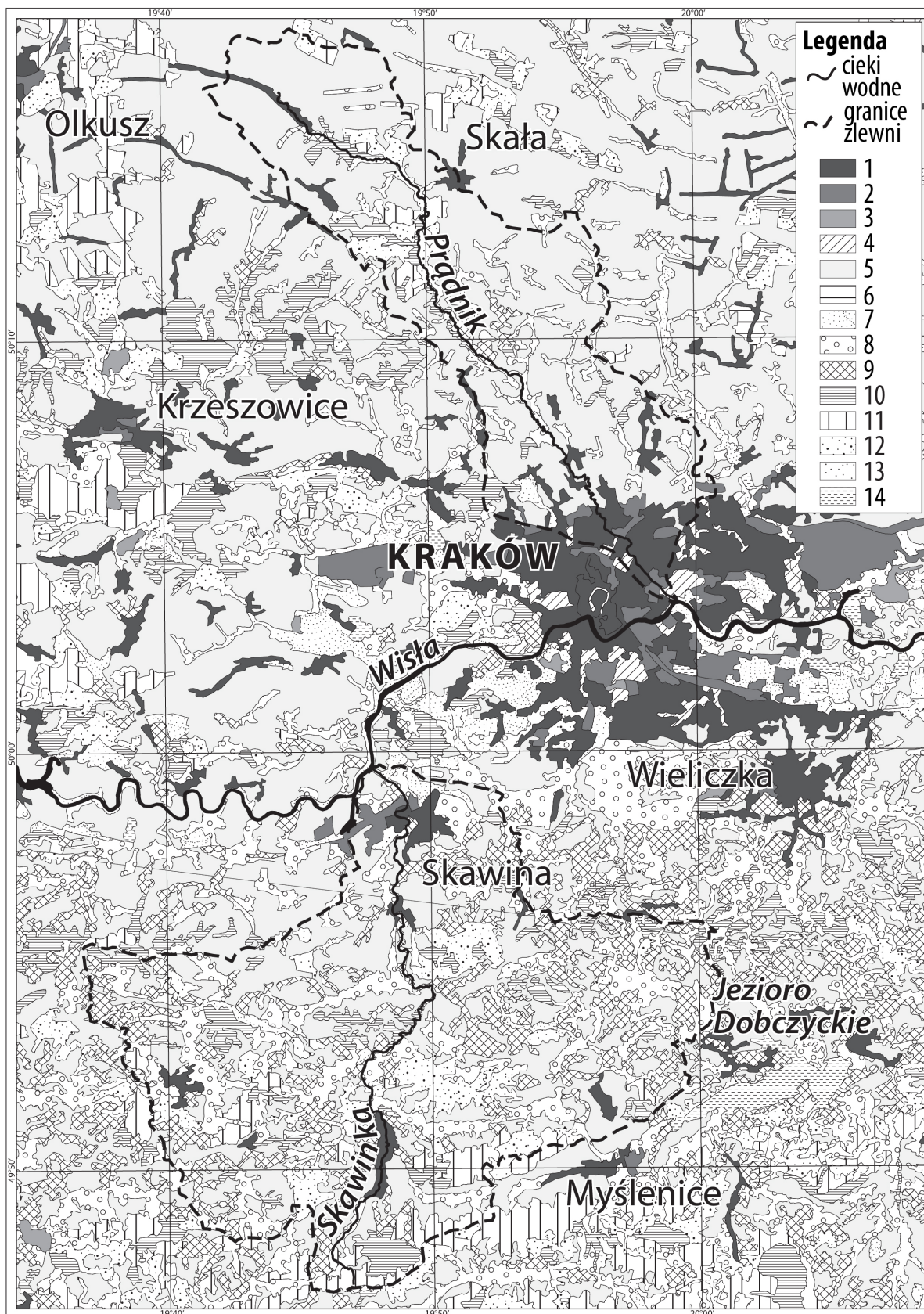
dynamikę osiąga obecnie m.in. w związku z zaniechaniem upraw rolnych i tworzeniem się odłogów podlegających naturalnej sukcesji leśnej.

W użytkowaniu ziemi zlewni Prądnika wyraźnie zaznaczają się trzy główne kategorie, mianowicie lasy, grunty rolne i tereny zabudowane (tab. 1; ryc. 5). Niespełna 75% powierzchni zlewni zajmują grunty rolne, w tym użytki zielone (łąki i pastwiska) niewiele ponad 1%. Duży udział mają uprawy i działki przydomowe zajmujące prawie 10% powierzchni zlewni. W obrębie całej zlewni, z wyraźną dominacją w jej południowej części, występuje zabudowa wiejska połączona z arealem upraw i ogródków przydomowych, sadów i działek, co łącznie wynosi 7,6%. Pod uprawę roli zajęta jest przeważnie północna część zlewni, w rejonie występowania lepszych gleb wykształconych na lessach.

Lasy, z wyraźną przewagą mieszanych, pokrywają niewiele ponad 13% zlewni. Tworzą one praktycznie jeden zwarty kompleks w środkowej części zlewni, przypadającej na Ojcowski Park Narodowy. Tylko niewielkie fragmenty zbiorowisk leśnych pokrywają zbocza dolin bocznych. Na zabudowę, tereny przemysłowe, handlowe i komunikacyjne przypada 11,5% jej powierzchni, zaznaczającej się głównie w południowej części zlewni, już na terenie Krakowa. W południowej części zlewni, zwłaszcza w sąsiedztwie Ojcowskiego Parku Narodowego występuje również silna presja osadnictwa połączona z próbami wyznaczania przez gminy nowych stref osiedleńczych (Hibszler, Partyka, red. 2005).

Na obszarze zlewni Prądnika zaznacza się wyraźnie ubóstwo wód powierzchniowych. Poza głównym ciekim i jego trzema stałymi dopływami brak tu większych zbiorników wodnych. Wykorzystanie wód przez istniejące tu niegdyś młyny i inne zakłady oparte na energii wodnej stopniowo zanika. Praktycznie w obrębie całej zlewni pracują tylko trzy młyny wodne wspomagane energią elektryczną.

W obrębie zlewni Prądnika istnieją cenne obiekty kulturowe, z których część ma założenia gotyckie, zwłaszcza niektóre kościoły i zamki. Do najcenniejszych należy zamek w Pieskowej Skale jako przykład dobrze zachowanej rezydencji magnackiej przebudowanej w drugiej połowie XVI w. w stylu późnego renesansu. Oprócz tego na uwagę zasługują pozostałości



Ryc. 5. Użytkowanie ziemi w zlewniach Prądnika i Skawinki

1. Zabudowa miejska – Urban fabric; 2. Tereny przemysłowe, handlowe i komunikacyjne – Industrial, commercial and transport units; 3. Kopalnie, wyrobiska, budowy – Mine, dump and construction sites; 4. Miejskie tereny zielone i wypoczynkowe – Artificial, non-agricultural vegetated areas; 5. Grunty orne – Arable land; 6. Sady i plantacje – Fruit trees and berry plantations; 7. Łąki i pastwiska – Pastures; 8. Złożone systemy upraw i działek – Complex cultivation patterns; 9. Tereny zajęte głównie pod rolnictwo – Land principally occupied by agriculture; 10. Lasy liściaste – Broad-leaved forest; 11. Lasy iglaste – Coniferous forest; 12. Lasy mieszane – Mixed forest; 13. Zespoły roślinności drzewiastej i krzewiastej – Scrub and/or herbaceous vegetation associations; 14. obszary wodne/ water bodies.

gotyckiego zamku w Ojcowie, odbudowywane obecnie renesansowy zamek w Korzkwi, kilka zabytkowych kościołów pochodzących z różnych okresów, świecka zabudowa drewniana, zwłaszcza uzdrowska w Ojcowie.

Zlewnia Skawinki

Charakterystyka ogólna

Zlewnia Skawinki leży na południowy zachód od Krakowa w obrębie Pogórza Wielickiego i obejmuje swym zasięgiem obszar o rzeźbie typu pogórskiego o szerokich i wyrównanych garbach, wypukło-wklęsłych stokach oraz płaskodennych i nieckowatych dolinach (Drużkowski 1998). Jej północny fragment, podobnie jak zlewnia Prądnika, leży w obrębie szerokiej doliny Wisły (ryc. 1). Zasadniczą rolę w budowie geologicznej zlewni Skawinki odgrywają warstwy fliszowe (piaskowce i łupki) wieku kredowego i paleogeńskiego, a w dolnym odcinku ilaste utwory mioceńskie.

Zlewnia Skawinki leży na wysokości od 200 do 700 m n.p.m. (tylko lokalnie ponad 700 m). Niemal połowa zlewni jest położona na wysokości od 200 do 300 m, jedna trzecia w granicach 300-400 m. Wyższe wysokości – 500-700 m zajmują około 20% zlewni, przy czym najwyższe (ok. 800 m n.p.m.) są położone tylko niewielkie skrawki południowej części zlewni (ryc. 2). Nachylenie stoków w zlewni Skawinki jest bardzo zróżnicowane i zaznacza się najbardziej na pogórskich wzniesieniach między dolinami potoków. Najczęściej występuje przedział 10-20 stopni, a tylko na niewielkim obszarze południowej części zlewni przekracza 20 stopni (ryc. 3). W profilu podłużnym działu wodnego zlewni Skawinki deniwelacje dochodzą lokalnie do 100 m (ryc. 4).

Wody i ich wykorzystanie

Rzeka Skawinka jest prawym dopływem Wisły ma i ma 33 km długości. Źródłowe ciek Skawinki – Cedron, zwany również Skawinką Zachodnią i Głogoczówka – Skawinka Wschodnia wypływają w Beskidzie Makowskim i mają charakter górskich potoków. Na całej swej długości potoki tworzą liczne zakola. Do Skawinki uchodzi kilka mniejszych potoków. Cedron przyjmuje wody potoków: Włosianka, Lutówka, Rzepnik, natomiast dopływami Głogoczówki (Skalinki Wschodniej) są: Krzyszkowianka, Harbutówka, Sieprawka. Gęstość sieci odwadniającej jest rzędu 3-4 km/km².

Zasoby wodne w zlewni Skawinki to głównie wody powierzchniowe, podobnie jak w całych polskich Karpatach. Średni przepływ wynosi ok. 3,7 m³/s, przepływy maksymalne przekraczają 140 m³/s a minimalne nie sięgają 0,4 m³/s. Reżim hydrologiczny jest wybitnie niewyrównany, wezbrania są gwałtowne i krótkotrwałe. Zasilanie gruntowe w odpływie ze zlewni Skawinki stanowi poniżej 30% odpływu całkowitego. Mała retencyjność zlewni powoduje, że po letnich wezbraniach stany wody szybko spadają poniżej średnich rocznych. Występowanie wód gruntowych ograniczone jest do den dolin z aluwialnymi pokrywami i dolnych partii stoków ze stosunkowo grubymi pokrywami utworów zwietrzelinowych. Pierwszy poziom wód gruntowych o małej zasobności i średnio słabej jakości jest źródłem zaopatrzenia w wodę pojedynczych gospodarstw, woda jest ujmowana studniami, które mają duże

wahania poziomu wody i w czasie susz wysychają. Dla większych skupisk ludności (Skawina, Sułkowice) wodociągi lokalne czerpią wodę ze Skawinki lub jej dopływów. Brak jest zasobnych zbiorników wód podziemnych w całej zlewni. Gospodarka wodno-ściekowa jest nieuporządkowana. Rozproszone osadnictwo wchodzące na stoki i wierzchowiny stwarza poważne techniczne problemy przy budowie sieci wodociągowej i kanalizacyjnej. W ostatnich 5 latach prace nad kanalizacją zwartych osiedli w zlewni Skawinki są powszechne ale poprawa stanu sanitarnego wód wymaga ogromnych nakładów finansowych. Na zauważalną poprawę jakości wód cieków wpływają funkcjonujące oczyszczalnie ale w dalszym ciągu, zwłaszcza w okresach jesiennych niżówek, parametry bakteriologiczne i fizykochemiczne wód Skawinki w odcinku ujściowym nie spełniają norm unijnej dyrektywy wodnej.

Użytkowanie ziemi

Użytkowanie ziemi w obrębie zlewni Skawinki zaznacza się dużą różnorodnością w rozmieszczeniu poszczególnych kategorii użytków (ryc. 5). Wyraźną przewagą stanowią grunty rolne – 38%, w tym łąki i pastwiska zaledwie 2%. Na osadnictwo wiejskie z arealem upraw, ogródków przydomowych i sadów przypada prawie 20% powierzchni zlewni. Ta kategoria użytkowania występuje głównie w szerokich dnach dolin pogórskich praktycznie na obszarze całej zlewni.

Lasy, w przewadze mieszane, pokrywają jedną piątą powierzchni zlewni i występują w kilku nieregularnych kompleksach położonych zwykle w wyższych partiach. Rozmieszczenie lasów wiąże się na ogół z przydatnością terenu do uprawy rolnej. Ponadto degradacja zbiorowisk leśnych jest na Pogórzu Karpackim zjawiskiem częstym wynikającym z nieprawidłowej gospodarki leśnej, w tym również nadmierną eksploatacją w czasie II wojny światowej (Drużkowski 1998).

Na tereny przemysłowe i komunikacyjne przypada niespełna 3%. Cieki i zbiorniki wodne zajmują minimalny areał. Główną oś hydrograficzną zlewni tworzy potok Skawina z kilkoma dopływami.

W obrębie zlewni Skawinki istnieje szereg obiektów zabytkowych, wśród których na czoło wysuwa się sakralny zespół w Kalwarii Zebrzydowskiej z XVI w., zespół małomiasteczkowej zabudowy w Lanckoronie, drewniany kościół we wsi Wola Radziszowska i kilka zabytkowych pałaców.

Podsumowanie

Zaprezentowane wyżej obydwie zlewnie wykazują różnice przyrodnicze – odmienną budowę geologiczną i rzeźbę. W przypadku zlewni Prądnika mamy do czynienia z wapiennym podłożem i – na przeważającym obszarze – z krasową rzeźbą. Natomiast zlewnię Skawinki budują utworzy fliszowe, na których ukształtowała się pogórska rzeźba. Klimat obydwu zlewni jest w zasadzie podobny – zbliżone warunki termiczne i wilgotnościowe wynikające z rzeźby terenu i stopnia pokrycia.

W przypadku niektórych kategorii użytkowania ziemi analizowanych obszarów są widoczne zarówno wyraźne różnice jak i analogie. W obydwu

zlewniach największy areal zajmują grunty rolne, których powierzchnia jest podobna i w obu przypadkach wynosi po około 75% (w zlewni Prądnika 74,8%) i w zlewni Skawinki – 75,6%). Natomiast różnice występują w powierzchni i zasięgu lasów (ryc. 5). Zlewnię Skawinki lasy pokrywają w ponad 20%, a Prądnika – zaledwie 13,3%. Ma to swoje uwarunkowania historyczne i przyrodnicze. Na żyzniejszych glebach zlewni Prądnika szybciej rozwinęło się rolnictwo, co pociągało za sobą wycinanie lasów. Ich większy areal jest zachowany w zlewni Skawinki, zwłaszcza na terenach położonych wyżej.

Tereny przemysłowe i zabudowa miejska mają największą powierzchnię w obrębie dorzecza Prądnika – 11,5%, zaś w zlewni Skawinki – tylko 3%. W obydwu zlewniach obserwuje się zaniechanie upraw polowych. Odłogowanie ziemi ma podłoże społeczno-ekonomiczne, wynika bowiem z nieopłacalności produkcji rolnej i łatwiejszej dostępności konkurencyjnych miejsc pracy w przemyśle i usługach (Drużkowski 1998). Mieszkańcy obydwu zlewni oprócz ornego użytkowania gruntów (z których część leży odłogiem) zajmują się utrzymywaniem działek przydomowych. W zlewni Skawinki jest to prawie połowa gruntów rolnych, a w zlewni Prądnika jedna siódma, co wynika z żyzniejszych gleb, zwłaszcza w północnej części tej zlewni gdzie tradycyjne rolnictwo (grunty orne) zajmuje ponad 60% zlewni i tylko z nieznacznym ich odłogowaniem.

W obydwu zlewniach jest odmienny areal zajęty pod zabudowę miejską i przemysłową. W zlewni Prądnika odsetek ten wynosi prawie 12% a w zlewni Skawinki tylko 3,6. Wynika to z faktu, że dolna część zlewni Prądnika znajduje się już terenie zwartej zabudowy miasta Krakowa. Na terenie zlewni Skawinki istnieje tylko jeden zespół miejski – Skawiny.

Obydwie zlewnie wyróżniają się bardzo rozproszonym osadnictwem, typowym dla zasiedlania Karpat i szerzej – południowej Polski. Zabudowa generalnie skupia się wprawdzie w dolinach rzek i potoków, ale w miarę zbliżania się do Krakowa następuje wyraźne jej zagęszczenie. Wpływa na to sąsiedztwo dużego miasta i krajobrazowe walory jego okolic atrakcyjne dla osadnictwa podmiejskiego. Ma to swoje odzwierciedlenie w gęstości zaludnienia obydwu zlewni (ryc. 6).

Środowisko przyrodnicze obydwu zlewni i stopień jego przekształcenia przez gospodarczą działalność człowieka ma również wpływ na zasoby i stosunki wodne tych obszarów. Odcinki źródłowe potoków obydwu zlewni różnią się pod względem antropopresji i stopnia przekształcenia środowiska. W przypadku zlewni Prądnika nastąpiło ujęcie głównego i wydajnego źródła dla celów pitnych dużej miejscowości. Obszar źródliskowy zlewni znajduje się na terenie intensywnie wykorzystywanym rolniczo. Bezleśny obszar powoduje szybki dopływ wód opadowych, spłukiwanie gleby i doprowadzanie zanieczyszczeń rolnych do potoku. Potwierdzają to opady nawalne i zdarzające się okresowo wezbrania wód potoku. Odcinki źródłowe Skawinki i jej kilku dopływów znajdują się poza terenami zasiedlonymi, głównie w obszarach leśnych i nie są poddane tak silnej antropopresji.



Ryc. 6. Gęstość zaludnienia zlewni Prądnika i Skawinki

Zasadnicza różnica między dwiema zlewniami w zakresie możliwości wykorzystania zasobów wodnych wynika z budowy geologicznej. W zlewni Prądnika występują obfite zasoby wód gruntowych, położone na ogół kilkadziesiąt metrów pod powierzchnią terenu, co nie jest dzisiaj już problemem technicznym przy ich ujmowaniu. W tej zlewni nie są ujmowane wody powierzchniowe do celów komunalnych. Skupione osadnictwo sprzyja kompleksowym rozwiązaniom gospodarki wodno-ściekowej. W zlewni Skawinki brak jest zasobnych zbiorników wód podziemnych i głównym źródłem zaopatrzenia stają się współcześnie wody powierzchniowe o słabej jakości, nieodporne na zanieczyszczenia, o wybitnie zmiennej dostępności w rocznym cyklu hydrologicznym. Równocześnie zlewnia Skawinki jest

obszarem silnej presji budowlanej, a warunkiem ograniczającym są problemy gospodarki wodno-ściekowej.

Obydwa potoki zasilają Wisłę i nie mają zbiorników retencyjnych zaopatrujących ludność w wodę. Tendencje zmian jakie następują w ostatnich latach, wynikające z mniejszej aktywności gospodarczej połączonej ze wzrostem świadomości użytkowników środowiska nasuwa korzystną perspektywę ochrony zasobów wodnych na najbliższe lata.

Słowa kluczowe: Prądnik, Skawinka, antropopresja, użytkowanie ziemi, CLC

Literatura

- Družkowski M., 1998, Współczesna dynamika, funkcjonowanie i przemiany krajobrazu Pogórza Karpackiego. (Studium geoekologiczne w zlewni reprezentatywnej), Inst. Botaniki UJ, Kraków.
- Hibszter A., Partyka J. (red.), 2005, Konflikty człowiek – przyroda na obszarach prawnie chronionych, Sosnowiec – Ojców.
- Pociask-Karteczka J. (red.), 2003, Zlewnia – właściwości i procesy, Kraków.
- Soja R. 1997. Operat hydrologiczny zlewni rzeki Prądnik w granicach Ojcowskiego Parku Narodowego. Kraków. Maszynopis, biblioteka OPN.
- Soja R. 2002, Hydrologiczne aspekty antropopresji w Karpatach, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 186, Warszawa.
- Zawierucha L. 1978. Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Prądnika po potok Korzkiewski. Praca magisterska, Kraków, Instytut Geografii UJ.

ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ НА ЛАВИННО-ЛЬОДОВИКОВУ ДІЯЛЬНІСТЬ МАРМАРОСЬКОГО МАСИВУ

Андрій Пилипюк, Наталія Цвид,
Волинський національний університет імені Лесі Українки

Мармароський масив – прикордонна частина Українських Карпат. Включає Рахівські гори, котрі в свою чергу є частиною великого Мармароського кристалічного масиву і зону Мармароських стрімчаків. Ця область є приуроченою до високо піднятої зони комплексу порід метаморфічного походження. Рельєф області складний і контрастний, повсюдно ускладнений невеликими дрібними формами – морфоскульптурами. Їх формування у гірській частині Закарпатської області почалося після встановлення тут континентального режиму і триває ще й тепер. Воно тісно пов'язане з розвитком морфоструктур. Звільнюючись з-під моря, місцеві ландшафти потрапили під вплив екзогенних процесів та піддалися їх обробці. Внаслідок чого виник складний комплекс невеликих форм рельєфу, що відобразилися на Карпатських схилах, ускладнюючи їх. Головну роль у формуванні сучасного рельєфу Мармароського масиву відіграв цілий ряд зовнішніх чинників, а саме: річкові води, процеси вивітрювання, льодовикова ерозія й акумуляція, підземні води і т. д. Діяльність цих процесів й стала наслідком подальшого утворення найголовніших морфоскульптур області: денудаційних, ерозійних, льодовикових, карстових та гравітаційних. Звісно, що утворенню лавин та підвищеної лавинонебезпечності даного регіону Карпат сприяють й інші чинники, котрі мають комплексну дію. До них відносяться: крутосхилість окремих вершин, своєрідна конфігурація схилів щодо напрямку пануючих вітрів та мікрокліматичні особливості території.

Дана проблематика є досить гострою та актуальною на сьогодні, оскільки Мармароси – це та частина Карпат, що приваблює туристів не лише влітку, але і в зимовий період. Саме тоді недосвідчені туристи не завжди розуміють та усвідомлюють всю небезпеку та загрозу для свого життя. У Карпатах щороку гине 5-6 чоловік внаслідок сходження лавин та інших нещасних випадків [2], а також багато людей, не оцінивши ситуації, дістають серйозні обмороження кінцівок або травми іншого характеру. Особливо великого ризику зазнають місцеві жителі невеликих прикордонних сіл, для яких нелегальна торгівля з Румунією є чи не єдиним видом доходу. Тому вони часто перетинають кордон при перенесенні товарів у не відведених для цього місцях і, найчастіше, стають жертвами лавинних сходжень.

Метою нашої роботи є дослідити вплив елементів рельєфу на утворення карнизів, снігових дошок, лавин, а також виявити напрямки і

зони їх найчастішого сходження.

Для досягнення мети необхідно виконати наступні завдання, а саме:

- 1) дати загальну геоморфологічну характеристику рельєфу Мармароської області;
- 2) розкрити чинники утворення лавин та їх види в межах Мармароського масиву;
- 3) запропонувати можливі заходи щодо оптимізації лавинної безпеки.

Для Рахівських гір характерний бриловий рельєф із реліктовими альпійськими формами. Тут спостерігається значна амплітуда відносних висот. Зокрема у горах Бендряка та Холовачі перевищення подекуди сягає 600 – 1100 м, із максимальною абсолютною висотою приуроченою до вершини гори Піп Іван Мармароський (1936 м), а на Чивчинському масиві амплітуда відносних висот сягає 500-700 м. У межах цілого регіону спостерігаються глибокі, часто ущелино подібні долини річок. Переважаючими корінними породами виступають гнейси та мармури, а також інші метаморфічні зразки; на горі Чивчин спостерігаються рідкісні для Карпат виходи порфіритів. Головні вершини (Петрос, Берлебашка, Піп Іван, Міка-Маре та Чивчин) мають гостру пірамідальну форму у вигляді карлінгів, особливо це добре простежується при вигляді із північно-східної сторони. Це пояснюється гляціальним вивітрюванням внаслідок часткового зледеніння в четвертинний період. (Ним були охоплені високогірні масиви Чорногори, Свидовця та Мармароська частина). Сьогодні релікти цього льодовика наявні у вигляді карів, льодовикових цирків, моренних відкладів у долинах гірських потоків і т. д. Варто зазначити, що однією із геоморфологічних особливостей розташування вершин є їх “шахове розміщення” [3]. Тут зустрічаються найрізноманітніші за крутизною схили. Найвищі вершини характеризуються переважанням дуже крутих і надзвичайно крутих схилів (20-35°). Окремі частини г. Піп Іван понад 40°, тут є й скельні ділянки. Долини потоків мають вигляд ущелин, які сформувались у місцях виходу вапняково-доломітових товщ. Таким чином, рельєф місцевості є досить сприятливим для утворення лавин та їх зривів під дією гравітаційних процесів не лише у гірській частині, але і у долинах місцевих річок.

На Мармаросах спостерігаються як сухі так і мокрі лавини. Сухі утворюються в період морозів, це січень - лютий. При їхньому падінні сухий сніг сильно розпорошується, утворюючи своєрідну сніжну хмару, що рухається униз з великою швидкістю. Мокрі лавини утворюються навесні або під час сильних відлиг. Характеризуються великою масою пластів спресованого снігу. Такі обвали відбуваються у районах гори Піп Іван, де можна спостерігати значну крутизну локальних схилів і наявність декількох послідовних тальвегів. Вони ж у свою чергу мають у верхів'ях западини – снігозбірні басейни, у якому накопичується сніг. Каналом стоку снігової маси, що прийшла в рух, слугує лавинний лоток. А у підніжжі схилів лавини розширюються, сповільнюють свій рух. Після

затримки утворюється конус виносу снігу, захопленого каміння та інших продуктів вивітрювання. Відтак, північна частина Мармарошу представлена наявністю моренних відкладів у тальвегах та знижених ділянках, котрі представлені колювієм – грубоуламковим (бриловим, щебенюватим) нагромадженням продуктів обвалювання та обсіплення біля підніжжя крутих схилів. Дані відклади можна чітко спостерігати у літній період, їх видно навіть з найвищих вершин. Важливою передумовою нагромадження снігової маси у гірській частини Закарпатської області є тривалий багатосніжний зимовий період. Наприклад, за п'ять місяців зими (грудень-квітень) у середньому тут випадає понад 500 мм опадів переважно у твердому вигляді (Рис.1). Такої кількості снігу досить, щоб утворилось рівномірне покриття висотою близько 1 м. Інтенсивні переважно південно-західні вітри (Рис.2) зумовлюють істотний перерозподіл снігових мас, що регулярно переносяться здебільшого на північні та східні схили гірських масивів, де утворюється особливо потужний, висотою у 2–3 м, сніговий покрив. Надмірне снігонагромадження на місцевих схилах великої крутизни зумовлює формування карнизів, з яких і розпочинають свій шлях сходження – лавини. При тривалому заляганні потужних снігових тіл на нижчих гіпсометричних рівнях нагромаджуються сніжники – скупчення снігу і фірну у від'ємних формах рельєфу, котрі лежать до кінця літа, а в окремих випадках круглий рік.

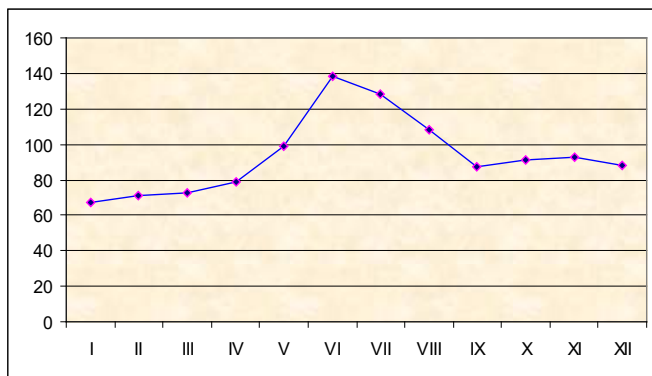


Рис. 1. Середні місячні та середні річні суми опадів, мм [1]

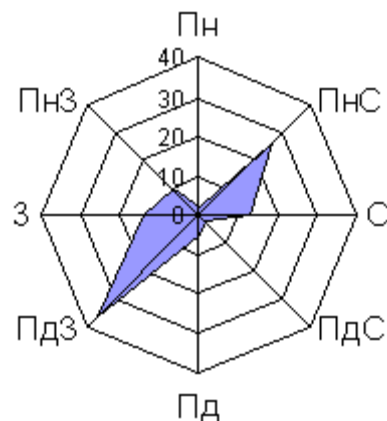


Рис. 2. Напрямки пануючих вітрів на Мармароському масиві [1]

Постійна активізація снігових лавин приурочена переважно до крутих (30...40°) пригребневих схилів і дуже крутих (більше 40°) ділянок зі скелястими виступами, нерідко скелястих стінок польодовикових карів, вкритих лучною та дрібночагарниковою рослинністю. В умовах м'якого і вологого клімату й інтенсивної дії вітрів у Карпатах часто виникають лавини зі свіжого та навіяного снігу, які бувають після надмірних снігопадів і хуртовин, а також мокрі лавини, що утворюються під час відлиг. Трапляються також випадки обвалів снігових карнизів на гребенях

хребтів, або сповзання снігових дошок. Об'єми фіксованих лавин становлять від 5 до 100 тис. м³ снігу. Лавинна діяльність, особливо в горах Попа Івана спостерігається щорічно, а особливо проявляється в багатосніжні роки. (Наприклад, відомі випадки коли в Карпатах сходили лавини об'ємом 200-300 тис. м³) [1].

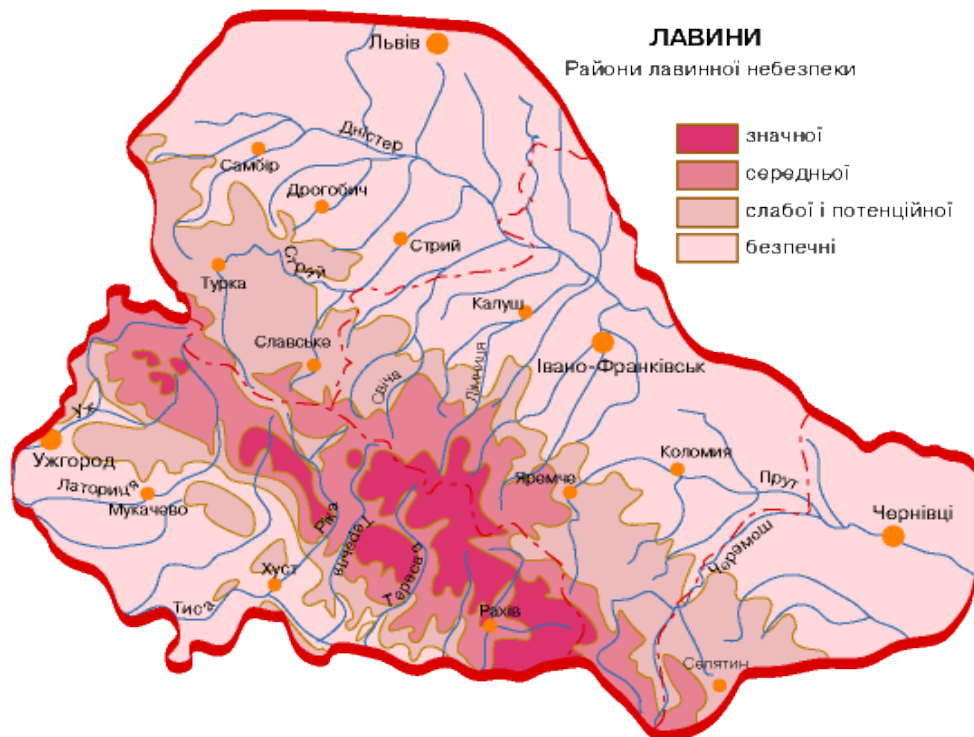


Рис. 3. Картосхема районів лавинної небезпеки [4]

Лавинні процеси негативно впливають на геокомплекси високогір'я та нищать лісове середньогір'я Карпат. У місцях систематичного сходу лавин вздовж гірських схилів утворюються безлісі лавинні траси, які нерідко досягають рівнів 800...1000 м. Знищуючи рослинність, ґрунт і гірську породу, лавини різко погіршують гідрологічну та захисну функції рослинності, зумовлюють інтенсифікацію ерозійних і селевих процесів. У снігозборах утворюються ерозійні борозни. Посеред лавинних трас формуються глибокі ерозійні врізи, а по її боках – паралельні гряди з уламкового матеріалу.

Спустошуючи цінні масиви лісів, спричиняючи деградації гірських угідь, лавини завдають чималої шкоди народному господарству. Під їх впливом формуються локалізовані у просторі, специфічні поєднання природних компонентів, які можна назвати “лавинними ландшафтами”.

У цілому в Закарпатській області виявлено понад 250 осередків лавинної діяльності, а саме: системи взаємозв'язаних лавинними процесами комплексів, що мають назву – лавиновий [1]. Вони концентруються переважно на північних і східних макросхилах найвищих гірських масивів, Мармароському в тому числі. Такі лавиновий поширюються від гребневих рівнів до абсолютних висот порядку 800–1000 м (рис. 3).

Істотно впливають на гірські ландшафти потужні весняні та літні сніжники. Формуються вони, переважно, у пригребневих частинах найвищих гірських масивів внаслідок відкладання в улоговинах та інших пониженнях рельєфу перенесеного вітром снігу. Рідше сніжники утворюються з конусів виносу снігових лавин. Максимальна висота товщі сніжників на початку весни становить 5–10 м і більше, а питомий запас снігу коливається в межах від 3 до 5 т/м². Площа поверхні таких снігових полів рідко перевищує 1 га (у горизонтальній проекції); відповідно їх об'єм становить не більш як 50 тис. м³, а маса снігу досягає 30 тис. т.

Тривалість залягання сніжників у високогір'ї Карпат різна. Більшість їх розтає на початку липня. Окремі, особливо потужні, лежать до початку серпня і довше. Спостереження за таненням сніжників показали, що в умовах карпатського високогір'я протягом теплого періоду може розтанути снігова маса з питомим запасом 6–7 т/м², що відповідає сніжнику висотою близько 12 м.

Таким чином, на основі проаналізованих картосхем та різних елементів морфоскульптур Мармаросько-Чивчинського масиву, ми можемо стверджувати, що лавинна діяльність є досить поширеним явищем. Зокрема варто зауважити та виділити такі найбільш небезпечні місця, а саме: навітряні схили г. Петрос, г. Барлебашка, г. Піп Іван, г. Міка-Маре, г. Стіг, г. Чивчин, також гребені основних та прилеглих хребтів у найвищих місцях, скельні виступи вздовж долин річок, не залісені крутосхилі полонини (пол. Лисяча та ін.), перевали між хребтами з накопиченими сніжниками і сніговими дошками.

Для боротьби з лавинами передбачають ряд заходів. Вони спрямовані на зменшення накопичення снігу в лавинозбірних басейнах, підвищення стійкості снігу на схилах, уповільнення руху сніжних мас, відхилення лавини від забудови чи пропуск її над забудовою (Рис.4).

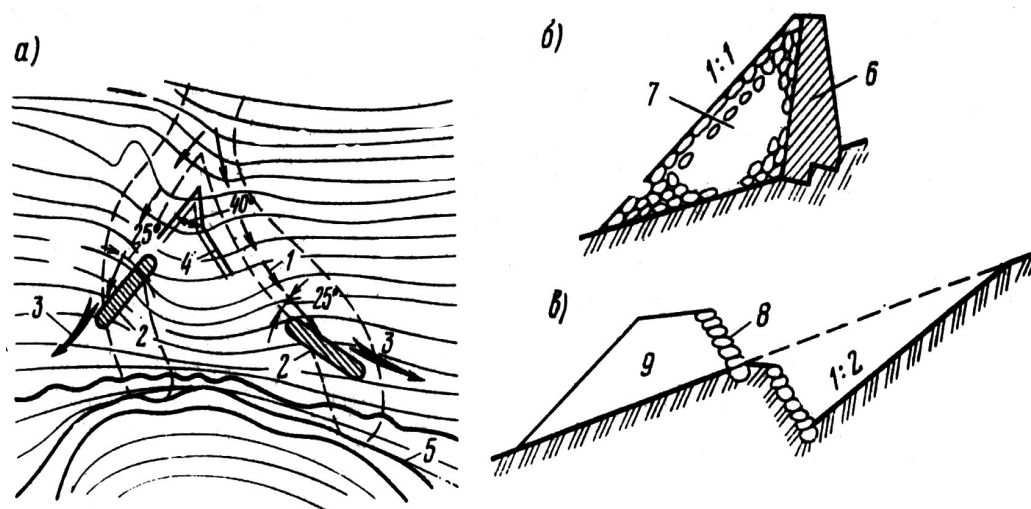


Рис. 4. Схема захисту від лавин відбійними дамбами [1]:

а – план місцевості і розміщення дамб; б – відбійна дамба; в – відбійна дамба з ровом; 1 – шлях руху лавини; 2 – відбійна дамба; 3 – шлях відхиленої лавини; 4 – лавиноріз; 5 – дорога; 6 – підпorna стіна; 7 – кам'яний накид з викладенням верхнього ряду; 8 – викладення великим каменем; 9 – ґрунт

Для затримання снігу, зазвичай, влаштовують кам'яні стіни і встановлюють у декілька рядів снігозбірні щити. На рівних гладких схилах споруджують кам'яні стіни, земляні вали і тераси.

У деяких випадках при сприятливому рельєфі місцевості лавину можна відхиляти за допомогою відбійних дамб. Дамби споруджують у вигляді насипу висотою до 10 – 15 м (Рис. 4).

Для відвертання несподіваного сходу лавини, варто виконувати штучне обвалення сніжних мас за допомогою вибухів.

При будівництві необхідно уникати лавинонебезпечних місць. Коли обійти таке місце неможливо (наприклад, при прокладанні лісових доріг та просік), споруду розташовують над дном долини на такій висоті, щоб її не закривали сніжні завали від лавин.



Рис. 5. Лавинні карнизи на горі Піп Іван Мармароський
(Фото Пилипюка А. В.)

Найбільш надійним способом захисту доріг від лавин є високий коефіцієнт залісеності території, тому варто берегти ліс, контролювати його виробку, оперативно відновлювати вирубані ділянки з метою уникнення природних катастроф. Не рекомендується туристам здійснювати походи та сходження у другій половині дня при ясній зимовій погоді, через нестійкий фірновий покрив на окремих ділянках, а також забороняється вихід на вершини в умовах відсутньої видимості. Забороняється туристам-лижникам підрізати снігові маси вздовж схилів, оскільки порушена рівновага снігових пластів є досить нестійкою впродовж всього зимово-осіннього періоду.

Отож, морфоскульптура Мармароського масиву Українських Карпат дійсно є досить складною і різноманітною. Таке поєднання, разом із мікрокліматичними та гравітаційними чинниками, сприяє поширенню не лише потужних карнизів, але і постійних лавинних сходжень впродовж холодного періоду року. Саме тому виникає потреба у подальшому постійному моніторингу та дослідженню рельєфу лавинонебезпечних територій.

Список літератури:

1. Природа Закарпатської області / За ред. К.І. Геренчука. — Львов: Вища школа. Вид-во при Львов. ун-ті, 1981. — 156 с.
2. Супруненко Ю.П. Эти удивительные горы / Ю. П. Супруненко. – М.: просвещение, 1987. – 160 с.
3. Рельєф України. Навчальний посібник / [Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк]; За загальною редакцією В.В. Стецюка. – К.: Видавничий дім “Слово”, 2010. – 688 с.
4. <http://www.karpaty.com.ua/?chapter=5&item=170>
5. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. – 3-е изд., перероб. и доп. / Г.И. Рычагов. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.

IMPACT OF RELIEF TO ICE-AVALANCHE ACTIVITY IN MARAMOROSH MASSIF

Andrij Pylypiuk, Nataliya Tsvyd

The article is devoted about relief of Maramorosh massif, as one of the reason to accumulate snow and formation of avalanches in winter and spring period. Also considered geological work of avalanches toward local landscape and smal relief forms. Article submit some recommendations for avoiding and prevention avalanche risk for tourists life.

Key words: relief, morfosculpture, avalanche, ledge, neve, snow mass.

КЛЮЧЕВЫЕ ВОПРОСЫ КАРСТОГЕНЕЗА ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА

Елизавета Тимохина, Александр Климчук, Геннадий Амеличев
Украинский институт спелеологии и карстологии, Симферополь

Понятие карстогенеза рассматривается авторами как эволюционный процесс формирования карстового рельефа, охватывающий образование каналов и полостей в карстующихся породах за счет расширения растворением первичных путей фильтрации подземных вод (спелеогенез), их дальнейшее развитие, заполнение и уничтожение. При этом проблема установления типа спелеогенеза имеет системообразующее значение для идентификации дальнейшего хода эволюции полостей и геоморфогенеза региона в целом.

Внутренняя гряда Горного Крыма представляет собой моноклиналию куэсту, находящуюся в зоне сочленения структур Скифской плиты и Горно-Крымского сооружения. Эта тектонически активная в течение всего альпийского этапа развития территории зона описывается в литературе как Крымский глубинный разлом (Державна геологічна карта України..., 2005) или, в рамках мобилистской концепции, как Предгорная коллизионная сутура поддвига субконтинентального фрагмента коры под плиту (Юдин, 1995). Северный структурный склон куэсты сложен меловыми, палеогеновыми и миоценовыми карбонатно-глинистыми отложениями, залегающими с углами падения от 3-4 до 15-20° (рис. 1). Основными карстующимися породами служат дат-инкерманские и бахчисарайско-симферопольские известняки, образующие соответственно палеоценовый и эоценовый уступы аструктурного склона куэсты. Заложение консеквентных долин, обусловленное антиклинальными и синклинальными складками и поперечными сбросами, разделяет гряду на отдельные массивы и участки. В схеме гидрогеологического районирования Внутренняя гряда относится к южной части Причерноморского артезианского бассейна. До позднеплиоцен-раннеплейстоценового времени известняки были частью моноклиналиной водонапорной системы, в настоящее время раскрытой и сдренированной.

Развитие карста в палеоценовых и эоценовых известняках Внутренней гряды Горного Крыма ранее связывалось с геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, близкими к современным: обнаженностью и местным питанием на структурных склонах куэст, латеральным транзитом и разгрузкой в смежных продольных депрессиях. Образование многочисленных гротов, ниш и других скульптурных форм в известняковых обрывах куэст объяснялось действием комплексной денудации экспонированных известняковых

поверхностей, ведущая роль в которой отводилась дефляции и гравитационному сносу (Душевский, 1987; Душевский, Кузнецов, 1991; Блага, Попов, 2009). Широко представленные в обнажениях разнообразные формы кавернозности не получали внятной генетической трактовки.

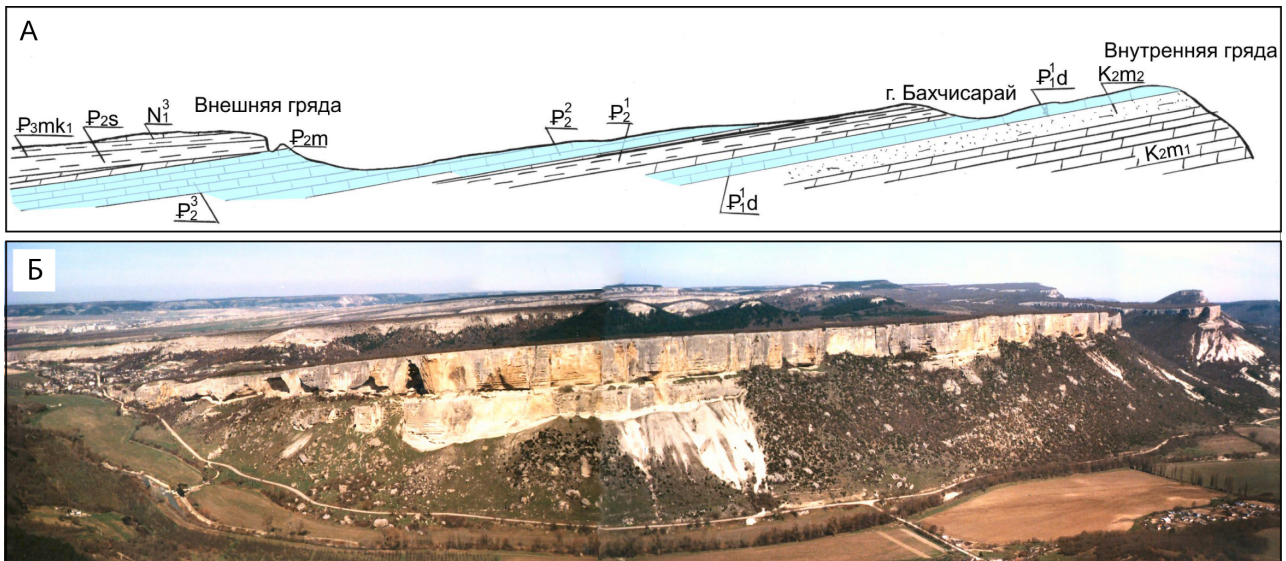


Рис. 1. А - Геологический разрез Внешней и Внутренней гряд (по Муратову, 1960) (K_{2m1} – мергели маастрихта; K_{2m2} – песчаники верхнего маастрихта; P_1^d – известняки датского яруса; P_2^1 – глины нижнего эоцена; P_2^2 – нуммулитовые известняки среднего эоцена; P_2^3 – мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2^3m – верхнеэоценовые глинистые мергели и глины с чешуями рыб; P_2^3s – верхнеэоценовые зеленоватые глины; P_{3mk1} – майкопские глины и пески; N_1^3 – известняки сармата).

Б – Общий вид куэстовых гряд в долине р. Кача. На переднем плане – палеоэоценовая куэста Внутренней гряды, на среднем – эоценовая куэста Внутренней гряды, на дальнем – Внешняя гряда.

Проводимые с 2008 года Украинским институтом спелеологии и карстоведения исследования карста привели к пересмотру предшествующих представлений о его генезисе, эволюции и роли в развитии современного рельефа. Эти исследования включали морфогенетическое картирование и анализ крупных пещер, документацию полостных форм в обрывах куэст, геоморфологическое картирование ключевых участков, геохимические и изотопные исследования вторичных отложений и пристеночного профиля коренной породы в пещерах и скульптурных формах обнажений, датировку и исследование флюидных включений вторичного кальцита пещер и закарстованных трещин и др.

Результаты свидетельствуют о сложной истории развития карста региона. Установлено, что ключевую роль в формировании каналополостных структур, ныне реликтовых и обильно экспонированных в известняковых обрывах куэст, играл гипогенный спелеогенез в условиях слоистого локально-нарушенного водонапорного комплекса складчато-надвигового обрамления и моноклиального склона Причерноморского

артезианского бассейна (Климчук и др., 2009). Развитие каналово-полостных структур осуществлялось восходящими потоками трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и их взаимодействием с латеральными потоками межпластовых и поровых внутрипластовых вод отдельных горизонтов.

Концептуальная модель карстогенеза региона (рис. 2) разработана на основе интенсивно развивающейся теории гипогенного спелеогенеза (Klimchouk, 2007, 2012) и характеризует генетическое единство и функциональную связь всех видов наблюдаемых подземных карстопроявлений, которые являются ныне реликтовыми элементами сложных гипогенных карстовых систем.

Нижние элементы гипогенной каналово-полостной системы, доступные для изучения, представлены вертикальными трещинными полостями в маастрихтских мергелях, проводивших восходящий поток подземных вод (пещера Душевского – 1 на рис. 2; каналы в обнажении Ак-Кай, проч.). После взаимодействия с латеральным потоком по контакту маастрихтских мергелей и вышележащих дат-инкерманских известняков (2), восходящий поток и спелеогенез контролировался субвертикальными трещинами в толще последних (3 и 5) и взаимодействовал с латеральным потоком по активной плоскости напластования и прослою повышенной проницаемости матрицы (4). Нижние каналовые элементы в дат-инкерманских известняках (3) закартированы в пещерах Мангупской, Таврской и многочисленных полостях-фрагментах в обнажениях палеоценовой куэсты. Взаимодействие восходящего и латерального потоков в средней части толщи возобновляло растворяющую способность вод (механизм «коррозии смешивания») и вызывало эффекты плотностной конвекции, что обусловило формирование крупных полостей с соответствующей скульптурной морфологией выше уровня взаимодействия (5). Восходящие перетоки по ослабленным зонам через нижнеэоценовые глинистые отложения и субвертикальным трещинам через вышележащую толщу симферопольских известняков создавали аналогичную структуру каналов в последней (6, 8; примеры – пещеры Змеиная, Алимова). Выраженные уровни взаимодействия восходящего и латерального потоков находятся в средней и верхней частях толщи симферопольских известняков (7, 9), четко идентифицируемые соответствующими спелеоформами.

В скульптурной морфологии пещер представлены мезоформы гипогенной морфологии: формы пристеночной кавернозной каймы (зоны кавернозности) – кластерные (А1), стратиформные (А2), крупные каверны по напластованию (Б), конвекционные полусферические стенные ниши-карманы, организованные в вертикальные серии (В), латеральные ниши и камеры на уровне проницаемых слоев и плоскостей (Г1), формы восходящего питания (фидеры) – трещиннообразные и точечные (Г2). Выявленные морфологические комплексы идентичны морфологии пещер в кайнозойских известняках континентальной части Причерноморского

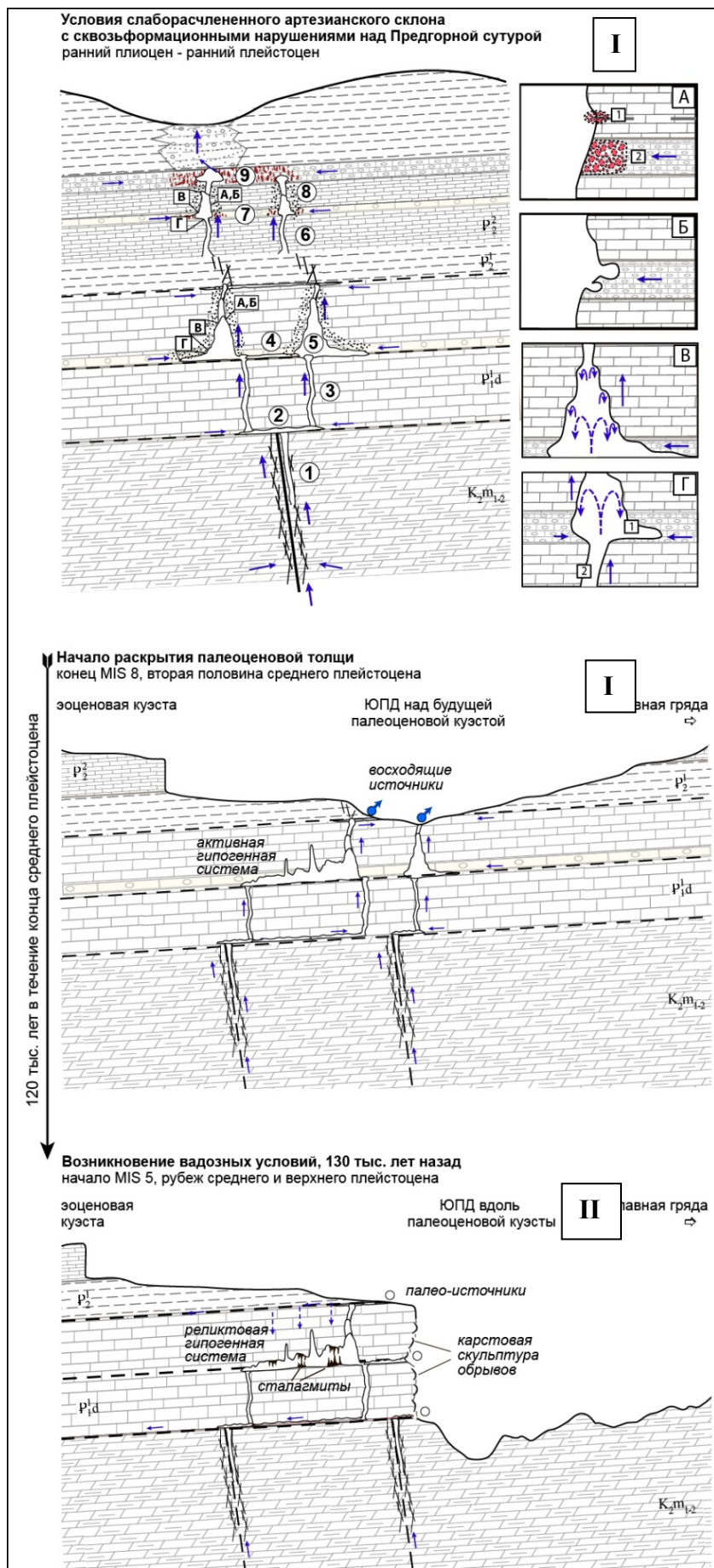


Рис. 2. Концептуальная модель карсто(спелео)генеза (I) и поверхностного геоморфогенеза (II и III) Внутренней гряды Горного Крыма (обозначения в тексте).

бассейна (район Одессы), Венгрии (район Будапешта), Флориды и других районов гипогенного спелеогенеза.

Помимо принципиального вопроса о происхождении карста региона, следующими ключевыми вопросами являются выявление и временная привязка основных этапов развития и перехода в реликтовое состояние гипогенных карстовых систем региона, а также их роль в поверхностном геоморфогенезе.

Заложение и первичное развитие гипогенных карстовых систем в изучаемом регионе связывается нами с поднятием и раскрытием юрских известняковых массивов Главной гряды из-под покрова верхнемеловых-палеогеновых отложений в сарматское время, в связи с чем сформировались области питания смежного к северу-северо-западу Причерноморского бассейна, моноклиальный водонапорный комплекс его склона (переслаивание известняков, мергелей, песчаников и глин) и краевая область разгрузки в нынешнем Предгорье. Фазы геодинамической активизации и начало расчленения склона в течение плиоцена и раннего плейстоцена усиливали восходящее движение глубинных флюидов по подчиненным сквозьформационным нарушениям в мезо-кайнозойской слоистой толще, особенно в полосе Предгорной сутуры (Юдин, 2011). Их взаимодействие с латеральными пластовыми потоками напорных вод в покрове, возрастающими в ходе смещения его границы к северу-северо-западу и увеличения денудационного раскрытия области питания, обуславливало развитие гипогенных карстовых систем по изложенной выше модели. Резкая активизация гипогенного спелеогенеза связана с оформлением и углублением Южной продольной депрессии, предположительно в течение раннего и среднего плейстоцена, что вызывало увеличение восходящей разгрузки пластовых напорных горизонтов в этой полосе в виде карстовых источников (краевая область разгрузки). Такая разгрузка, в свою очередь, усиливала дальнейшее эрозионное расчленение основания. Расчленение известняковых пластов, сначала эоценового (II), а затем и палеоценового (III), снимало напоры в соответствующих пластах и затем полностью их сдренировало, что ознаменовало переход гипогенных систем в реликтовое состояние. Снятие напоров и архимедовой поддержки вызывало частичную переработку гипогенной морфологии полостей гравитационными процессами – обрушение скульптурных перемычек между потолочными каналами и купольными формами и прикрытие обвально-гравитационными отложениями питающих элементов в нижней части разреза полостей.

Выполненное впервые для региона абсолютное датирование различных типов кальцитовых спелеотем пещер юго-западной части Внутренней гряды по U/Th соотношениям позволило получить возрастную привязку периода завершения гипогенного развития карстовых систем в этом секторе (Климчук и др., 2011). Возраст фреатического кальцита (253 тыс. лет, вторая половина среднего плейстоцена; рис. 2, II) маркирует время функционирования восходящих

карстовых источников в палеоценовых известняках при близповерхностном положении каналово-полостных систем вследствие падения температуры и давления, и дегазации. Переход полостей в реликтовое состояние зафиксирован временем начала интенсивного роста сталагмитов в вадозных условиях, определенным по возрасту их оснований (125-130 тыс. лет,

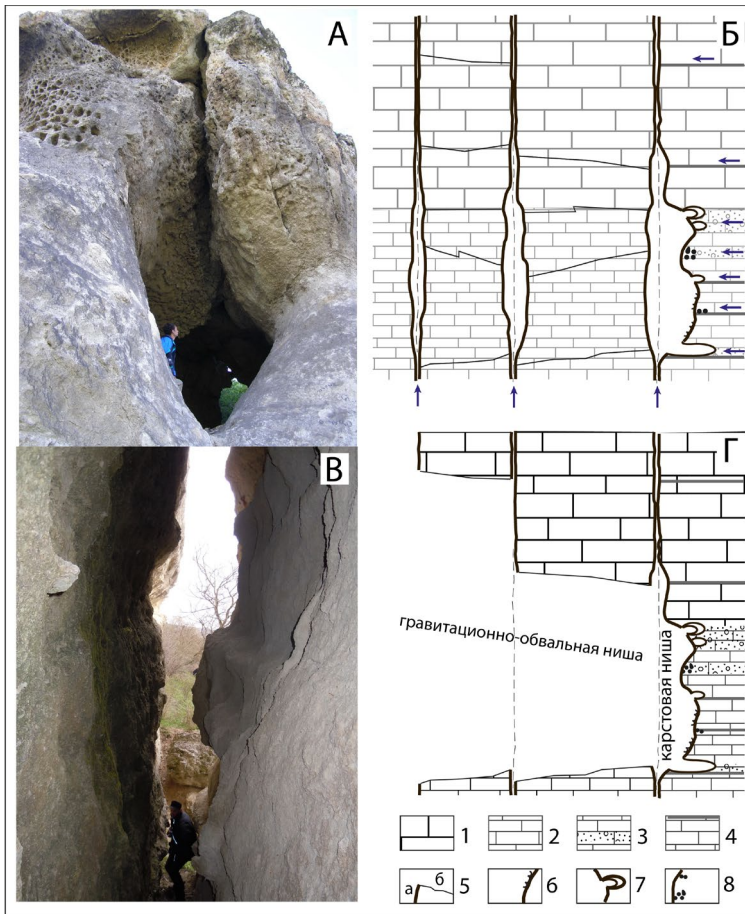


Рис. 3. Механизм экспонирования полостных карстопроявлений в обрывах Внутренней гряды (А, В – Фото гипогенно-закарстованных трещин; Б - Формирование гипогенно-закарстованных трещин в гидрогеологически закрытой обстановке; Г - Гравитационно-обвальный механизм экспонирования гипогенной карстовой скульптуры в современных вертикальных обнажениях: 1) грубослоистые плотные известняки; 2) среднеслоистые неплотные известняки; 3) прослои с повышенной пористостью и проницаемостью, 4) раскрытые плоскости напластования; 5а) поверхности гипогенного растворения; 5б) поверхности гравитационного отрыва; 6) участки ячеистой поверхности; 7) пристеночные крупные каверны; 8) пристеночные зоны кавернозности).

граница среднего и верхнего плейстоцена; рис. 2, III).

Таким образом, каналово-полостные структуры гипогенного карста в Предгорном Крыму, формирование которых предшествовало формированию современного рельефа, являются важнейшей предпосылкой расчленения исходного моноклиального склона Горного Крыма и основным фактором контроля регионального геоморфогенеза (Тимохина и др., 2011). Заложение долин, вскрывающих пласты известняков, контролировалось положением и ориентировкой трещинно-карстовых зон, т.е. долины имеют тектоно-карстовое происхождение. Наличие остатков структур гипогенного карста вдоль бортов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов путем отседания блоков по закарстованным трещинам и каналам, контролирует положение и конфигурацию их сегментов (рис. 3). Скульптурная морфология остающихся в бортах массивов стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов определяет обилие, номенклатуру и своеобразие карстопроявлений, экспонированных в

известняковых обрывах куэст. Современная морфология скальных бортов долин отражает степень денудационной переработки их изначальной тектоно-карстовой морфологии.

В силу неблагоприятных климатических условий, современный этап характеризуется слабым поверхностным питанием и развитием эпигенного карста.

Внутренняя гряда представляет собой уникальный полигон для исследования особенностей гипогенного карстообразования в условиях нарушенных слоистых артезианских структур. Выраженность и сохранность реликтовых гипогенных карстовых систем в обнажениях куэст, огромная протяженность и прекрасная доступность этих обнажений, не имеют известных аналогов в мире. Проведенные исследования дают ключ к пониманию структуры и функционирования активных гипогенных карстовых систем в смежном регионе закрытого и приоткрытого карста Равнинного Крыма, где широко развиты закарстованные мел-палеогеновые и неогеновые карбонатные толщи. Это важно для разработки эффективных подходов к решению вопросов охраны и использования водных ресурсов, а также поиска и эксплуатации нефтегазовых месторождений и других видов полезных ископаемых в Равнинном Крыму.

Список литературы

1. Блага Н.Н., Попов А.В. Некоторые аспекты морфогенеза гротов и скальных навесов Внутренней гряды Крымских гор // Культура народов Причерноморья. – 2009. – № 155. – С. 7-9.
2. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000, аркуші L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка. Кримська серія. – К.: Держ. Комітет природних ресурсів України, «Південекогеоцентр», 2005. – 351 с.
3. Душевский В. П. Спелеологическая изученность Предгорно-Крымской карстовой области // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 76-77.
4. Душевский В.П., Кузнецов А.Г. Особенности развития карста в низкогорных областях куэстового рельефа // Изучение и использование карста Западного Кавказа. – Сочи, 1991. – С. 9-12.
5. Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И. Карстопроявления юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза // Спелеология и карстология. – 2009. – № 2. – С. 35-53.
6. Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. U/Th датирование спелеотем карстовых полостей юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма и определение возраста и динамики развития рельефа // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 29-39.
7. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – Москва, 1960. – 207 с.

8. Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 40-51.
9. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма // Геологичний журнал. – 1995. – №3-4. – С. 56-61.
10. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. – Симферополь: ДиАйПи, 2011. – 336 с.
11. Klimchouk A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective / A. Klimchouk. – Carlsbad: NCKRI, 2007. – Special Paper № 1. – 106 pp.
12. Klimchouk A. Speleogenesis, Hypogenic // Encyclopedia of Caves. – Academic Press, 2012. – P. 748-765.
13. Klimchouk A. B., Tymokhina E. I., Amelichev G. N. Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastratal matrix flow in hypogene karst settings // International Journal of Speleology. – 2012. – 40 (2).

**THE KEY QUESTIONS OF GENESIS OF KARST
IN THE INNER CRIMEAN MOUNTAINS RANGE
E.Tymokhina, A.Klimchouk, G.Amelichev**

The paper outlines a development of karst in the Inner Crimean Mountains Range. Recent research of the Ukrainian Institute of Speleology and Karstology strongly suggests that solution features in the study area, previously believed as being the result of epigenic karstification, were in fact formed in hypogenic environment due to ascending transverse flow in a stratified artesian system. U/Th dating of calcite speleotems of different karst cavities in the Inner Range permitted to establish age constrains for the period of termination of the hypogenic development of karst systems. Next stages of transformation of caves are characterized by epigenic mode of groundwater flow, recharge and discharge conditions. Hypogenically karstified fractures and caves, which are sub-parallel to valleys, provide zones of structural weakness along which blocks fall at the cuesta escarps exposing relict hypogenic morphologies.

Identification of the hypogene genesis of karst allows to offer a new interpretation of geomorphogenesis on local level (origin of forms in escarps) and regional level (formation of valleys that entrench into the limestone strata conduces to process of opening the structural monoclinal slope of the Mountainous Crimea).

Keywords: karst; genesis of karst; karstification; hypogenic speleogenesis; Inner Range; Crimean Mountains.

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМЛИ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА АЙ-ПЕТРИ, ГОРНЫЙ КРЫМ)

Сергей Токарев, Вера Науменко

Украинский Институт спелеологии и карстологии, Симферополь

Спутниковые данные о рельефе земной поверхности, благодаря их неуклонно возрастающему уровню детальности и доступности, интенсивному развитию инструментариев их обработки в ГИС, приобретают всё большую ценность для геоморфологических исследований. Геоморфологическое картирование районов развития карста имеет большое значение для решения ряда теоретических и практических задач, таких, как изучение ландшафтной структуры, гидрографии, эволюции карстовых массивов, оценка уязвимости подземных вод, инженерно-геологической устойчивости, бонитета земельных угодий исследование спелеоресурсов закарстованных территорий.

Целью данной работы является изучение возможностей цифровых моделей рельефа (ЦМР) на основе спутниковых данных SRTM (Shuttle Radar Topography Mission; пространственное разрешение 90 м) и ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer – Global Digital Elevation Model; разрешение 30 м) для геоморфологического картирования карстовых районов. Опыт подобного исследования в различных регионах мира имеется в публикациях (Siart и др., 2009; Нетребин, 2010). Задачей настоящей работы поставлено построение карстолого-геоморфологической карты выбранного тестового района на основе анализа данных SRTM и ASTER GDEM. В качестве такого района выбран массив Ай-Петри Горного Крыма, являющийся классическим образцом развития открытого карста с высокой неоднородностью и сложностью рельефа, выражающейся в сочетании друг с другом карстового, эрозионного и гравитационного типов рельефа. Примером предыдущего опыта геоморфологического картирования района является карта естественно-исторических угодий Ай-Петринского плато (Иванов, 1958).

Ай-Петринский массив (площадь около 220 км²) расположен в юго-западной части Горного Крыма (рис.1). Массив сложен мощной толщей (до 1000 м и более) известняков верхнеюрского и нижнемелового возраста, залегающей с резким несогласием на слабопроницаемых песчанисто-глинистых отложениях средней и нижней юры. При этом, литолого-фациальные комплексы известняков различаются по чистоте и текстуре, вследствие чего они обладают разной способностью к

закарстованию (Иванов, 1961). Массив разбит многочисленными тектоническими нарушениями, преимущественно северо-западного и меридионального простирания. Геологические условия района исследования вместе с высоким количеством атмосферных осадков (1000-1200 мм в год) благоприятствуют интенсивному развитию здесь карстовых явлений, выражающихся в образовании многочисленных поверхностных и подземных форм. Так, на данный момент в границах массива Ай-Петри известно около 500 карстовых полостей (Климчук и др., 2008) и около 2000 карстовых котловин и воронок.

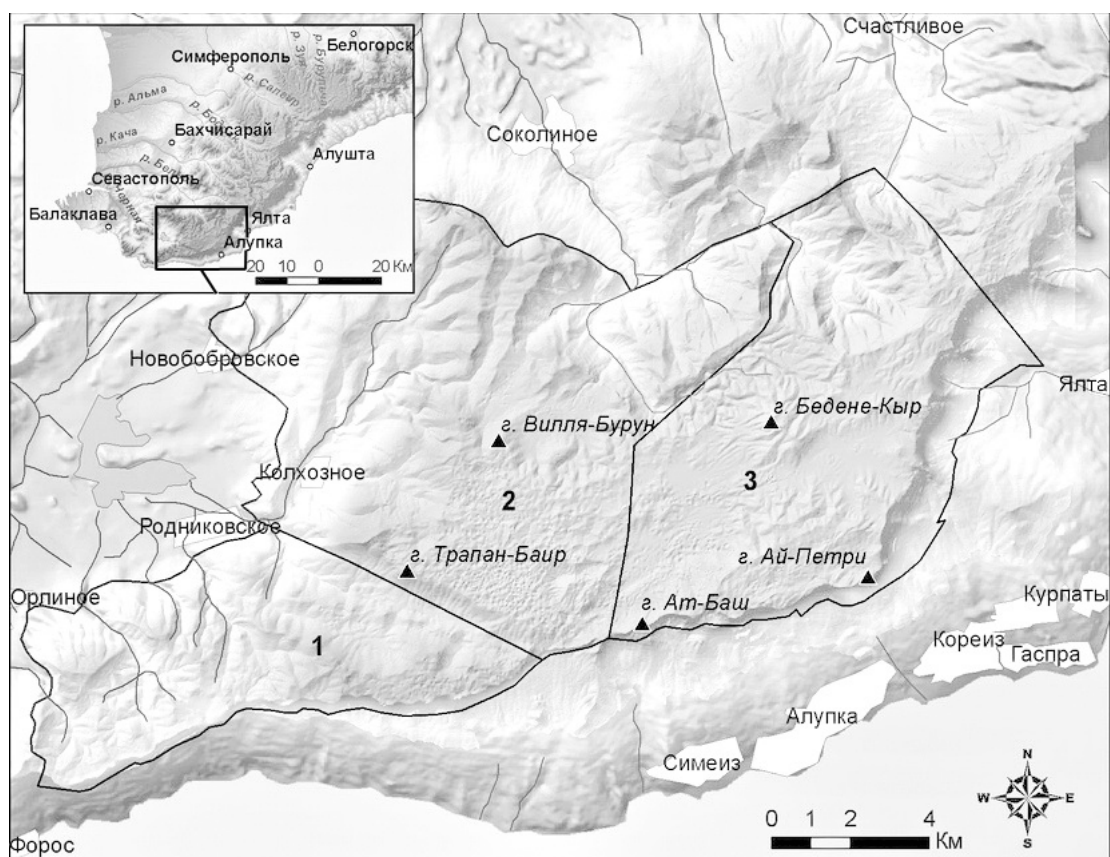


Рис. 1. Географическое положение массива Ай-Петри и его карстологическое районирование. Карстовые подрайоны: 1 – Западно-; 2 – Центрально-; 3 – Восточно-Айпетринский.

Ай-Петринский массив территориально соответствует одноименному карстовому району. Границы района проведены по контакту оксфорд-кимериджских на юге и титон-берриасских на севере известняков с некарстующимися породами. Ай-Петринский карстовый район подразделяется на три карстовых подрайона: Западно-, Центрально- и Восточно-Айпетринский (Иванов, 1961) Характерной особенностью центральной и восточной части Ай-Петри является наличие выположенной платообразной вершинной поверхностей – яйл, благоприятных для развития поверхностных карстовых форм рельефа. Для района характерны типичные ландшафты среднегорного карста. Высотный диапазон развития известняков района – от 300 до 1200 м. Благоприятные для карстования литолого-структурные условия сочетаются с высокой активностью экзогенных факторов, нивальной

коррозией и обильным увлажнением. Наибольшая закарстованность свойственна высотной зоне 1100-1200 м. Здесь самый высокий коэффициент поверхностного закарстования (18 карстовых форм на 1 км²) среди крымских яйл (Вахрушев, 2009).

SRTM – радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, за исключением самых северных (>60), самых южных широт (>54), а также океанов, произведенная за 11 дней в феврале 2000 г. методом интерферометрии с помощью специальной радарной системы. Данные SRTM доступны в нескольких видах, в том числе в формате GeoTIFF (мозаики 1x1 и 5x5 градусов). Пространственное разрешение доступных на всю отснятую территорию данных составляет 3 угловые секунды (примерно 90 м). Разрешение данных по высоте 1 м. Данные являются простым 16 битным растром (без заголовка), значение пиксела является высотой над уровнем моря в данной точке. Референц-эллипсоид данных - WGS84. Точность данных на исследуемый район с доверительным интервалом 90% характеризуется абсолютной ошибкой в плане 8,8 м, абсолютной ошибкой по высоте 6,2 м и относительной ошибкой по высоте 8,7м (Дубинин, 2004). Ниже дана визуализация данных SRTM на район Ай-Петри (рис. 2, а).

Цифровая модель ASTER GDEM (рис. 2, б) разработана METI (Министерство экономики, торговли и промышленности Японии) совместно с NASA (Национальное управление США по аэронавтике и исследованию космического пространства). ASTER GDEM охватывает поверхность суши между 83° с.ш. и 83° ю.ш. и насчитывает 22,600 фрагментов размером 1°x1°. Распространяется в формате GeoTIFF в географической системе координат (широта/долгота) и разрешением 1 угловая секунда (примерно 30 метров). Система координат данных WGS84/EGM96. Оценка точности глобального продукта (не гарантированная) с 95%-ным доверительным интервалом – 20 метров для данных по вертикали и 30 метров по горизонтали.

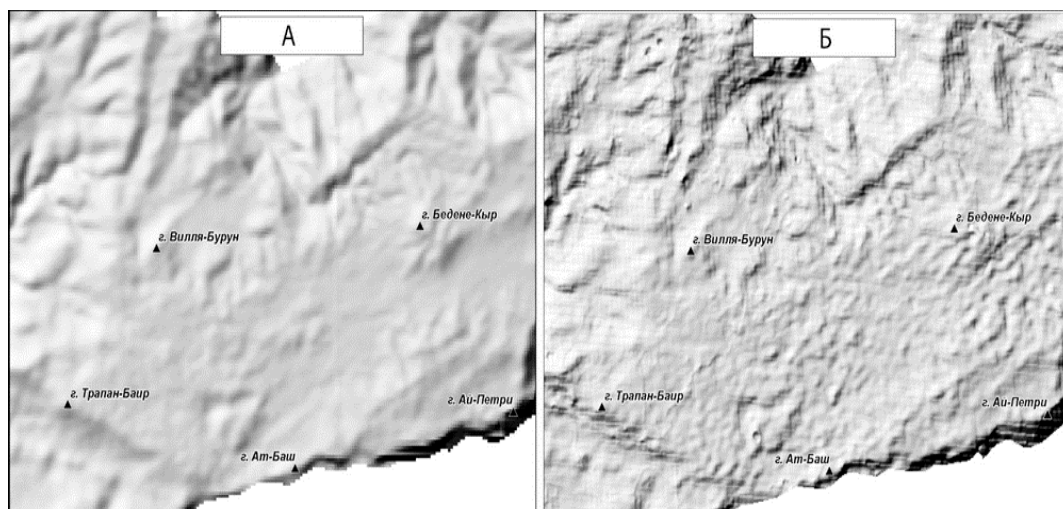


Рис. 2. Сравнение ЦМР центральной части Ай-Петри по спутниковым данным: а – SRTM, б – ASTER GDEM.

Статистически ASTER GDEM соответствует предварительной оценке точности в 20 метров (доверительный интервал 95%) по всему миру. Точность некоторых фрагментов существенно лучше 20 метров, некоторых существенно хуже. Продукт содержит аномалии и артефакты, которые могут уменьшить его применимость в некоторых приложениях, так как они могут вносить существенные на локальных масштабах большие вертикальные ошибки (Дубинин, 2009).

Для достижения поставленной цели, была произведена обработка вышеперечисленных данных ЦМР в системе ArcGIS 9.3 с генерированием производных растров уклонов и кривизны поверхности массива, а также выявлением днищ замкнутых депрессий (точек инфлюационного поглощения стока или усиленной вертикальной инфильтрации) со значениями их глубин посредством гидрологического анализа данных. С целью уменьшения имманентных ошибок данных была произведена фильтрация полученных растров по принципу большинства и среднего.

За основу выделения морфологических типов рельефа района исследования принята орографическая схема, предложенная Б.Н. Ивановым (Иванов, 1961). В работе предлагается выделить следующих орографических элементов карстового массива:

1. Крупные возвышенности и местные холмистые водораздельные гряды (соответствуют крупноплощадным участкам с положительной кривизной поверхности, с низкими углами уклона поверхности в центре и их ростом к периферии).

2. Крупные замкнутые долинообразные (слепые балки) и котловинные (воронки) понижения (крупноплощадные участки с отрицательной кривизной поверхности, направления стока в которых замкнуты на днища).

3. Значительные по площади относительно равнинные платообразные участки с холмистыми, грядовыми возвышенностями и котловинными или ложбинными понижениями (крупноплощадные субгоризонтальные участки с кривизной поверхности, близкой к нулю).

4. Верховые водосборные понижения, открывающиеся на склоны яйлы (открытые водосборные бассейны края яйлы).

5. Водораздельные гребни на склонах массива (участки склонов массива с положительной кривизной поверхности);

6. Балки и овраги на склонах массива (участки склонов массива с отрицательной кривизной поверхности);

7. Обрывистые склоны (участки с высокой крутизной).

Однако, выделения морфотипов рельефа недостаточно для построения общей геоморфологической карты, поскольку последняя, кроме морфологии, должна также характеризовать генезис и возраст форм земной поверхности. Частная же геоморфологическая карта может отражать одну или две характеристики рельефа, или условия морфогенеза (Вахрушев, 2002).

Для определения генетической составляющей выделяемых элементов земной поверхности предлагается провести пространственный анализ вертикальной расчлененности рельефа, т.е. амплитуды высот в пределах выделяемых участков. Поскольку в данном районе кроме типично карстовых форм широко представлены эрозионные и гравитационные формы, то показатель вертикальной расчлененности между ними будет существенно различаться. Наименьшая амплитуда высот будет характерна для карстового (относительно равнинные карстовые плато), средняя амплитуда – для эрозионного (глубокие врезы балок и оврагов) и максимальная – для гравитационного (обрывистые склоны массива) типов рельефа. Построенная методом скользящего окна карта амплитуд высот дала разброс показателя вертикальной расчлененности от 0 до 100 м. Предлагается следующая типизация генезиса рельефа в зависимости от вертикальной расчлененности:

- карстовый тип рельефа – амплитуда высот 0-20 м;
- эрозионно-карстовый тип – 20-40 м;
- карстово-эрозионный – 40-70м;
- карстово-гравитационный – более 70 м.

Характеристика возраста рельефа в составляемой геоморфологической карте опускается в связи с невозможностью его определения по ЦМР.

В ходе анализа исходных данных выяснилось, что ЦМР ASTER GDEM имеет массу артефактов и аномалий, искажающих реальную картину рельефа. Поэтому решение поставленной задачи производилось на основе данных SRTM.

Итоговая карстолого-геоморфологическая карта района представлена на рисунке 3. Поскольку легенда карты имеет только две характеристики из трех (генезис и морфология без возраста), то её следует относить к частным геоморфологическим картам.

Опыт выполнения работы позволяет оценить возможности использования исходных ЦМР для целей геоморфологического картирования.

Точность идентификации форм рельефа различных площадей зависит от пространственного разрешения исходных данных ЦМР и их внутренних случайных ошибок. Так, порог детализации данных SRTM не позволяет по ним выявить формы размером <90 м. Однако, довольно успешно обнаруживаются крупные формы, площадью более 20000 м², среди которых идентифицировано около 100 котловин с диапазоном глубин от 1 до 50 м.

ЦМР района исследования по данным ASTER, имея втрое более детальное разрешение, чем SRTM, страдает обилием внутренних ошибок, выражающихся в многочисленных артефактах (несуществующих ям, холмов, ложбин и т.д.). Производные карты по данным ASTER, в связи с этим, характеризуются высокой мозаичностью и низкой достоверностью, и, поэтому, не могут использоваться для выявления

геоморфологических элементов. Тем не менее, положительные результаты использования этих данных были достигнуты при повышении их разрешения до 60 м (ресэмплинг). Это помогло в значительной мере уменьшить внутренние ошибки данных (шум) и сделать их приемлемыми для идентификации средних и крупных форм рельефа площадью от 10000 м², в том числе около 300 котловин и воронок, диапазоном глубин от 1 до 66 м.

Для используемых ЦМР выявлена следующая проблема: в ходе их автоматического анализа значительное количество замкнутых понижений обнаружено в пределах русел водотоков, что связано, очевидно, с внутренними ошибками данных и несовершенством используемых методов построения ЦМР.

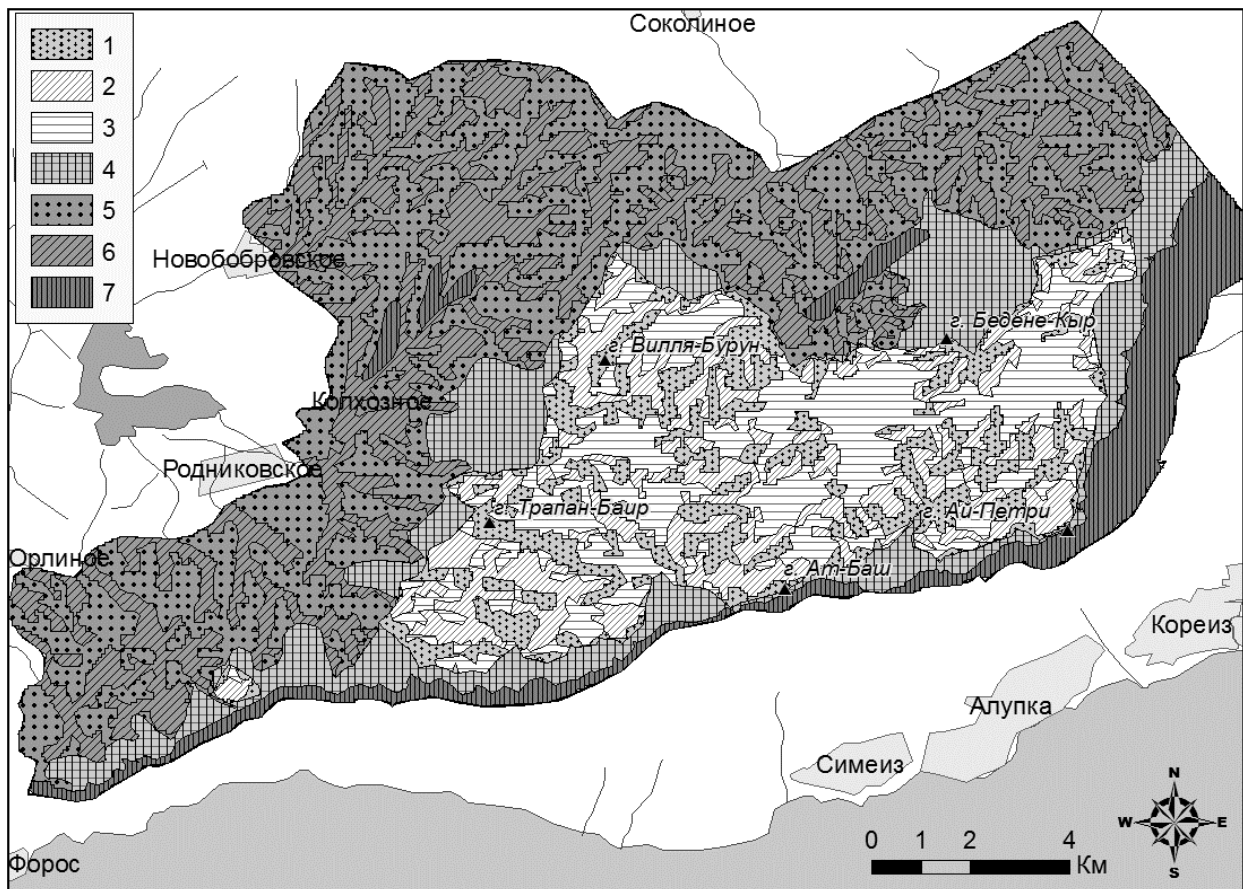


Рис.3. Частная геоморфологическая карта Ай-Петринского карстового района.

1 - Эрозионно-карстовые возвышенности и местные холмистые водораздельные гряды; 2 - карстовые замкнутые долинообразные и котловинные понижения; 3 - карстовые относительно равнинные платообразные участки с холмистыми, грядовыми возвышенностями и котловинными или ложбинными понижениями; 4 – эрозионно-карстовые верховые водосборные понижения, открывающиеся на склоны яйлы; 5 – карстово-эрозионные водораздельные гребни на склонах массива; 6 – карстово-эрозионные балки и овраги на склонах массива; 7 – карстово-гравитационные обрывистые склоны массива.

Таким образом, была разработана процедура геоморфологического картирования на основе ЦМР и построена частная геоморфологическая

карта Ай-Петринского карстового района. Выяснено, что спутниковые данные рельефа SRTM и ASTER GDEM (последние – в меньшей степени) могут служить основой для полуавтоматизированного создания посредством ГИС карстолого-геоморфологических карт в масштабе до 1:100000, что позволит существенно сократить время и повысит точность при геоморфологическом картировании.

Список литературы

1. Вахрушев Б.А. Геоморфологическая съемка и картографирование карстового рельефа // Картографія та вища школа. – 2002. – Вып. 7. – С. 21-30.
2. Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. – 2009. – № 3. – С. 36-49.
3. Дубинин М. Общее описание ASTER GDEM [Электронный ресурс]. – 2009. – Режим доступа: <http://gis-lab.info/qa/aster-gdem.html>
4. Дубинин М. Описание и получение данных SRTM [Электронный ресурс]. – 2004. – Режим доступа: <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>.
5. Иванов Б.Н. Карстовые районы Горного Крыма и их гидрогеологическое значение // Тр. I Укр. гидрогеол. совещ. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – Т. 1. – С. 35-47.
6. Иванов Б.Н. Опыт выделения естественно-исторических угодий в Горном Крыму // Научные записки Львовского гос. ун-та. – 1958. – Т.4. – Вып. 10. – С. 131-143.
7. Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Андраш В., Гребнев А.Н., Зимельс Ю.Л., Куприч П., Пронин К.К., Ридуш Б.Т. Кадастр пещер Украины: методические материалы и перечень. – Симферополь, 2008. – 75 с.
8. Нетребин П.Б. Автоматизированное построение орографической схемы Большого Кавказа в среде ГИС // Геология, география и глобальная энергия. – Астрахань: АГУ, 2010. – № 3 (38). – С. 111-115.
9. Siart C., Bubenzer O., Eitel B. Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete // Geomorphology. – 2009. – № 112. – P. 106–121.

APPLICATION OF EARTH RELIEF SATELLITE DATA IN GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF THE KARST REGIONS (BY EXAMPLE OF AY-PETRI MASSIF, CRIMEAN MOUNTAIN)

S.Tokarev, V.Naumenko

Possibilities of application of SRTM and ASTER GDEM satellite data for creation of karst geomorphological maps were examined in this work. It was revealed that SRTM data, despite of their lesser detailing, have more acceptability for relief analysis in comparison with ASTER GDEM data. A procedure of semi-automated geomorphological mapping of exposed karst regions by GIS tools was proposed. On the base of SRTM data a special geomorphological map of the Ay-Petri karst region was produced with GIS.

Keywords: DEM, karst, geomorphological map, SRTM, ASTER GDEM, morphotype of relief.

ВПЛИВ РЕЛЬЄФУ НА РОЗВИТОК І ПОШИРЕННЯ ДЕНУДАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ НА ПІВДЕННО-ЗАХІДНОМУ МАКРОСХИЛІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Хомин

Львівський національний університет імені Івана Франка

Рельєф території, як наслідок тривалої історії її розвитку відіграє визначну роль у розвитку процесів сучасного рельєфотворення. Сучасні риси рельєфу Карпат обумовлені тривалою взаємодією екзогенних процесів із сучасними тектонічними рухами. Характер і інтенсивність прояву цих процесів у значній мірі залежать від морфоструктурних і літологічних особливостей території. Досліджувана територія знаходиться в межах таких крупних морфоструктур: Вододільно-Верховинського, Полонинського і Вулканічного хребтів, Березне-Ліпшанської ерозійно-тектонічної долини і Закарпатської алювіальної рівнини. Це обумовило різноманітність морфологічних і морфо метричних особливостей рельєфу, а відповідно з цим і показників інтенсивності спектру сучасних геоморфологічних процесів.

Кросненській зоні відповідає морфоструктура Вододільно-Верховинських Карпат. У рельєфі переважають низькогірні і середньогірні хребти південно-східного напрямків із м'якими обрисами з абсолютними висотами 600-1200 м. У верхів'ї р.Ріки, в умовах поширення олігоценових відкладів абсолютні висоти досягають 1600-1700 м, спостерігається інтенсивне вертикальне розчленування території їх відносним перевищенням вододілів над тальвегами міжгірських западин до 200-250 м. Довжина схилів не перевищує 250-300 м, а їх крутизна досягає 30-40⁰. Головна роль у формуванні рельєфу у цій області належить гравітаційним процесам (обвалам, зсувам, осипам), а також ерозійним процесам і верхніх ділянках гідрографічної сітки.

Полонинські хребти охоплюють в основному Дуклянський і Поркулецький покриви Карпат, складені потужною товщею крейдового і палеогенового флішу, з переважанням щільних пісковиків. У рельєфі важливу роль відіграють полонинські поверхні вирівнювання (Цись, 1957), структурно-денудаційні форми, глибокі річкові долини. Полонинський хребет розчленований гірськими долинами на ряд морфоструктур більш низьких порядків. Між ріками Уж, Латориця і Тур'я розміщений масив полонини Рівна з максимальною абсолютною висотою 1482 м. На північ і південь він поступово понижується у вигляді своєрідних ступенів. Відносні висоти полонини – 1100-1200 м. Інтенсивне ерозійне розчленування південного схилу призвело до утворення окремих меридіональних хребтів. Для полонини характерна незначна крутизна

схилів (15-20⁰), ступінчастий профіль схилів, довжина яких досягає 700-800 м.

На схід від описаного масиву розміщена Баржавська морфоструктура, яка об'єднує масивну гірську групу в межиріччі рр. Вечі і Ріки. Вона проходить по границі Поркулецького покриву і Вигорлат-Гутинського вулканічного комплексу, включаючи зону Пенінських стрімчаків і складена масивними пісковиками і гравелітами. Конусоподібні вершини з'єднуються між собою гострими гребневими поверхнями, крутизна яких досягає 35-45⁰. Відносні перевищення над місцевими базисами денудації становлять 600-700 м.

Закарпатському внутрішньому прогину відповідає Закарпатська морфоструктура, яка поділяється на морфоструктури більш нижчих порядків – Мукачівську, Березне-Ліпшанську, Вигорлат-Гутинську і Іршавську. Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет утворився в результаті вилування лави вздовж серії поздовжніх розломів у зоні контакту Складчастої зони Карпат і Закарпатського внутрішнього прогину. Він простягається широкою половою (15-20 км) із північного заходу на південний схід на 150 км. В районі перетину хребта р.Тисою він змінює своє простягання і повертає на південь. Середні абсолютні висоти хребта 700-800 м. Найвищі розміщені в середній частині хребта і досягають 800-1000 м (г.Бужора – 10086 м). Над Чоп-Мукачівською низовиною хребет піднімається на 600-700 м. В той же час перевищення над місцевими базисами денудації досягають 150-200 м. Основною особливістю хребта є його асиметричність. На північному схилі підошва ефузивів розміщені на висоті 500-600 м, а на південному – вона не піднімається вище 200м. Крутизна південних схилів, як правило, не перевищує 15-20⁰, а їх довжина – 4-5 км. Північні схили є крутішими (25-30⁰) і коротшими (1-2 км). У рельєфі добре збереглися древні вулкани: Анталовицька Поляна, Маковиця, Борилів Діл, Бужора. Вони зберегли правильну конічну Форму, слабо розчленовані, мають однорідну геологічну будову. В четвертинний час хребет інтенсивно розчленовувався. Його вододільна лінія має складний рисунок і верхів'я долин північних і південних схилів кулісо подібно заходять одна за другу на 3-4 км. В центральній привододільній частині хребта ерозійний вріз є неглибоким, що створює добрі умови для річкових перехватів.

В результаті підпору в неогені лавовими потоками Вулканічного хребта рік південно-західного макросхилу Українських Карпат утворилась Березне-Ліпшанська (Завигорлатська) ерозійно-тектонічна поздовжня долина. Західна її частина зайнята відрізком долини р.Уж. На відтинку м.Перечин – м.Свалява протікають р. Турія (ліва притока р.Уж) і р.Пінія (права притока р.Латориці). Тут абсолютні висоти опускаються до 200-300 м. На відрізку м.Свалява – с.Довге долина зайнята р.Свалявка, а також широтною ділянкою р.Боржави. В районі с.Липецька Поляна поздовжня долина розширюється і поступово переходить у Верхньотисенську улоговину. Сучасна долина розчленована на декілька ізольованих ділянок.

В первинний рівень врізались ріки – притоки рр. Ужа, Латориці і Боржави, сформувавши при цьому ряд терасових рівнів, що відповідають терасам основних рік. Слід також відзначити, що древній алювій річкових терас різний – вулканічні породи, туф, фліш. В деяких місцях долина розширюється, утворюючи улоговини: Перечинську, Свалявську, Кушницьку, Довжанську. На рівні II і III терас інтенсивно ровиваються зсувні процеси і лінійний розмив.

На південь від Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта розташовані Мукачівська і Іршавська морфоструктури. Мукачівська морфоструктура у тектонічному відношенні відповідає Чоп-Мукачівській депресії. Її третинні відклади мають горизонтальне залягання із слабовираженою синклінальною будовою на периферії. Зверху вони перекриті неогеновими і четвертинними відкладами. Характерною рисою будови Мукачівської морфоструктури є розвиток блокової тектоніки. По тектонічних блоках проходило тривале опускання западини, яке тільки в голоцені змінилось відносним підняттям. Поверхня морфоструктури – плоска алювіальна рівнина, що при піднімається тільки в зоні контакту із Вигорлат-Гутинським вулканічним хребтом. Вона представляє собою алювіальний терасовий комплекс р.Тиси. Абсолютні відмітки в зоні вулканічного хребта досягають 115-120 м і понижуються до р.Тиси до 105 м. Для рівнини характерним є інтенсивна акумуляція твердого матеріалу, що виноситься ріками з Полонинського і Вулканічного хребтів.

На відміну від Мукачівської низовини Іршавська міжгірська улоговина розміщена всередині Вулканічного хребта між масивами Великий Діл, Тупий і Гатським відрогом. Її центральна частина лежить на абсолютній висоті 130-140 м. Походження улоговини – вулканічне. Під час вулканічної діяльності в межах Вигорлат-Гутинського хребта утворилось вулканічне пониження, що заповнилось водою. Під четвертинними відкладами гальки, піску і глини залягають пліоценові озерно-болотні відклади, представлені глинами із рослинними залишками. Формування рельєфу улоговини почалося в четвертинний час в результаті розчленування схилів ріками Іршавка, Боржава і їх притоками. Інтенсивне використання на сьогоднішній день схилів земель Іршавської улоговини призвело до значного посилення процесів площинної ерозії, які переходять у лінійний розмив і утворюють багаточленні лінійні форми (промоїни, ростучі молоді яри).

Із геолого-геоморфологічними і тектонічними особливостями досліджуваної території тісно пов'язані її морфометричні характеристики. Від 60 до 70% площі району дослідження припадає на схили крутизною 16° і більше (Перехрест та інші, 1971). В зоні Полонинського хребта переважають схили із крутизною >20° і вниз по течії рр.. Уж, Латориця, Боржава і Ріка їх крутизна поступово зменшується.

Для гірських територій величина нахилу поверхні є кількісним показником рельєфу від якого залежить потенційна енергія розвитку залежності від крутизни схилів досліджувану територію можна

Таблиця 1

Розподіл схилів в басейнах рік із різною крутизною (%)

Басейн ріки	S(км ²)	0-3 ⁰	4-5 ⁰	6-10 ⁰	11-15 ⁰	16-20 ⁰	>20 ⁰
Уж	1725	8,1	2,7	2,7	22,2	38,8	25,5
Латориця	1360	8,2	1,0	5,9	23,7	33,2	26,0
Боржава	1110	21,8	7,9	13,0	19,5	17,5	20,2
Ріка	1240	11,7	3,6	0,9	15,3	35,0	33,8

диференціювати на наступні групи:

1. Слабонахилені ділянки із крутизною до 3⁰. Займають площу від 8,1 до 21,6% всієї поверхні басейнів. В основному відповідають поверхням заплав і низьким рівням ерозійно-аккумулятивних терас. Переважають ерозійні процеси в руслах рік, акумуляція в передгірських районах при повній відсутності площинного змиву.

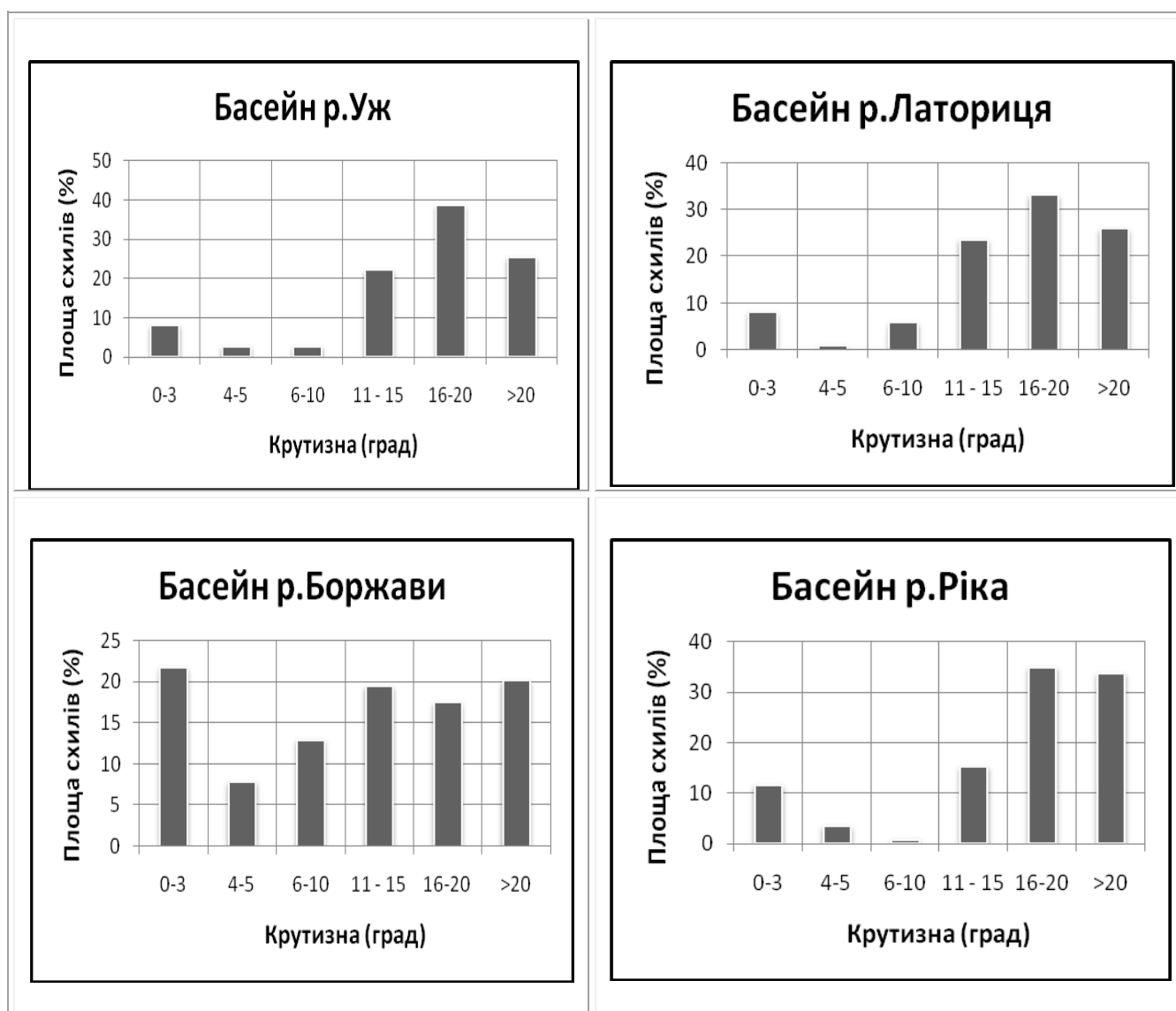


Рис.1 Гістограми забезпеченості басейнів схилами різної крутизни

2. Пологі схили з нахилами 3-5° (1,0-7,9%) розміщені, як правило, в передгірських територіях і вирівняних вершинних поверхнях Вулканічного і Полонинського хребтів. Поширені процеси площинної ерозії, інтенсивність якої збільшується в міру їх господарського використання.

3. Покаті схили крутизною 5-10° (0,9-13,0%) в основному займають південну частину Вулканічного хребта, де вони інтенсивно використовуються в сільськогосподарському обробітку і тому повсюдно поширені процеси прискореної площинної ерозії і лінійного розмиву, зсуви.

4. Сильно покаті схили з нахилами 10-15° (19,5-25,7%) займають ділянки в середньогір'ї. Вони створюють сприятливі умови для інтенсивного розвитку ерозійних процесів, особливо на ділянках з порушеним рослинним покривом. Їх використання у сільському господарстві призвело до інтенсивного розвитку лінійного розмиву і утворенню "бедленд" (Іршавська улоговина). За певних геоморфологічних умов інтенсивного розвитку набувають зсувні процеси та дефлюкція.

5. Ділянки з крутими схилами, де нахили досягають 15-20° (7,5-38,8%), займають території в середній течії рік і частково в їх верхів'ях. Тут окрім інтенсивного ерозійного впливу (лінійна ерозія, ерозія в руслах рік), починають проявлятися гравітаційні види денудаційних процесів, зростає інтенсивність дефлюкційного зміщення.

6. Сильно круті схили крутизною більше 20° (20,2-33,8%) характерні для верхів'їв рік, водотоків I-II порядків зоні середньогір'я. Основними видами сучасних геоморфологічних процесів виступають обвально-осипні, фізичне вивітрювання скальних відслонень, інтенсивне ерозійне врізання водотоків I-II порядку, частково зсуви і за певних умов – делювіальний змив.

Із сказаного можна зробити висновок, що в міру збільшення крутизни схилів суттєво збільшується спектр ерозійно-денудаційних процесів, змінюється роль окремих видів процесів у переформуванні сучасного рельєфу.

Суттєвий вплив на величину і спектр процесів сучасного рельєфотворення відіграє висотне положення території. Середня абсолютна висота досліджуваних басейнів змінюється від 381 м (р.Боржава) до 661 м (р.Ріка).

Таблиця 2

Розподіл площ басейнів рік за висотними зонами (%)

Басейн ріки	S(км ²)	160-240 м	241-320 м	321-400 м	401-800 м	801-1200 м	1201-1600 м
Уж	1725	2,9	10,5	15,5	55,1	13,7	0,3
Латориця	1360	8,4	7,9	11,0	56,6	14,6	1,5
Боржава	1110	2,7	10,8	13,7	52,2	10,9	0,7
Ріка	1240	4,2	5,9	6,8	55,0	28,0	0,1

Із висотними рівнями рельєфу чітко пов'язується морфологічна поясність сучасних геоморфологічних процесів (Кравчук, 1982), а також направленість їх розвитку. Як видно із таблиці 2 і рисунка 2 на території дослідження основні площі займають висотні рівні в інтервалі 400-800 м, доля яких для всіх басейнів перевищує 50%. Для цього рівня при певних фізико-географічних умовах і геолого-геоморфологічних особливостях характерним є розвиток та поширення зсувних процесів, дефлюкція, інтенсивна ерозія на схилах і в руслах рік.

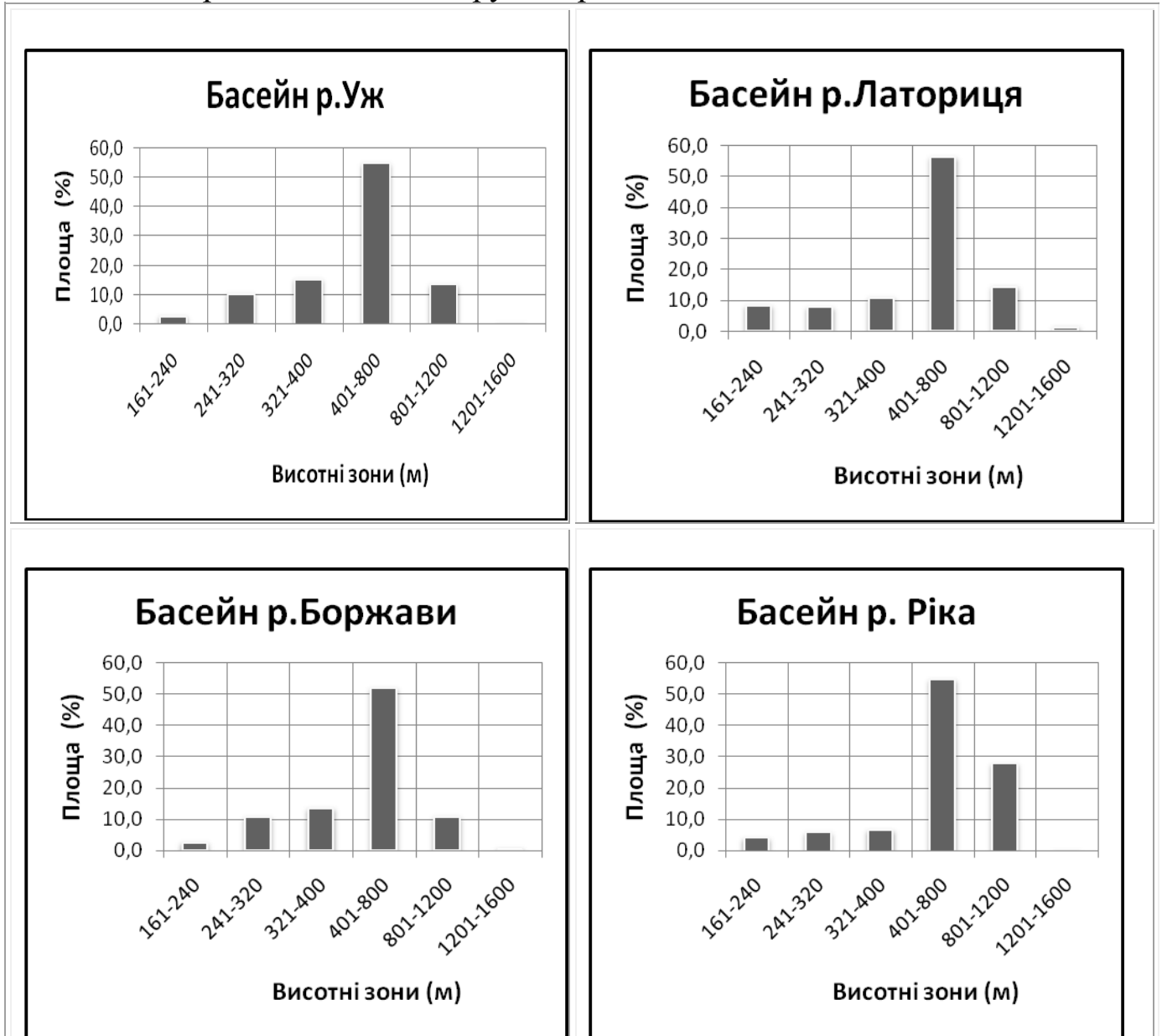


Рис.2 Гістограми забезпеченості басейнів зонами з різними гіпсометричними рівнями

Для більш детальної оцінки впливу рельєфу на розвиток, поширення і динаміку денудаційних процесів вибрана ключова ділянка в районі смт. Довге (Іршавський район), площа якої складає 400 км² і охоплює відроги Полонинського хребта, Березне-Ліпшанську ерозійно-тектонічну поздовжню долину, вулканічний хребет Великий Діл і комплекс ерозійно-аккумулятивних терас р.Боржави. За відомими методиками (Спірідонов,

1970, Червяков, 1978) складено серію крупно масштабних морфометричних карт, яка включає карти крутизни і довжини схилів, перевищення над місцевими базисами денудації, густоти ерозійного розчленування і доли тимчасових водотоків в загальному розчленуванні рельєфу.

В межах досліджуваної території на схили крутизною до 3° припадає близько 13% всієї площі, що приблизно відповідає площі заплави і поверхням I і II акумулятивних терас р.Боржави. Аналіз карти показує, що основна частина території зайнята схилами крутизною $10-20^{\circ}$ (41%). Максимальні нахили переважають у верхів'ї р.Кушниця (відроги Полонинського хребта), середній течії рік III-IV порядків у Вулканічному хребті. Для вододільних ділянок хребтів характерна крутизна схилів не більше $7-10^{\circ}$. Слід відзначити, що в даному районі основна площа сільськогосподарських угідь розміщена в долині р.Боржави, тобто на схилах із крутизною до 3° . Тому процеси прискореної площинної ерозії тут практично відсутні. Виключення складають землі на схилах Іршавської улоговини крутизною до $7-12^{\circ}$, які використовуються в сільськогосподарському обробітку, в основному під посадки виноградників. Це обумовило прискорений розвиток площинної ерозії і лінійного розмиву. Для гірських заліснених районів збільшення крутизни схилів призводить до зростання доли гравітаційних (обвальних, обвально-осипних, зсувних) процесів у спектрі сучасного рельєфотворення.

Розвиток та поширення сучасних геоморфологічних процесів в значній мірі залежить також від показників горизонтального і вертикального розчленування території. Ділянки із густотою ерозійної сітки 3 км/км^2 і більше займають в даному районі 35% загальної площі, що свідчить про значну розчленованість території і створюються сприятливі передумови для інтенсивного розвитку ерозійно-денудаційних процесів.

При порівнянні карт крутизни схилів і горизонтального розчленування простежується чіткий взаємозв'язок між цими параметрами. Можна виділити ряд найбільш типових районів: межиріччя рік Тросна і Свинка, при середній крутизні схилів 28° величина горизонтального розчленування досягає $5,7 \text{ км/км}^2$; північна околиця с.Кушниця, (26°) – $4,8 \text{ км/км}^2$; нижня течія р.Броньки (30°) – $5,1 \text{ км/км}^2$. Особливо виділяється район максимального розчленування, що проходить по північних відрогам Вулканічного хребта і співпадає з зоною Закарпатського глибинного розлому. Мінімальні ж значення показників горизонтального розчленування і крутизни схилів приурочені до південних схилів Вулканічної гряди і долин крупних рік.

Аналіз карти довжини схилів показує, що їх максимальна довжина лише інколи перевищує 1000 м. В основному ж в районі переважають схили довжиною 250-500 м, які займають більше 70% площі. Середньозважена довжина схилів складає 295 м. Короткі (до 250 м) схили характеризуються прямим поздовжнім профілем і значною крутизною ($20-25^{\circ}$). Тому вони в значній мірі піддаються впливу гравітаційних процесів.

В умовах достатньо високої лісистості (>65%) на цих схилах інтенсивні процеси площинної ерозії практично відсутні. Спостерігається переважно розвиток лінійних ерозійних форм (звори). Довгі (>250 м) схили мають випуклий і випукло-ввігнути профілі. Крутизна їх коливається в межах 3-15⁰. Значна площа цих схилів використовується під сільськогосподарський обробіток і будівництво. Тому значного розвитку набула прискорена антропогенна ерозія. Результати польових досліджень показують, що зони максимального змиву розміщені на відстані 200-300 м від вододілу, тобто на контактній верхньої і середньої частини схилів. Крім процесів площинної і лінійної ерозії на схилах крутизною більше 12⁰ при сприятливих гідрогеологічних умовах розвиваються зсувні процеси, представлені значними по площі зсувами і зсувними цирками (с.Приборжавське, с.Ільниця, с.Керецьки).

Важливою морфометричною характеристикою, що обумовлює потенційну енергію рельєфу до процесів денудації виступає величина перевищення рельєфу над місцевими базисами денудації. Однак дія цього показника на розвиток процесів рельєфотворення проявляється тільки при комплексному впливі ряду інших показників, які в свою чергу є похідними від нього (крутизна і довжина схилів, форма їх поздовжнього профілю). Майже половина площі території (52%) має відносне перевищення над місцевими базисами денудації 50-75 м. Найбільші перевищення (до 100-150 м) відмічені на ріках III-IV порядків. Для контурів із відносними перевищеннями 0-75 м властиві в основному розвиток гравітаційних процесів, ерозія в руслах рік; в поясі 75-125 м – зсувні та ерозійні процеси, дефлюкція; у поясах із перевищеннями більше 125 м (верхні вирівняні частини схилів) – розвиток делювіального змиву, який нерідко переходить в лінійний розмив, дефлюкція.

Аналіз отриманих результатів показує, що морфометричні показники рельєфу разом із його геолого-геоморфологічними особливостями на досліджуваній території є одним із основних факторів, що обумовлюють просторово-часову диференціацію денудаційних процесів, їхню інтенсивність, спектр і направленість розвитку.

Список літератури:

1. Кравчук Я.С. Залежність сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу. //Вісн. Львів., ун-ту. Сер. геогр. -1982, - Вип. 13, -С. 14-18.
2. Перехрест С.М. та інші. Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах та засоби боротьби з ними. –К.: Наукова думка, 1971, -197 с.
3. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. –М.: Высшая школа, 1970. – 456 с.
4. Цысь П.Н. Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат. //Геол. сб. Львов. геолог. об-ва, 1957, - N , -С.313-380.

5. Червяков В.А. Концепция поля в современной географии. – Новосибирск: Наука, 1978. -149 с.

Хомин Я.Б. Вплив рельєфу на розвиток та поширення денудаційних процесів на південно-західному маросхилі Українських Карпат. На основі аналізу морфометричних картосхем (горизонтального і вертикального розчленування, крутизни схилів) досліджено їх вплив на розвиток, поширення, спектр і інтенсивність розвитку денудаційних процесів на південно-західному макросхилі Українських Карпат.

Ключові слова: рельєф, морфоструктура, денудаційні процеси, морфометричні карти.

ЗМІСТ

<i>Бортник С., Погорільчук Н.</i> Інтерференційні лінзи та морфоструктурні вузли території України	3
<i>Бортник С., Лаврук Т.</i> Морфоструктурна позиція зони Вранча у Карпатах та її вплив на сейсмічність Карпатського регіону	13
<i>Gębica P., Andrejczuk W., Krapiec M., Ridusz B.</i> Pierwsze wyniki datowań młodoholocenijskich aluwów w dolinie Bagna w dorzeczu Siretu (Bukowińskie Podkarpackie, Ukraina)	17
<i>Ковальчук І.</i> Актуальні питання стаціонарних та експериментальних досліджень сучасних геоморфологічних процесів в Україні	23
<i>Кравчук Я.</i> Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком	41
<i>Krupa J., Kalicki T.</i> Transformacja doliny i koryta Czarnej Nidy (Góry Świętokrzyskie, Polska) w późnym Vistulianie i holocenie	53
<i>Lajczak A.</i> Contemporary flood frequency, fluctuations and trends of changes in water discharge in the piedmont course of the Vistula river – geomorphological consequences, Southern Poland	60
<i>Стецюк В., Ступник Я.</i> Духовна функція рельєфу як новий аспект сенсибельності геоморфології	70
<i>Черваньов І.</i> Світові тренди «соціальної геоморфології» на тлі вітчизняних здобутків	82
<i>Амеличев Г., Климчук А., Тимохина Е., Токарев С.</i> Геоморфология и палеогеография гипогенного карста в долине р. Биюк-Карасу (Предгорный Крым)	94
<i>Богущький А., Ланчонт М., Ситник О., Мадейська Т., Томенюк О., Кусяк Я., Яцишин А., Дмитрук Р.</i> Єзуїль VII–IX – нові розрізи плейстоценових відкладів Галицького Придністер'я	104
<i>Богущький А., Ланчонт М., Ситник О., Мадейська Т., Томенюк О., Яцишин А., Дмитрук Р., Кусяк Я., Федорович С.</i> До проблеми «леси і тераси»	115
<i>Байрак Г., Зозуля М.</i> Геоморфологічні особливості Межибродського комплексу скель у Верхньодністерських Besкидах	125
<i>Brzezińska-Wójcik T., Yavorskij B., Chabudziński Ł.</i> Zależności pomiędzy przestrzennym rozmieszczeniem lineamentów a cechami budowy geologicznej i rzeźby Roztocza w świetle dotychczasowych badań ...	133

<i>Благітко Б., Гошовський В., Дзендзелюк О., Книш І., Кушнір О., Ра- бик В., Шувар Р.</i> Програмно-апаратний комплекс для моніторин- гу та прогнозування метеоданих	150
<i>Брусак В., Баюнова Б.</i> Пам'ятки неживої природи Галицького райо- ну Івано-Франківської області: сучасний стан та перспективи екотуристичного використання	158
<i>Волошин П.</i> Інженерно-геоморфологічна характеристика Урицьких скель.....	172
<i>Więjaczka Ł.</i> Akumulacja materiału zawieszinowego w zbiorniku Klimkówka (Polskie Karpaty)	181
<i>Więjaczka Ł., Kiszka K.</i> Metody oceny wielkości abrazji brzegowej w górskim zbiorniku retencyjnym	189
<i>Гнатюк Р.</i> Десять позицій за річкове походження верхніх (супіща- но-суглинистих) горизонтів плейстоценових терас Українського Передкарпаття та Середнього Придністер'я (частина 3)	203
<i>Гнатюк Р., Зінько Ю.</i> Аналіз і природоохоронна оцінка морфологічної різноманітності рельєфу Західної України	219
<i>Горішній П., Пекар М.</i> Асиметрія схилів долин північної частини Бистрицько-Тлумацького межиріччя	227
<i>Грабовський В., Дзендзелюк О., Трофімук А.</i> Вплив рельєфу тери- торії Українських карпат на їх радіоактивне забруднення	236
<i>Дудич В., Марчак А.</i> Морфоструктури гірських масивів Свидівець і Чорногора	245
<i>Зінько Ю., Кравчук Я., Хомин Я., Петрик Т., Шевчук О.</i> Геоконсерваційна оцінка та організаційно-територіальне планування геопарку «Вулканічні Карпати»	258
<i>Зінько Ю., Скакун Л., Проць Я.</i> Обґрунтування української частини транскордонного геотуристичного шляху «Гео-Карпати»	274
<i>Іваник М.</i> Зледеніння Північної Камчатки і його вплив на розвиток річкової мережі	285
<i>Карпенко Н., Кишенюк А., Кокіш А.</i> Геоморфологічна будова басейну озера Бребенескул	290
<i>Слатчук В.</i> Видобування нафти і газу на Гуцульщині в другій половині ХІХ – першій третині ХХ століття	297
<i>Слатчук М.</i> Чинники активізації екзогенних геоморфологічних процесів в гірській частині басейну ріки Прут	308
<i>Кравчук Я., Чалик В.</i> Типологічні особливості Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат	318

<i>Кравчук Я., Чалик В.</i> Геоморфологічна регіоналізація Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат	329
<i>Krocak R., Partyka J., Soja R.</i> Środowiskowe uwarunkowania działalności człowieka na obszarze małych dolin rzecznych w okolicach Krakowa	340
<i>Пилипюк А., Цвид Н.</i> Вплив рельєфу на лавинно-льодовикову діяльність Мармароського масиву	356
<i>Тимохина Е., Климчук А., Амеличев Г.</i> Ключевые вопросы карстогенеза внутренней гряды Горного Крыма	365
<i>Токарев С., Науменко В.</i> применение спутниковых данных о рельефе Земли в геоморфологическом картировании карстовых районов (на примере массива Ай-Петри, Горный Крым)	375
<i>Хомин Я.</i> Вплив рельєфу на розвиток і поширення денудаційних процесів на південно-західному макросхилі Українських Карпат	384
<i>Шевчук О.</i> Геоосвіта як важливий напрям діяльності геопарків	394

Збірник наукових праць

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

Комп'ютерне верстання *Наталії Лобач*

Дизайн обкладинки *Ігор Дикий*

Формат 60 x84 /16.

Друк офс. Ум. друк арк. 23,7. Тираж 300 прим. Зам. 261.

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, Львів, 79000.

Свідоцтво

про внесення суб'єкта видавничої справи до
Державного реєстру видавництв, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції,
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.