

МОРФОСКУЛЬПТУРА СОЛОТВИНСЬКОЇ УЛОГОВИНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Кравчук, Василь Чалик

Львівський національний університет імені Івана Франка

Вступ. Загальні принципи виділення та аналізу морфоскульптур гірських і рівнинних територій, в утворенні яких провідна роль належить екзогенним процесам, розроблялися багатьма дослідниками. Розподіл екзогенних процесів відображає переважно сучасну і давню фізико-географічну або кліматичну зональність.

Рельєф Українських Карпат відповідно до морфокліматичної зональності, зараховують (Цись, 1970) до зони поширення успадкованої флювіальної (ерозійної та акумулятивної морфоскульптури). Серед різноманіття флювіальної морфоскульптури в межах Солотвинської улоговини можна виділити елементи реліктових і сучасних форм.

До реліктових елементів морфоскульптури у Солотвинській улоговині відносили залишки денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь (Кичерська, Скридейська, Боронявська). Великими за площею успадкованими елементами морфоскульптури є долини рік Тиси, Ріки, Терєблі, Терєсви, Апшиці та інших з розвинутим комплексом акумулятивних та ерозійно-акумулятивних терас. До сучасних елементів морфоскульптури Солотвинської улоговини відносимо форми, які створені ерозійно-акумулятивною діяльністю річок в межах русел, заплав і низьких терас, а також тимчасовими водними потоками. Okремо варто виділити схили з панівними сучасними рельєфоутворювальними процесами (обвальні-осипні, зсувні, площинного змиву та ін.). На окремих ділянках улоговини поширені форми гологенного карсту.

У цій статті дається характеристика двох типів морфоскульптур, виокремлених у межах Солотвинської улоговини: 1) *давніх денудаційних та денудаційно-акумулятивних поверхонь вирівнювання і терас*; 2) *схилів, з переважаючими на них рельєфоутворювальними процесами*; 3) *сучасні елементи морфоскульптури*.

Давні денудаційні та денудаційно-акумулятивні поверхні і тераси.

Найдавніша денудаційна поверхня Солотвинської улоговини була виділена Г.П. Алфер'євим (1950) під назвою «Кичерського рівня» в басейнах рік Апшиці, Терєсви і Терєблі. Кичерською поверхня названа по переважаючих тут вершинах (Перєсницька Кичера, Підплєшська Кичера, Вільховецька Кичера, Біловарецька Кичера, Кривська Кичера та ін.). Простежується по рівновисотних вододілах і окремих вершинах на абсолютних висотах 500-700 м, відносні перевищення коливаються в межах 200-300 м. Абсолютні і відносні висоти поступово понижуються з північного сходу на південний захід.

Найбільші за площею фрагменти Кичерської поверхні зосереджені у східній частині Солотвинської улоговини. Ширина привододільних виположених ділянок досягає 80-120 м. На загальному фоні іноді досить чітко виступають окремі вершини з абсолютними висотами більше 700 м (г. Клева, 802,7 м; г. Басхеу, 741,7 м; г. Боулуй, 775,5 м; г. Дарола, 753,9 м та ін.), у будові яких беруть участь конгломерати.

Пізніше межі Кичерської поверхні були розширені (Гофштейн, 1964) на південно-західні схили Полонинського хребта, зокрема перед фронтом Вигорлат-Гутинського хребта, а також Полонини Красної, Свидовецького масиву і Стрімчакових зон (Кравчук, 2008,2012).

При визначенні віку Кичерської поверхні більшість дослідників обмежували діапазон часу її утворення раннім панонієм–верхнім пліоценом. При цьому основна проблема зводилась до того, яке співвідношення Кичерського рівня з ефузивами Вигорлат-Гутинського пасма.

А. Спіридонов (1952) [21] і П. Цись (1957) вважали, що вулканічні породи перекривають Підполонинську поверхню вирівнювання, яка утворилася до формування Кичерської. Т. Піотровська (1964,1966) і І. Гофштейн (1964) вважали, що лави Вигорлат-Гутинського хребта перекривають Кичерську поверхню на рівні 500-600 м (в околицях с.с. Липецька Поляна і Яблунівка вулканічні лави лежать на слабо нахиленій поверхні висотою 600-620 м) і на цій основі роблять висновок про доплейстоценовий її вік. Але при цьому варто відзначити, що висота подошви ефузивів на протязі Вигорлат-Гутинського хребта не є однаковою. В багатьох місцях подошва вулканічних порід опускається нижче русла сучасних річок (долина р. Тиси біля с. Велятин і в районі Хустських Воріт). В Чоп-Мукачівській западині за даними Т. Піотровської, подошва ефузивів не піднімається вище 200 м над рівнем моря. Приведені дані свідчать про різку диференційованість неотектонічних рухів Вулканічного пасма у плейстоцені. Якщо ж відзначити, що в околицях сіл Липецької Поляни і Яблунівки, які розміщені в зонах глибинних розломів, де зафіксовані дуже великі для Солотвинської улоговини показники неотектонічних піднять, то виникають труднощі при співставленні Кичерської денудаційної поверхні з вулканітами Вигорлат-Гутинського хребта (Чалик, 1971). Через це В. Чалик вважає, що при встановленні віку Кичерського рівня краще орієнтуватися на залишки і сліди давнього алювію, які збереглися на однакових гіпсометричних рівнях у Солотвинській улоговині. Такими рівновисотними вершинами є г. Скридей (485,0 м), г. Біловарецька Кичера (554,8 м), г. Полонинка (511,0 м), вік алювію на яких більшість дослідників визначали як верхньопліоценовий–нижньоплейстоценовий.

Одним з найпоширеніших методів встановлення віку поверхонь вирівнювання, особливо для гірських і передгірних областей, є метод кореляційних зв'язків між денудаційними ділянками та акумулятивними товщами. При цьому численними дослідженнями, зокрема Д. Тімофєєва (1979), було встановлено, що не завжди тонкоуламковий склад акумулятивних відкладів свідчить про вирівнювання в областях зносу. Так само наявність

рівновисотних вершин на межиріччях пояснюють ярусністю рельєфу (Ананьєв, 1981), але при цьому зазначають, що ярусність межиріччя Карпат є реліктовою, виникла в пізньому міоцені–ранньому пліоцені і була омолоджена тектонічними рухами в пліоцен-четвертинну епоху.

Заслугує на увагу позиція А.П. Дедкова та ін. (1974), які виділяють на межиріччях поверхні первинні (сюди віднесені і поверхні вирівнювання) і поверхні зниження. До основних ознак, за якими відрізняють поверхні зниження від поверхонь вирівнювання відносять: вододіли на поверхнях зниження мають округло-випуклу або гребенеподібну форму, практично відсутня кора вивітрювання, відносні висоти не виявляють чіткої залежності від їх ширини.

Найдостовірніші дані про вік поверхонь вирівнювання отримуємо тоді, коли денудаційні ділянки поверхонь вирівнювання зникають з акумулятивними. В Українських Карпатах прикладами таких варіантів є злиття пліоцен-плейстоценових педиментів Передкарпаття з одновіковими денудаційно-акумулятивними поверхнями (Кравчук, 1972, 1999). Подібне спостерігаємо і в межах Закарпаття вздовж Вулканічного пасма та Стрімчакової зони (Гофштейн, 1995; Кравчук, 2008, 2012; Кравчук, Хомин, 2011).

Вважаємо, що у Солотвинській улоговині доцільно виділяти *Кичерську денудаційну і Скридейську денудаційно-акумулятивну поверхні*. Вирівняні ділянки Кичерської денудаційної поверхні (переважно педименти) зустрічаються на абсолютних висотах 600-750 м, відносних – 250-400 м у Апшице-Угольському низькогір'ї та Апшице-Тересвинській денудаційно-ерозійній височині. Її формування (з дотриманням МСШ-2004) могло розпочатися з кінця верхнього міоцену, коли у східній–північно-східній частині улоговини утвердився континентальний режим, і закінчитися у пліоцені (понт-пліоценовий вік).

Скридейська денудаційно-акумулятивна поверхня окремими фрагментами представлена на межиріччях Тересви–Тереблі–Ріки. Її передбачуваний вік за даними палінологічного аналізу (Піотровська, 1966) верхньопліоценовий–нижньоплейстоценовий. Г. Раскатов (1966), І. Гофштейн (1995) за даними петрографічного аналізу та співставлення давніх терасових рівнів Карпат вважали вік алювію на г. Скридей верхньопліоценовим. Поодинокі фрагменти цих поверхонь на межиріччі Тереблі–Ріки (г. Скридей), Тересви–Тячівця (г.г. Полонинка і Біловарецька Кичера), можна вважати також останцями давніх пліоценових терас. Гіпсометрично (абсолютні висоти 450-550 м) з ними співставляються на межиріччі Тересви–Тереблі численні ділянки субгоризонтальних поверхонь, на яких відсутній алювій.

Боронявська денудаційно-акумулятивна поверхня. У західній частині Солотвинської улоговини західніше долини р. Байлової на абсолютних висотах 300-350 м фіксується рівень давньої денудаційно-акумулятивної поверхні (тераси). Від вище розміщеного Скридейського рівня відділяється добре помітним у рельєфі уступом-схилом висотою 60-100 м. Фрагменти Боронявської поверхні добре збереглися північніше і північно-східніше с.

Боронява (г. Дреутна, 379,0 м; значна частина вододілу Байлової–Бороняви), а також на вододілі Ріки–Хустця (г. Плоска, 367,0 м) північніше с. Нанково. Ширина вирівняних ділянок поверхні становить 200-300 м, місцями 500-600 м. Відносні перевищення до русел головних рік коливаються в межах 170-200 м.

Потужність алювію Боронявської поверхні південніше г. Скридей досягає 15-17 м. Під товщею жовтобурих (в нижній частині вохристо-бурих) суглинків (4-5 м) залягає валунно-галечниковий шар потужністю 10-12 м. Галька і валуни діаметром 10-30 см, рідко – 40-70 см. Поблизу г. Дреутної під жовтобурими та іржавими суглинками (3-4 м) залягає шар гальки і валунів у суглинистому заповнювачі (потужністю 6-8 м). У валунно-галечниковій верстві переважає велика галька і дрібні валуни (Чалик, 1974).

У відслоненні на г. Плоска під іржаво-бурими суглинками і глинами потужністю 2-3 м залягає шар середнього і дрібного галечника з включеннями дрібних і середніх валунів (15-25 см) потужністю 8-10 м.

Петрографічний склад алювію Боронявської поверхні характеризується однорідністю. У складі гальки і валунів переважають світлі кременисті пісковики і кварцити. При цьому, як відзначив І. Гофштейн (1964, 1995), спостерігається збільшення матеріалу флішових порід і поява порід мармароського метаморфічного комплексу (до 5 %), що відрізняє його від складу галечників Скридейської денудаційно-аккумулятивної поверхні.

Найбільший відсоток (20-25 %) гальки метаморфічних порід з кристалічного масиву (кварцево-графітові і кварцево-слюдяні сланці, білий і напівпрозорий кварц) зафіксовано у старшій за віком від Боронявської Шардинській (Велико-Копанській) денудаційно-аккумулятивній поверхні, яка займає найбільшу площу (140 км²) на межиріччі Боржави–Тиси (Гофштейн, 1995). Більшість дослідників (Гофштейн, 1964, 1985; Чалик, 1970; Демедюк, 1982; Кравчук, 2012) вік Боронявської поверхні вважали нижньоплейстоценовим (еоплейстоценовим), а Шардинську (Велико-Копанську) датували кінцем верхнього пліоцену–початком нижнього плейстоцену (М. Демедюк – нижнім плейстоценом).

Поява мармароської гальки в алювії Шардинської поверхні свідчить про посилення розмиву Мармароського Кристалічного масиву р. Тисою і поступове сповільнення розмиву при формуванні Боронявської поверхні. З часом формування цієї поверхні пов'язане деяке похолодання, що знизило енергію річок. Свідченням цього вважають (Чалик, 1970) зміну забарвлення алювіальних суглинків з переважаючим жовто- і вохристо-бурим кольором на менш яскравий, ніж в суглинках давнішої Скридейської поверхні.

В результаті диференційованих неотектонічних рухів протягом плейстоцену Боронявська денудаційно-аккумулятивна поверхня була піддана інтенсивному ерозійному розчленуванню, яке супроводжувалося перевідкладанням алювію на нижчі терасові поверхні. На межиріччі Байлової–Ріки привододільні поверхні і схили річкових терас покриті розсипами гальки та валунів. Аналіз давнього алювію в цьому регіоні свідчить про кількаразову перебудову плейстоценової гідросітки в басейнах р.р. Терєблі і Ріки.

Схили екзогенного походження. В основу характеристик схилів Солотвинської улоговини взяті класифікації С.С. Воскресенського (1971) і Д.А. Тимофєєва (1978). Схили екзогенного походження займають домінуюче положення в межах улоговини. При розгляді їх як морфоскульптурних елементів рельєфу, особливо в геосинклінальних областях, варто пам'ятати, що в переважній більшості своїм виникненням вони зобов'язані тектонічним рухам.

Для Солотвинської улоговини характерна досить висока густина горизонтального розчленування – на показник в інтервалі 1,6 км/км² припадає 92,4 % її площі (Кравчук, Чалик, 2012). Площа схилів перевищує 80 % території улоговин, субгоризонтальні поверхні – менше 20 % (переважно поверхні низьких і середніх терас і привододільні ділянки межиріч).

Залежно від характеру екзогенних рельєфоутворювальних процесів в межах Солотвинської улоговини, можна виділити наступні види схилів: 1) *обвально-осипні*; 2) *зсувні*; 3) *слабкого та інтенсивного площинного змиву*. Для встановлення зв'язків між характером прояву морфодинамічних екзогенних процесів і морфологією схилів, були використані класифікації схилів за крутістю та довжиною схилів. Класифікація крутості схилів для Українських Карпат була розроблена колективом кафедри геоморфології Львівського університету при проведенні геоморфологічної зйомки в 1965-1969 р.р. Були виділені такі категорії схилів за крутістю: похилі (1-3°), слабо спадисті (3-5°), спадисті (5-8°), сильно-спадисті (8-12°), круті (12-17°), дуже круті (17-25°), надзвичайно круті (25-35°), урвищні (35-60°) і прямовисні (понад 60°).

Для якісної характеристики схилів за довжиною використовувалася класифікація С. Воскресенського (1971), який виділив три види схилів: довгі схили (більше 500 м), схили середньої довжини (500-50 м) і короткі схили (менші 50 м).

Обвально-осипні схили в Солотвинській улоговині мають обмежене поширення у північно-східній частині і приурочені переважно до надзвичайно крутих і урвищних ділянок глибоко врізаних потоків і куєстових гребенів. Ці схили, переважно, короткі (до 50 м) і прямі, іноді ввігнуті. На ввігнутих схилах добре виділяється верхня денудаційна частина і нижня – акумулятивна. Біля підніжжя обвально-осипних схилів утворюються малопотужні конуси з дрібноуламкового матеріалу з включенням брил до 1-3 м діаметром.

Потужність давніх і сучасних осипних конусів, складених щебнисто-дрібноуламковим матеріалом, іноді галечниково-валунним, становить від 1-3 до 5-8 м. У відкладах обвалів зустрічаються брили до 3-5 м діаметром.

Більшість цих ділянок приурочена до смуг виходів пісковиків, конгломератів і туфів у фронтальній частині куєст, а також до крутих та урвищних стінок закинутих кар'єрів.

Зсувні схили зосереджені переважно у центральній і східній частинах Солотвинської улоговини. Вивченню зсувних схилів улоговини, їх класифікації і господарській оцінці були присвячені численні праці І.Л. Соколовського в сорокові-сімдесяті роки минулого століття. До сприятливих умов

зсувоутворення І. Соколовський (1973, стор. 175) відносив: глибоко розчленований ерозійно-тектонічний рельєф з різницею висот до 300-400 м; значну поширеність сланцюватих, карбонатних, слюдистих глин міоценового віку, які переверстовуються з пісковиками та конгломератами; велика кількість атмосферних опадів переважно у вигляді дощів.

Розвиток зсувів приурочений переважно до сильно спадистих і крутих схилів (від 8-12° до 17-25°). Створенню схилів з такою крутизною сприяло переміщення вниз глинистих порід.

Зсувні схили мають нерівну, дрібногорбкувату, іноді східчасту поверхню з численними дугоподібними стінками відриву і тріщинами. Профіль зсувних схилів найчастіше східчасто-ввігнутий. Морфологія зсувних схилів ускладнюється наявністю зсувних цирків, які зосереджені у верхів'я, невеликих потоків і зворів, де виклинюються підземні води у вигляді мочажин і низькодебітних джерел низхідного типу.

Серед сучасних зсувних схилів зустрічаються ділянки з давніми, часто стабілізованими зсувами. Реліктові зсуви відрізняються масивністю і глибиною захвату, завдяки чому вони збереглися в сучасному рельєфі. Вік давніх зсувів відносять до кінця плейстоцену і пов'язують з кліматичною осциляцією між вюрмським пізньольодовиків'ям і першою теплою пізньольодовиковою фазою.

Дуже часто спостерігалися випадки активізації давньозсувних схилів після періодів затяжних інтенсивних дощів (Болюх, Чалик, 1970).

До такого типу зсувів належить зсув на правому схилі долини р. Тересви в околицях с. Біловарці. Довжина ділянок зсувних схилів перевищує 1 км, висота стінок відриву становить від 50-60 до 100 м при ширині 300-350 м.

Крім гідрогеологічних та кліматичних чинників, періодичну активізацію зсувних процесів пов'язують з активними сучасними тектонічними рухами і землетрусами. Так наприклад, в околицях м. Тячева і смт. Тересви зафіксовані землетруси магнітудою більше 5 балів.

Схили площинного (делювіального) змиву практично охоплюють майже всю територію улоговини. За Є.В. Шанцером (1966) схиловий стік не проходить суцільним рівномірним шаром, а окремими струменями, кожний з яких старається виробити власну індивідуальну ерозійну улоговинку (цьому сприяють мікрорельєфні зниження і підвищення на схилах), але сумарний ефект їх діяльності зводиться до загального рівномірного пониження всієї поверхні схилу. Цю форму схилового змиву, яку називають струменистою або дрібновибоїнною, Є. Шанцер вважає різновидністю того ж площинного змиву.

До загальних факторів, які впливають на інтенсивність площинного змиву, відносять: а) крутизну і довжину схилу (на крутіших і довших схилах змив сильніший); б) експозицію схилу (на сонячних схилах змив інтенсивніший); в) стан ґрунту в період стоку; г) тип ґрунту.

Сучасні елементи морфоскульптури. Найголовнішими сучасними екзогенними процесами, які формують відповідні морфоскульптури є: ерозійно-аккумулятивна діяльність рік, площинний змив, яркова ерозія, сельові, зсувні, обвальні-осипні і карстові явища (Цись, 1968, стор. 60). Активізація

сучасних екзогенних процесів пов'язана з роками надмірного зволоження, а також з господарською діяльністю людини.

На території Солотвинської улоговини утворення мезо- і мікроформ рельєфу ерозійно-аккумулятивною діяльністю річок і потоків відбувається за рахунок глибинної і бокової ерозії одних ділянок і аккумуляції перенесеного матеріалу на інші ділянки (конуси виносу, наноси дрібнозему, гравію і гальки на поверхню заплав і низьких терас).

Вивчення закономірностей розвитку, поширення, а також стаціонарні дослідження сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів в Українських Карпатах, зокрема і в Солотвинській улоговині, проводилися співробітниками кафедри геоморфології Львівського університету у 1965-1970 рр. і 1985-1992 рр. на замовлення Міністерства лісової і деревообробної промисловості та Закарпатської ГРЕ.

Варто відзначити, що підмив і розмив берегів у басейнах р.р. Тиси, Тересви, Терєблі та Ріки в період паводків і зливових дощів найінтенсивніше повторювався на одних і тих же ділянках долин. У долині р. Тересви періодично підмивається лівий берег (четверта надзаплавна тераса) у с. Нересниця і правий берег (висока заплава) на південній околиці. Корінні схили підмиваються на правому березі південніше с. Добрянське, а на лівому березі біля с. Крива – друга надзаплавна тераса. У долині р. Тиси активний підмив правого берега спостерігається біля смт. Солотвино, с. Грушево, м. Хуста. На правобережжі р. Терєблі підмивається корінний схил між с.с. Чумальово і Дулово. Численні локальні підмиви берегів є в долинах р.р. Ріки, Апшиці та ін. Дуже часто підмив берегів супроводжується виникненням зсувів на схилах і цокольних терасах.

На схилах і в терасованих долинах Солотвинської улоговини багато мезо- і мікроформ рельєфу, створених тимчасовими водотоками (яри, водорії, борозни). Більшість ярів і водоріїв розвиваються на похилих майданчиках середніх і високих терас та незаліснених схилах з досить потужною товщею делювіальних і делювіально-алювіальних відкладів. Ділянки з найбільшою густиною стабілізованих і ростучих ярів (2-3 км/км²) зустрічаються на межиріччі Тиси–Апшиці біля смт. Солотвино і с. Діброва, на правобережжі р. Тиси біля с. Бедевля, лівобережжі р. Тересви біля с. Крива, лівобережжі р. Терєблі в околицях сіл Кричево, Колодно та Угля, у верхів'ях р. Байлової і її притоки Лазівського. Довжина ярів становить 30-50 м, рідко – 100-120 м; їх глибина пов'язана з потужністю пухких відкладів і коливається в межах 10-15 м. Північно-східніше від с. Кричово на контакті Солотвинської улоговини і зони Пенінських стрімчаків зустрічаються ділянки, які нагадують «бедленд». На стінках (схилах) численних ярів інтенсивно розвиваються прияркові зсуви і процеси інтенсивного площинного змиву.

Однією з причин інтенсивного прояву ерозійних і зсувних процесів на контакті двох тектонічних регіонів можна вважати активізацію сучасних неотектонічних рухів в зоні Закарпатського глибинного розлому. Активне поглиблення ярів сприяє утворенню крутих (іноді урвищних) схилів, внаслідок

чого відбуваються порушення стійкості основного схилу або майданчика тераси і виникненню прияркових зсувів. В період зливових дощів твердий матеріал підживлює сельові потоки. При виході потоку на заплаву основної річки відкладаються конуси виносу, розміри яких становлять перші десятки метрів, а потужність матеріалу коливається в межах 1-4 м.

Серед дрібних морфоскульптурних утворень особливе місце займають *форми соляного карсту*. На території Солотвинської улоговини ці форми мають обмежене поширення і приурочені до склепінь солянодіапірових куполів в околицях населених пунктів Солотвина, Терєблі, Олександрово, Данилово, Округлої, а також до північно-східної смуги виходів нижньотереблянської галогенної підсвіти. Зустрічаються форми відкритого (голого) і покритого карсту.

Відкритий соляний карст розвивається на Солотвинській солянокупольній структурі, порушеній плікативно і диз'юнктивно. Динаміка карстових процесів на шахтному полі Солотвинського родовища солей визначається такими факторами (Рудько, Кравчук, 2002): інфільтрація атмосферних опадів у зоні соляного купола; зміна рівня ґрунтових вод; літолого-структурні особливості родовища (вихід соляного купола на поверхню і тріщинуватість солей); проточний режим ґрунтових вод, що створює умови для інтенсивного розчинення і винесення солей.

Оголена частина соляного масиву місцями має вигляд мініатюрних гір з гострими пірамідальними вершинами на фоні горбисто-западинного рельєфу. Відносні висоти вершин 3-5 м, на їх поверхні утворилися мініатюрні карри з глибиною борозен 2-5 см. Біля підніжжя зустрічаються невеликі озера, просадочні лійки, блюдцеподібні воронки.

Карстово-суфозійні лійки мають округлу та еліпсоподібну форми з крутими бортами. Глибина лійок коливається від 0,5 до 8-10 м, діаметр найбільших лійок не перевищує 30 м. Стінки побудовані суглинками, а на глибині понад 6 м – галечниками.

Покритий карст переважно розвивається в нерозчинних теригенних відкладах, які залягають на соляних товщах. Один з перших післявоєнних дослідників соляного карсту в Солотвинській улоговині С. Кореневський (1956) відзначав велике різноманіття карстових форм, хоча процеси карстутворення у покривних відкладах проходять повільно. При втручанні людини (проходка свердловин, шурфів, штолень) цей процес значно прискорюється внаслідок посилення циркуляції підземних вод.

Найпоширенішими формами покритого карсту є різного типу воронки, просадочні карстові долини, місцями зайняті озерами. Серед різноманіття воронок зустрічаються блюдцеподібні просадочні, циркоподібні, східчасті, конусоподібні і колодязеподібні провальні. Діаметр воронок – від 5-10 до 30-40 м, глибина 1-3 м. Провальні колодязеподібні воронки, на дні яких залягають солі, досягають глибини 20-30 м.

Просадочні карстові долини Солотвинської улоговини приурочені до склепінь солянодіапірових структур і до смуги моноклінального вклинювання

солей. С. Кореневський (1955) виділив три смуги поздовжніх карстових долин: 1) Вільховчик–Новоселиця–Ганичи–Апшиця; 2) Боронява–Данилово–Олександрівка–Теребля; 3) Округла–Терново.

Перша смуга приурочена до північно-східної смуги вклинювання кам'яної солі, друга і третя – до склепінь солянодіапірових структур. В принципі погоджуючись з тектонічною обумовленістю поздовжніх долин, не можна відкидати ерозійного чинника в їх формуванні. Не зважаючи на те, що в сучасних поздовжніх долинах відсутні потужні водні потоки, винос великого об'єму теригенних відкладів, які залягають над солями, здійснювався ерозійними процесами (постійні і тимчасові водні потоки, делювіальний змив). Через це походження цих долин варто вважати карстово-ерозійним.

Оцінюючи роль екзогенних чинників у формуванні морфоскульптури, переконуємось в їх тісних взаємозв'язках з ендегенним фактором. Ярусність денудаційних і денудаційно-аккумулятивних (терасових) поверхонь свідчить про періоди посилення неотектонічних піднять, які чергувалися з періодами спокійнішого тектонічного режиму. Формування морфоструктур, створених при провідній ролі ендегенного фактору, справляло величезний вплив на формування і поширення певних елементів морфоскульптури. Таким чином, можна зробити висновок про тісну, неперервну взаємодію морфоскульптурних елементів з морфоструктурами, внаслідок якої сформувався сучасний рельєф Солотвинської улоговини.

Список літератури:

1. Алферьев Г.П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г.П. Алферьев // Труды Львов. геол. об-ва, 1948. – Вып.1. – С. 87-106.
2. Болюх О.І., Чалик В.І. Особливості прояву шкідливих геоморфологічних процесів у долині р. Тересви/ Вісник Львів у-ту. Вип. 5 – 1970. – С. 65-67.
3. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология / С.С. Воскресенский. – М.: Изд. Москов. ун-та – 1971. – 228 с.
4. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И.Д. Гофштейн. Киев: Наукова думка, 1995. – 84 с.
5. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат / И.Д. Гофштейн. К.: Изд-во АН УССР, 1964. – 183 с.
6. Дедков А.П. и др. Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа/ А.П.Дедков, Г.П.Бутанов, Ю.В.Бабанов – В кн. Развитие склонов и выравнивание рельефа. – Изд. Казанского у-та, – 1974.
7. Демедюк Н. С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н.С. Демедюк. - Геоморфология. – М. № 2, 1982. – С. 36-44.
8. Кореневский С.М. Соляной карст как фактор образования некоторых долин Верхнетиссенской впадины / С.М. Кореневский, – Труды ВНИИГалургии. Госхимиздат, Л. 1955, вып. 30. – С. 35-38.
9. Кореневский С.М. К морфологии и генезису карстопроявления солянокупольных структур / С.М. Кореневский, – Труды ВНИИГалургии. Госхимиздат, Л. 1956, вып. 32. – С. -63.
10. Кравчук Я. Геоморфология Передкарпаття // Я. Кравчук – Львів. у-т ім. Івана Франка, «Меркатор», Львів у-т ім. І.Франка – Львів, 1999. – 187 с.

11. Кравчук Я. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я.Кравчук, Львів. Вид. центр. ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – 187 с.
12. Кравчук Я. Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат / Я.С. Кравчук – Вісник Львів. у-ту, вип. 9, сер. геогр. – 1975. – С. 93-95.
13. Кравчук Я. Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Кравчук Я. // Зб. наук. праць “Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій”. Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка. Львів, 2012. – С. 41-52.
14. Кравчук Я.С., Хомин Я.Б. Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат / Я. Кравчук, Я. Хомин – Вид центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. – 185 с.
15. Кравчук Я., Чалик В. Геоморфологічна регіоналізація Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат Зб. наук. праць “Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій”. Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка. Львів, 2012. – С. 329-339.
16. Кравчук Я., Чалик В. Типологічні особливості рельєфу Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат Зб. наук. праць “Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій”. Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка. Львів, 2012. – С. 318-328.
17. Пиотровская Т.Ю. Особенности строения рельефа горной области Закарпатья, обусловленные неотектоническими движениями // Т.Ю. Пиотровская. Вестник МГУ. Сер. геол. № 5., 1964. – С. 28-35.
18. Пиотровская Т.Ю. Неотектоника и выражение ее в рельефе Закарпатья (бассейн р. Тисы) // Т.Ю. Пиотровская. Автореферат диссерт. канд. геол.-мин. наук, М., 1966.
19. Раскатов Г.И. Четвертичная система / Г.И. Раскатов // Геология СССР, – М.: Недра, 1966, т. XLIII. Ч. 1. Гл. IV: Карпаты. – С. 267-320.
20. Соколовський І.Л. Закономірності розвитку рельєфу України / І.Л. Соколовський «Наукова думка», Київ, – 1973. – С. 175-176, 183-184.
21. Спиридонов А.И. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат // А.И. Спиридонов. Бюл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1952. – Вып. 1. – С. 12-20.
22. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши / Д.А. Тимофеев. – М.: Изд. «Наука», 1979. – 270 с.
23. Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов / Д.А. Тимофеев. – Изд. МГУ, – 1978. – С. 133-149.
24. Цись П.М. До типології і взаємодії морфоструктурних та морфоскульптурних елементів Українських Карпат // Вісник Львів. у-ту. Сер. геогр. Вип. 5. – Львів: Вид-во. Львів. у-ту. 1970. – С. 51-53.
25. Цись П.Н. Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат // Геолог. сб. вып. 4 – Львов: Изд-во ЛГУ, 1957. – С. 313-330.
26. Чалик В.І. Етапи розвитку рельєфу Солотвинської улоговини. Вісник Львів. у-ту, сер. Геогр., вип. 6, Львів. – 1971. – С. 43-47.
27. Чалык В.И. К образованию поверхности выравнивания юго-западного склона Украинских Карпат / В.И. Чалык. Науч. Сб. «Поверхности выравнивания», Иркутск. Изд. Сиб. отд. АМ СССР, – 1970. – С. 98-100.
28. Чалик В.І. Морфоструктурні особливості і сучасні геоморфологічні процеси в Солотвинській улоговині. Географічні дослідження в Україні. Київ, 1975. – С. 161-166.
29. Чалик В.І. Основні риси рельєфу і сучасні геоморфологічні процеси Солотвинської улоговини / Наук. зб. Географія та меліорація ґрунтів. – Львів. – 1974. – С. 97-104.

MORPHOSCULPTURE OF THE SOLOTVYNO VALLEY (UKRAINIAN CARPATHIANS)

Ya. Kravchuk, V. Chalyk

Exogenous processes land forms have been analyzed in the paper. Solotvyno valley relief belongs to the zone of fluvial (erosion and accumulation) morphosculpture with defined relict fragments and recent forms.

Relict landforms are presented by the fragments of denudational (mostly pediments) and denudation-accumulational (ancient terraces) planationsurfaces. Recent elements of the morphosculpture are presented by erosion-accumulation landforms within the river beds, floodplains and low terraces as well as temporary flows forms. There are also slopes with dominating gravitational processes, landslides, sheet erosion as well as the forms of salt karst.

Characteristics of inherited elements of the morphosculpture in the Tysa, Rika, Tereblia, Teresva, Apshytsia rivers with their terraced complexes are presented in other paper.

Key words: morphosculpture, denudational and denudation-accumulational planationsurfaces, slopes, gravitational processes, landslides, sheet erosion, salt karst.

МОРФОСКУЛЬПТУРА СОЛОТВИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Я.Кравчук, В.Чалык

Проанализировано формы рельефа, в создании которых ведущая роль принадлежит экзогенным процессам. Рельеф Солотвинской котловины отнесен к зоне унаследованной флювиальной (эрозионной и аккумулятивной) морфоскульптуры, среди разнообразия которой выделены элементы реликтовых и современных форм.

К реликтовым элементам отнесены фрагменты денудационных (преимущественно педименты) и денудационно-аккумулятивных (древние террасы) поверхностей. К современным элементам морфоскульптуры отнесены формы, созданные эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек в пределах русел, пойм и низких террас, а также временными водными потоками. Отдельно выделены склоны с преобладающими рельефотворческими процессами (обвальными-осыпными, оползневые, плоскостного смыва), а также формы галогенного карста.

Характеристика унаследованных элементов морфоскульптуры – речных долин Тисы, Рики, Теребли, Тересвы, Апшицы и др. с террасовым комплексом, представлены в отдельной публикации.

Ключевые слова: морфоскульптура, денудационные и денудационно-аккумулятивные поверхности, склоны обвальными-осыпными, оползневые, плоскостного смыва; формы соляного карста.