

УДК 551.4

ВІДТВОРЕННЯ РОЗВИТКУ ОСТАНЦЕВОГО РЕЛЬЄФУ ПІВНІЧНОГО КРАЮ ПОДІЛЛЯ НА ОСНОВІ ГЕОІНФОРМАЦІЙНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

Галина Байрак 

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. П. Дорошенка, 41, м. Львів, Україна, 79007
e-mail: halyna.bayrak@lnu.edu.ua*

Розкрито особливості розвитку останцевого рельєфу краю уступу Подільської височини на основі виконаного геоінформаційного моделювання. Останцевий рельєф утворений як наслідок ерозійно-денудаційного розчленування і відступання вершинної поверхні Поділля. Для дослідження розвитку останцевого рельєфу побудовано морфометричні карти в програмі ArcGIS-10.4.1 – базисних і вершинних поверхонь, а на основі їх різниці визначено величину залишкового рельєфу. На основі даних SRTM побудовано карти на весь край Поділля, а на окремі ділянки оцифровано топографічні карти масштабу 1 : 50 000. Для крайової зони масивів Гологір, Вороняк та Кременецького пасма були складені карти вершинних і базисних поверхонь четвертого, третього і другого порядків. Чим вищий ранг поверхні, тим давніший етап у розвитку рельєфу він відображає. На картах вершинних і базисних поверхонь четвертого і третього порядків останцеві пагорби ще не є відчленовані від краю уступу, а на картах другого порядку починають відособлюватися. Спочатку були відокремлені останці східного краю Поділля, поблизу Кременецьких гір, далі – поблизу Вороняк, у центральній частині уступу, найпізніше – останці Гологір на південно-західній ділянці. На основі аналізу морфометричних карт виділено три етапи розвитку рельєфу останцевих пагорбів. Перший етап почався після відступу міоценових морів, коли відбувалися пізньопліоценові підняття та уступ різко виокремився над прилеглою рівниною. Другий етап продовжився під час плейстоценового періоду, коли тривали незначні диференційовані тектонічні рухи та панували суворі кліматичні умови. В цей час активізувалися ерозійно-денудаційні процеси та останцеві пагорби відокремилися від основного пасма. Третій етап – голоценовий, коли екзогенні процеси дедалі більше розчленовують схили. За їх допомогою зростає крутість привершинних схилів, утворюються пологі педименти, ерозійні врізи долин понижуються. Послідовне поєднання відповідних морфометричних карт у вигляді анімацій *gif*, дають змогу відобразити рельєф у його розвитку.

Ключові слова: розвиток рельєфу, останці, морфометричний аналіз, базисні і вершинні поверхні, залишковий рельєф, ерозійно-денудаційні процеси, Подільська височина.

Постановка проблеми. Останцевий рельєф – це відокремлені пагорби, що різко підносяться над рівниною і являють собою залишковий рельєф колись єдиної вододільної поверхні, яка зруйнована процесами ерозії і денудації. Зазвичай, вони складені породами, стійкішими до екзогенних факторів. У західній літературі останці називають “інзельберг” – від нім. *inselberg*, що означає острівний пагорб [13]. Дослідники означили їх як ізольовані пагорби з крутими схилами, які відносно круто піднімаються над пологою поверхнею [12].

© Байрак Г., 2024

 Open Access



Ця стаття поширюється на умовах публічної ліцензії Creative Commons “Із зазначенням авторства – 4.0 міжнародна”

Постали питання – наскільки круто і наскільки ізольовано? Відповідно були прийняті значення мінімальної відстані 0,8 км до найближчого сусіда, мінімальної висоти 15 м і 25 % як мінімального кута найкрутішого схилу для визначення інзельбергів [18]. В основі інзельбергів часто залягають граніти, проте також трапляються гнейси, габро, кварцити, конгломератита пісковики [19]. На нашій території поширені останці мергелів верхньої крейди та пісковиків неогену.

За морфологією автори розрізняють два типи останців: плосковершинні, броньовані міцними породами і приурочені до виступів складчастого чи кристалічного фундаменту, та округловершинні, тверді пласти яких були знищені денудацією [18]. Рельєф плосковершинних останців поширений на стародавніх щитах Африки, Південної Америки, Азії та Австралії. Крім того, розрізняють також інші три типи останців: куполи, горбки (або всипані блоками та валунами інзельберги) і зубчасті інзельберги [20]. Куполи відносять до інтрузивних утворень, таких як батоліти, лакколіти, висотою від 20–30 до 300–400 м. Горбки часто є льодовиковими екзараційними чи акумулятивними утвореннями. Зубчасті інзельберги отримали назву “руїноподібний рельєф”, утворений унаслідок різних генетичних систем тріщин у кристалічному масиві [14]. Походження інзельбергів на передгірських рівнинах у посушливому кліматі пояснювали повторенням стадій глибокого вивітрювання та диференціально тривалою денудацією [13].

Найбільше інзельбергів описано в тропічних і субтропічних районах [17], проте останніми роками з'явилися описи залишкового рельєфу внаслідок льодовикової екзарації у Скандинавії [16]. У гумідному кліматі Поділля виникнення останцевого рельєфу завдячує ерозійно-денудаційним процесам. Моделювання особливостей денудаційного зрізу території на основі морфометричних картографічних побудов має важливе значення для вивчення та удосконалення наявних схем історії розвитку рельєфу регіону.

Із розвитком ГІС-технологій принципи побудови морфометричних карт лягли в основу геоінформаційного моделювання. Воно виявляє значні переваги: швидкість здійснення операцій, вигідна візуалізація об'ємного зображення рельєфу і деяких його морфологічних характеристик, більша точність та ефективність виконання робіт. ГІС-побудови морфометричних карт є однією з актуальних методик, яку використовують для вивчення параметрів рельєфу і особливостей його розвитку [1, 2, 3, 6].

Метою роботи є дослідження розвитку останцевого рельєфу краю Подільського плато за допомогою морфометричного геоінформаційного моделювання. Головними завданнями є складання морфометричних карт у ГІС та виявлення притаманних рис рельєфу до і після початку ерозійного врізу.

Методика дослідження. Для візуалізації розвитку останцевого рельєфу в ArcGIS побудовані карти базисних поверхонь та поперечні профілі рельєфу, які відобразили базисні і вершинні поверхні та залишковий рельєф.

Базисна поверхня є поверхнею, яку проводять по місцях перетину тальвегів різнопорядкових долин із горизонталями. Якщо проводити ізобразити і враховувати долини третього, четвертого, п'ятого, N-го порядків, не звертаючи уваги на притоки першого і другого порядків, то отримана базисна поверхня вважається третього порядку. У наших дослідженнях найвищим порядком є долини четвертого порядку (за класифікацією Хортон, 1945) [11]. Геоморфологічний зміст карт базисних поверхонь полягає в тому, що вони відображають планову побудову рельєфу, розвинену до сучасного ерозійного розчленування і денудації.

Вершинною поверхнею називають складну поверхню, яка проходить через вододільні лінії. Для побудови вершинної поверхні виділяють та означають усі вододільні лінії першого,

другого та інших порядків, далі відзначають точки їхнього перетину з горизонталями і проводять поверхню через одновисотні точки верхнього базису денудації [7]. Вершинна поверхня лежить вище поверхні сучасного рельєфу і торкається тільки вододільних ліній відповідних порядків (рис. 1).

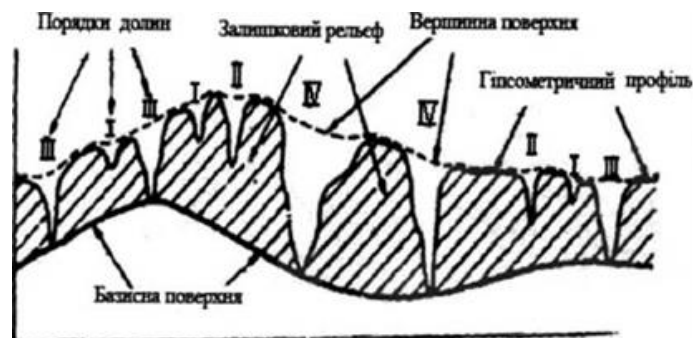


Рис. 1. Схема поділу гіпсометричної поверхні за морфометричними критеріями [7].

Fig. 1. Scheme of differentiation of hypsometric surface according to morphometric criteria.

У результаті віднімання висот базисної поверхні від висот топографічної поверхні отримують залишковий рельєф. Ця різниця відображає величину денудаційного зрізу території. Залишковий рельєф розміщується окремими невеликими масивами і являє собою об'єм гірських порід, що лежать вище нижнього базису денудації, тобто вище базисної поверхні [4].

Чим вищий порядок базисної поверхні, тим більші маси рельєфу переходять у залишкові. Величини залишкового рельєфу слугують важливим показником вертикального розчленування рельєфу. Там, де простежується інтенсивне врізання водотоків на ділянках новітніх піднять, залишковий рельєф досягає великих висот, а в областях опускання й акумуляції залишкового рельєфу або його зовсім немає, або він невисокий.

Для роботи на ключових ділянках було оцифровано фрагменти топографічних карт масштабу 1 : 25 000 за допомогою програми *ArcGIS-10.4.1*. Для всієї досліджуваної території використано дані *SRTM* у масштабі 1 : 75 000. Для побудови карти порядків річкових долин використали пакет *Hydrology* програми *ArcGIS*. Утворили растрову модель водних потоків, задаючи їхній порядок у *Stream Order*, і конвертували її у векторну (*Stream to Feature*) і для кожного елемента мережі визначили його порядок. Далі здійснили вибір порядку долини ≥ 4 у вікні *Query Builder*. Отримали карту, де є лише тальвеги цього порядку водотоків, сформовані точками растру зі значеннями висот. На її основі власне будували карту базисних поверхонь, використовуючи команди *Natural Neighbor* у системі команд *Interpolation* модуля *Spatial Analyst*. Для побудови карти вершинних поверхонь на початку операцій у ґриді конвертували координату *Z* в *Z-1* за допомогою функції *Raster Calculator* і далі виконували вищеописані операції. Робота в *ArcGIS* дала можливість автоматизувати складання карт базисних і вершинних поверхонь на значну територію, проте на окремі ділянки не обійшлося без ручного виконання морфометричних карт. Для загального аналізу пасма були побудовані карти четвертого порядку, а для ключових ділянок – другого і третього порядків водотоків, а також поперечні профілі через вершини пагорбів.

Характеристика краю Поділля. Кристалічні породи на території досліджень залягають на значній глибині і не виходять на поверхню. Рельєфотвірною є верхньокрейдова поверхня Волино-Поділля, яка протягом палеогену підлягала ерозійному розмиву. Протягом неотектонічного (олігоцен-четвертинного) періоду досліджувана територія піддавалася значного ступеня диференційованим тектонічним рухам [8]. Так, протягом неотектонічного етапу розвитку зазнала декілька інверсійних рухів: у ранньому міоцені відбулися підняття, успадковані з олігоцену, в середньоміоценовий час переважали опускання, а в після-середньосарматський час унаслідок інверсії неотектонічних рухів Поділля повністю втягується в стійкі підняття [10]. В результаті цих рухів похована олігоцен-ранньоміоценова денудаційна поверхня виведена на різні гіпсометричні рівні. Максимально піднятою вона опинилася в межах північної частини краю Поділля. Сумарні амплітуди тектонічних рухів сягнули 400–470 м у північній частині, 360–380 м – у західній, 320–340 м у східній частині Поділля [5]. На формування рельєфу найбільше вплинули активні пізньопліоценові тектонічні рухи, внаслідок яких відбувся перерозподіл районів переважання ерозійних та акумулятивних процесів. Голоценові рухи в загальному плані успадкували пізньочетвертинні, амплітуда яких поступово зменшувалася [9]. Таким чином, активні неотектонічні рухи зумовили значну припіднятність рельєфу досліджуваного регіону, що відобразилося в абсолютних позначках висот, які сягають на досліджуваній території 395–400 м (найвища – г. Камула, 473 м).

Висота уступу північного краю Поділля становить 150–200 м. Він є одночасно Чорноморсько-Балтійським вододілом, що посилює ерозійну роботу численних річок і струмків, які живлять верхів'я р. Західний Буг і Стир. Завдяки інтенсивній регресивній ерозії, ріки Малого Полісся врізалися у денудаційний уступ, перехоплюючи верхів'я подільських рік, і залишили відчленовані від плато останцеві пагорби (рис. 2).



Рис. 2. Північний край Поділля з масивами Гологори, Вороняки та Кременецькі гори й останцевими пагорбами вздовж них.

Fig. 2. The northern end of Podillia with the massifs of Hologory, Voronyaky and Kremenetski mountains and inselbergs along them.

Побудована карта вершинних поверхонь четвертого порядку засвідчує, що неотектонічні підняття зафіксували прямий і монолітний край Поділля, який був слабо розчленованим: у післяпліоценовий час існували дві “затоки”, які відділяли масив Вороняки від Гологір і Кременецького пасма (рис. 3). Сучасні останці не були відокремлені і належали до загальної

лінії уступу. Останці Гологір розміщувались у межах вершинних поверхонь з відмітками 320–400 м. Останці Вороняк були в межах 320–380 м. Останці Кременецьких гір мали висоти 340–400 м. Проте Божа гора була відділена від краю Кременецького пасма і знаходилась у межах висотних позначок 340–360 м (висота пагорба нині сягає 367 м).

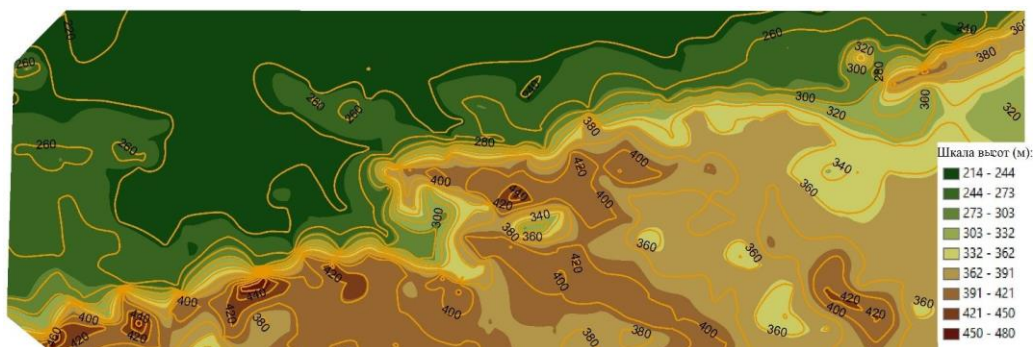


Рис. 3. Карта вершинних поверхонь четвертого порядку північного краю Поділля, виконана в ArcGIS (джерело – дані SRTM).

Fig. 3. Map of the vertex surfaces of the 4th order of the Podillia northern edge, made in ArcGIS (source – SRTM data).

Побудована карта базисних поверхонь фіксує значення базису ерозії біля краю пасма, який становить 240 м (рис. 4). На території Малого Полісся бачимо великі прокладення ізобазит, що свідчить про відставання амплітуди пізньопліоценових піднять та формування областей акумуляції. Вздовж краю Поділля розташовані зближення ізобазит, які разом зі збільшеною крутістю схилів підтверджують більшу амплітуду піднять цього району та розвиток областей денудації.

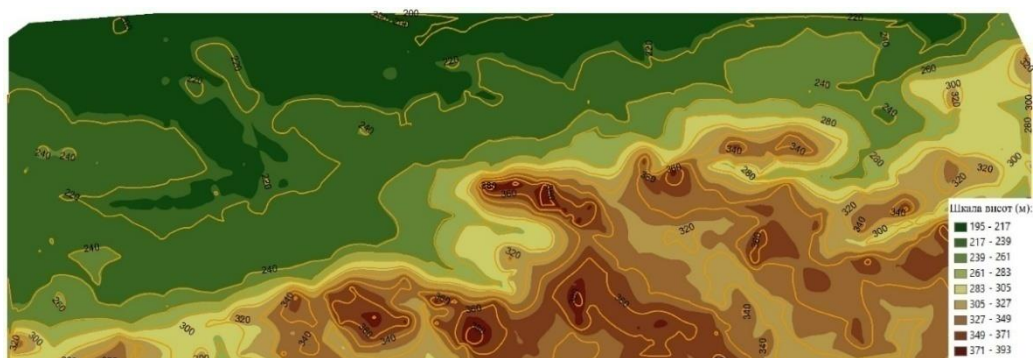


Рис. 4. Карта базисних поверхонь четвертого порядку північного краю Поділля (джерело – дані SRTM), виконана в ArcGIS.

Fig. 4. Map of the basic surfaces of the 4th order of the Podillia northern edge (source – SRTM data), made in ArcGIS.

Характеристика останцевих пагорбів. Північний край Поділля поділяють на три масиви, різні за своїми морфологічними обрисами і геологічною будовою: крайній південно-західний масив – це Гологори, центральний – Вороняки і північно-східний – Кременецькі гори. На Гологірському пасмі переважають вапняки та тверді пісковики, які є стійкішими до ерозійного руйнування, ніж піски, малопотужні пісковики та глинисті мергелі, що переважають у масиві Вороняки. Кременецькі гори мають столовоподібний горбистий рельєф. Це зумовлено наявністю твердих сарматських пісковиків, які бронюють вершини пагорбів і сарматських вапняків, що утворюють стрімкі схили і карнизи на схилах горбів.

Перед північним схилом Гологірського пасма, між г. Камулою і Вапняркою, розташована група останців-свідків, відчленованих ерозією від уступу Подільської височини. Це гори Під'ярківська (395,4 м), Туркотинська (395 м), Кам'яна над Станимиром (362 м). Для прикладу, Під'ярківський пагорб-останець має відносне перевищення над прилеглою рівниною 135 м, протяжність із півночі на південь – 4,0 км, зі заходу на схід – 1,5 км. Простежується значна різниця у морфології між схилами східної і західної експозиції. Східні схили є крутішими (19–32°), менш розчленованими і коротшими, ніж західні, що пояснюється нижчими базисами ерозії прилеглої долинної мережі. У профілі схили східної експозиції є увігнутими, тоді як західні схили випукло-увігнуті: до 325 м увігнуті, від 325 м до вершини – слабовипуклі. Складений останець переважно верхньобаденієвими пісками з тонкими прошарками пісковиків, броньований шарами вапняків.

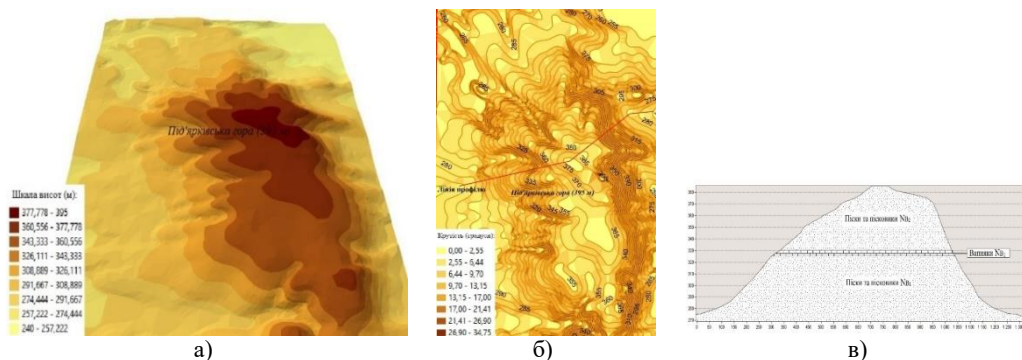


Рис. 5. Останець Під'ярківський: а – 3d-модель, б – крутість схилів, виконані в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 25 000, в – поперечний профіль за даними польових досліджень.

Fig. 5. Pidyarkivskyi inselberg: a – 3d model, b – steepness of the slopes, made in ArcGIS based on a topographic map at a scale of 1 : 25,000, c – cross-sectional profile according to field research data.

Туркотинський пагорб має витягнуту форму з північного заходу на південний схід (рис. 6). Абсолютна висота сягає 395,2 м, відносна – 135 м. Значно менше розчленований, ніж Під'ярківський пагорб. Середня крутість схилів становить приблизно 20°. Північно-східні схили останця значно крутіші за інші (макс. 27°). Схили переважно увігнуті, у привершинній частині здебільшого крутіші, ніж у придолинній.

Уздовж північного схилу Вороняк простягається велика ерозійно-останцева група: гора Кам'яна (421 м), Підкам'янську (403 м), Свята (388 м), Жулицька (Висока) (369 м), Городисько (377 м) та ін. Наприклад, гора Висока (Жулицька) є наймасивнішою, простя-

гається у субширотному напрямі на 6 900 м (рис. 7). Пагорб має чотири вершини (із заходу на схід: 369, 360, 363, 330 м). Вершину 363 м також називають Сторожихою. Відносна висота становить 109 м. Схили у профілі переважно увігнуті, середня крутість схилів становить 7°. Більша крутість притаманна схилам північної експозиції, ніж південної і зосереджена, як у всіх останцях, на привершинних ділянках (13–15°).

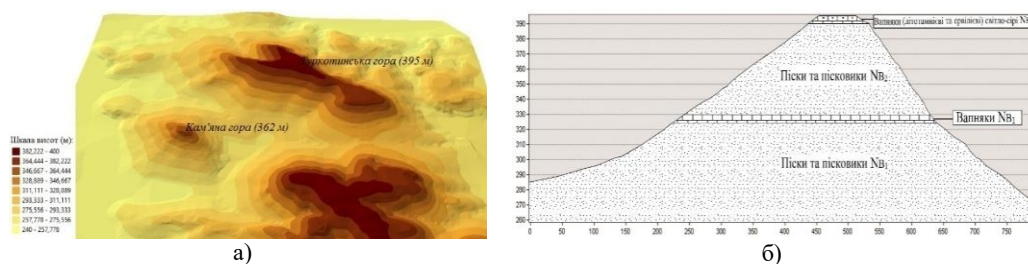


Рис. 6. Туркотинський пагорб: *а* – 3d-модель рельєфу, виконана в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 25 000, *б* – геолого-геоморфологічний профіль.

Fig. 6. Turkotyński inselberg: *a* – 3d relief model made in ArcGIS on the basis of a topographic map at a scale of 1 : 25,000, *b* – geological and geomorphological cross-sectional profile.

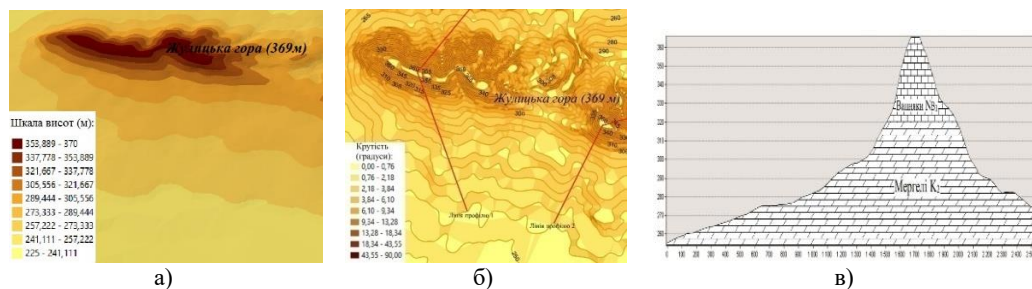


Рис. 7. Останець гора Жулицька: *а* – 3d-модель, *б* – крутість схилів, виконані в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 25 000, *в* – схематичний поперечний профіль за даними польових досліджень.

Fig. 7. Zhulytskyi inselberg: *a* – 3d relief model, *b* – steepness of the slopes, made in ArcGIS based on a topographic map on a scale of 1 : 25,000; *c* – schematic cross-sectional profile based on field research data.

Останці Кременецького пасма мають вигляд плосковерхих пагорбів, обмежених прямими або східчастими крутими схилами. Відносні висоти пагорбів сягають 100–200 м. Такими горами є Бона (406 м), Божа Гора (366 м), Маслятин (398 м), Гостра (368 м). Так, *Божа Гора* – останець відділений від Кременецького пасма долиною р. Іква. Підвищується над рівниною Малого Полісся на 120 м. Вершина пагорба плоска (рис. 8). Має відносно правильну округлу форму. Схили південної експозиції мають більшу крутість (понад 37°), ніж північної. Характерно, що в основі залягають прошарки білої писальної крейди між неогеновими пісками, пісковиками та вапняками.

Результати досліджень. Для масивів Гологір, Вороняк і Кременецького пасма були побудовані карти базисних та вершинних поверхонь другого і третього порядку.

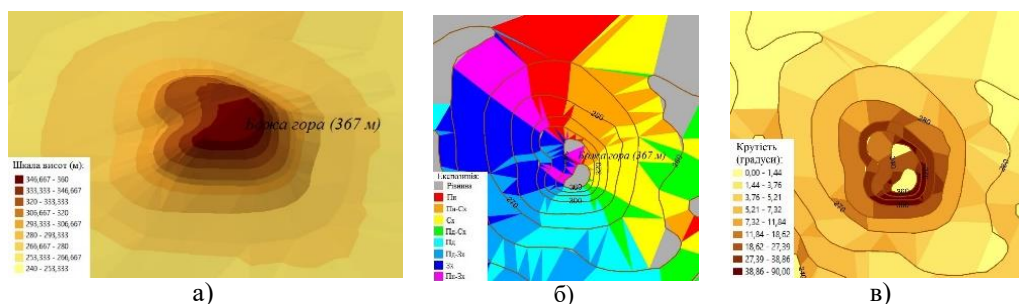


Рис. 8. Останець гора Божа: *а* – 3d-модель, *б* – експозиція, *в* – крутість схилів, виконані в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 25 000.

Fig. 8. Inselberg of Mount Bozha: *a* – 3d model, *b* – exposure, *c* – steepness of the slopes, made in ArcGIS based on a 1 : 25,000 scale topo map.

На Гологірському масиві на карті вершинних поверхонь ізогіпсобазити 3-го порядку мають максимальні відмітки 450 м, а мінімальні – 260 м (рис. 9). На місці сучасного Під'ярківського останця в західній частині ділянки проходять ізогіпсобазити з позначками 350–390 м, причому вершинна поверхня з висотою 350 м відділена від основної. На місці ж Кам'яного та Туркотинського останців у східній частині розміщена єдина вершинна поверхня з аналогічними висотами. Вона не відділена від пасма і контури сучасних останців не спостерігалися. Базис ерозії коливався від 250 до 370 м.

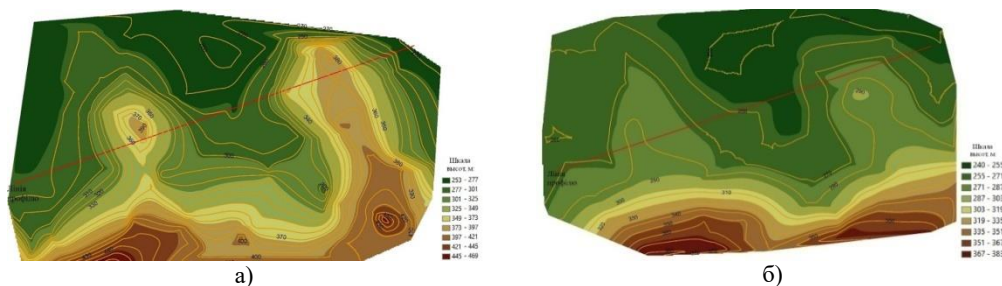


Рис. 9. Карта вершинних (*а*) і базисних (*б*) поверхонь 3-го порядку для ділянки масиву Гологір, виконана в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 50 000.

Fig. 9. Map of vertex (*a*) and basic (*b*) surfaces of the 3rd order for the section of the Gologhir massif, made in ArcGIS based on a topographic map at a scale of 1 : 50,000.

Максимальна різниця між вершинною і базисною поверхнею становить 140 м (рис. 10). Максимальна різниця між базисною поверхнею та сучасним рельєфом становить 95 м, останці повністю переходять у залишковий рельєф.

Вершинні поверхні 2-го порядку для масиву Гологір доволі подібні до сучасного рельєфу. Контури, порівняно зі ізогіпсобазитами 3-го порядку стали розчленованішими. Виділилися сучасні Кам'яна (зліва) та Туркотинські гори (справа). Максимальні висоти ізогіпсобазит становлять 450 м, мінімальні – 250 м. Відповідно ускладнюється малюнок базисних поверхонь, вони теж більше повторюють сучасні ізогіпси. На місці Кам'яної та Туркотинської гір значна різниця денудаційного зрізу: 80 м для Туркотинської та 70 м для Кам'яної гори. Отож вони майже повністю переходять у залишковий рельєф. У той

час як для Під'яркиського останця максимальна різниця становить 33 м, а на західному схилі її майже немає.

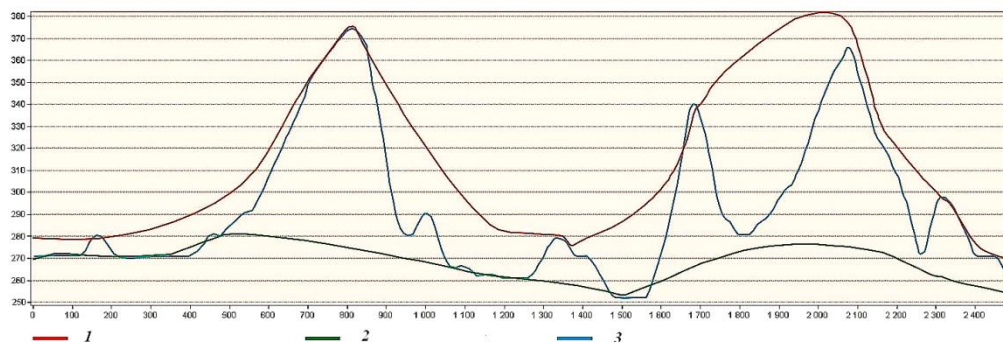


Рис. 10. Профіль різниці базисної та вершинної поверхонь третього порядку для ділянки Гологір. Умовні позначення: 1 – вершинна, 2 – базисна, 3 – поверхня сучасного рельєфу.

Fig. 10. Cross-sectional profile of the difference between the basic and vertex surfaces of the 3rd order for the Gologhvir area. Notations: 1 – summit, 2 – base, 3 – surface of modern relief.

Ділянка масиву Вороняки. На карті вершинних поверхонь третього порядку край пасма більш рівний і слабо розчленований, порівняно зі сучасним рельєфом (рис. 11). Практично усі сучасні останці виділяються за висотами 340–360 м. Різниця між базисною та вершинною поверхнею становить 70–88 м (рис. 12). Максимальні висоти території практично повторюють сучасні. Різниця між сучасною та базисною поверхнями становить 93 м для Святої гори та 110 м для Жулицької. Проте долина між цими горами мала абсолютну висоту 295 м, тоді як зараз – 250 м. Ерозійний вріз був спочатку незначним і посилювся лише в останній етап розвитку останців, сягнувши 45 м.

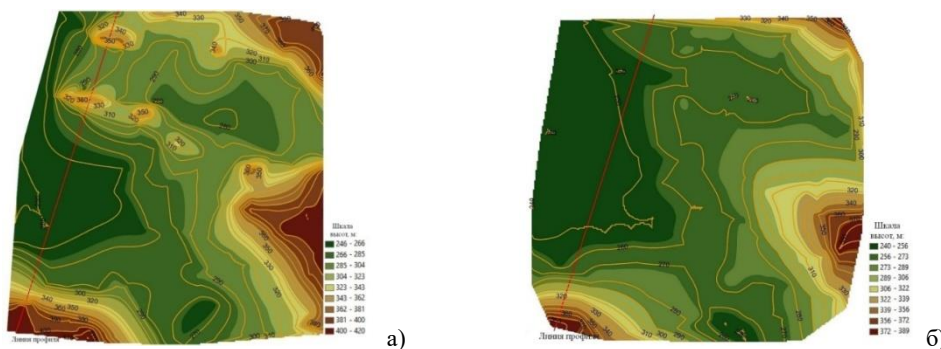


Рис. 11. Карта вершинних (а) і базисних (б) поверхонь 3-го порядку ділянки масиву Вороняк, виконана в ArcGIS на основі топокарти масштабу 1 : 50 000.

Fig. 11. Map of vertex (a) and basic (b) surfaces of the 3rd order of the Voronyaky massif area, made in ArcGIS based on a map at a 1 : 50,000 scale.

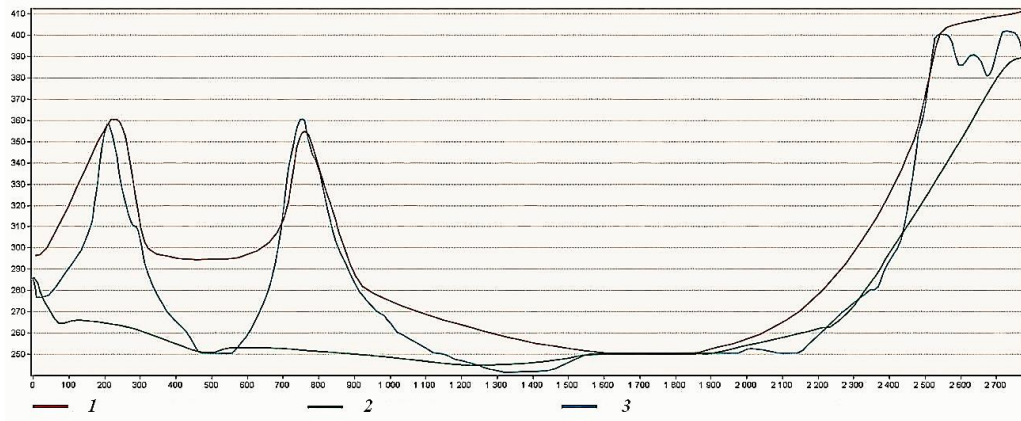


Рис. 12. Профіль різниці висот базисної та вершинної поверхонь третього порядку для ділянки Вороняк. Умовні позначення: 1 – вершинна, 2 – базисна, 3 – поверхня сучасного рельєфу.

Fig. 12. Cross-sectional profile of the difference between the basic and vertex surfaces of the 3rd order for the Voronyaky massif area. Notations: 1 – summit, 2 – base, 3 – surface of modern relief.

Вершинні поверхні другого порядку масиву Вороняки мало чим відрізняються від аналогічного третього. Обриси краю пасма та останців стали розчленованіші, що пов'язано з розвитком ерозійно-денудаційних процесів унаслідок помірних піднять. Контури базисних поверхонь значно ускладнилися, а базис ерозії понизився. Зросла ерозія у зовнішній малополіській частині останцевих пагорбів, тоді як у внутрішній – між Святою і Жулицькою горами, вона дещо менша.

Ділянка Кременецьких гір. Досліджувана територія мала максимальні абсолютні висоти 410 м (рис. 13). Північний край пасма був хвиляподібної форми, що свідчить про активний розвиток ерозійних процесів уже в той час. На місці сучасної Божої гори було підвищення висотою 340 м. Позначки базисних поверхонь коливалися від 220 до 360 м. Максимальні різниці між поверхнями 107–160 м. Базис денудації проходив на відмітках 230–270 м, що є значно нижче, ніж для Гологірського масиву. Сучасні останці згодом повністю переходять у залишковий рельєф.

Виконані карти вершинних і базисних поверхонь другого порядку засвідчують те, що активні процеси денудації та ерозії продовжилися. Контури пасма ускладнилися, на вершинних поверхнях другого порядку виділилися контури сучасних останців Маслятин та Гостра з відмітками 370 і 310 м відповідно. Висота залишкового рельєфу становила 110 м для Божої гори та 100 м для гори Маслятин.

Обговорення. Побудовані серії карт вершинних та базисних поверхонь дозволяють відтворити історію кінцевих етапів розвитку останцевих пагорбів. Останці Гологір є останцями-свідками вихідного рельєфу, які відділені від краю пасма процесами ерозії і денудації. Останці Вороняк (Свята, Жулицька) також є останцями-свідками, висота яких приблизно така ж, як і вихідного плато, свідками якого вони є. Проте відділилися значно раніше, ніж Гологірські останці, оскільки їхні контури чітко виділяються на морфометричних картах третього і другого порядків. Аналогічна ситуація з останцями Кременецьких гір.

нецьких гір, які були відділені від основного масиву найраніше від інших. Божа гора відособлюється вже на картах вершинних поверхонь четвертого порядку, що говорить про те, що вона була відділена від основного масиву найпершою.

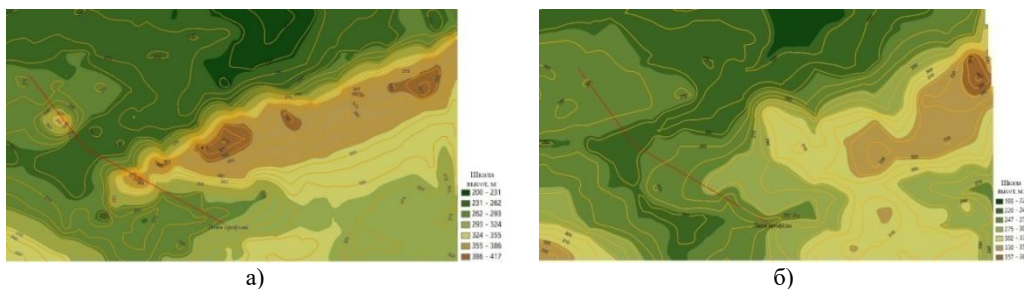


Рис. 13. Карта вершинних (а) і базисних (б) поверхонь третього порядку для ділянки Кременецьких гір (джерело – топокарта масштабу 1 : 50 000), виконана в ArcGIS 9.3.

Fig. 13. Map of vertex (a) and basic (b) surfaces of the 3rd order for the Kremenets massif area, made in ArcGIS based on a map at a 1 : 50,000 scale.

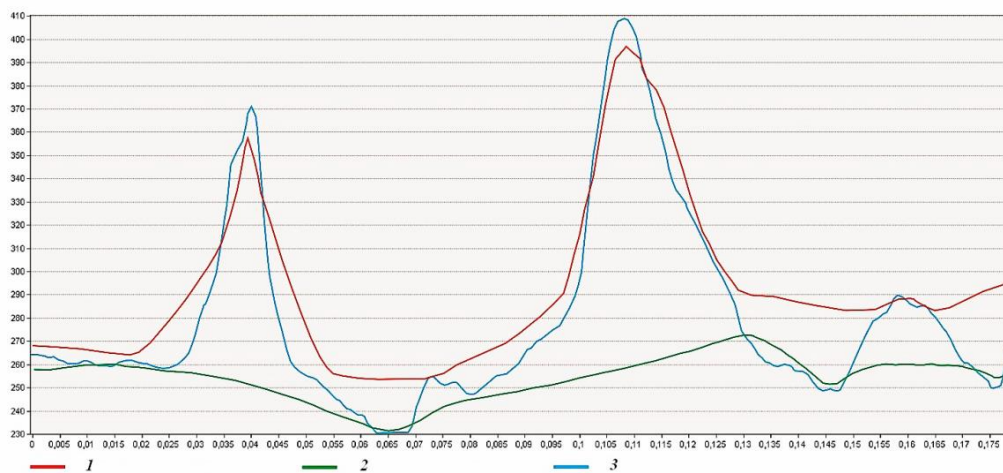


Рис. 14. Профіль різниці висот базисної та вершинної поверхонь третього порядку для ділянки Кременецьких гір.

Умовні позначення: 1 – вершинна, 2 – базисна, 3 – поверхня сучасного рельєфу.

Fig. 14. Cross-sectional profile of the difference between the basic and vertex surfaces of the 3rd order for the Kremenets mountains.

Notations: 1 – summit, 2 – base, 3 – surface of modern relief.

На основі побудованих морфометричних карт, виділяємо три етапи розвитку рельєфу останцевих пагорбів північного краю Подільського пасма. Перший етап почався після відступу міоценових морів, коли територія вийшла з-під дна моря і почала розвиватися у континентальних умовах осадоагромадження. Відбувалися пізньопліоценові підняття, які зумовили окремлення уступу та його піднесення над прилеглою рівниною. Морфо-

логічно він був слабо розчленованим, останцеві пагорби виділялися у вигляді невисоких виступів на рівному краю вододільної поверхні. Другий етап розвитку продовжився під час плейстоценового періоду. Тривали незначні диференційовані тектонічні рухи [8], Малополюська рівнина дещо відставала у підняттях, що зумовило зниження базису ерозії її рік. Унаслідок цього посилювалося розчленування краю уступу. Крім того, в стадії потепління під час льодовикових епох активізувалися екзогенні процеси. В цей період останцеві пагорби відокремилися від основного пасма під активною дією денудаційних та ерозійних процесів. Спочатку відділилися останці Кременецьких гір, далі – Вороняк, за ними – Гологір. Третій етап – голоценовий, із помірним розвитком схилових процесів та ерозії у долинах. Морфодинамічні процеси дедалі більше розчленовують схили, зумовлюють зростання крутості привершинних схилів, утворення довгих пологих підніж-педиментів, пониження відміток висот у долинах. Згодом, як показують карти базисних поверхонь, при збереженні сучасних тенденцій тектонічних процесів і темпу ерозійно-денудаційних процесів, територія може перетворитися на горбистий педиפלлен.

Висновки. Морфометричні геоінформаційні побудови, зокрема карти вершинних і базисних поверхонь різних порядків та їхнє послідовне поєднання у вигляді анімацій GIF, дали змогу відобразити рельєф у його розвитку. На основі цих карт виникла необхідність детального аналізу морфологічних обрисів рельєфу на різних етапах формування. Була уточнена морфологія вихідного рельєфу, ступінь його ерозійного розчленування, глибини врізу долин у давню і сучасну епоху розвитку.

Практичне значення представленої розробки полягає у виявленні перспектив застосування геоінформаційних технологій для геоморфологічних завдань. Результати можуть бути використані у фундаментальних дослідженнях рельєфу і руслової мережі на початкових етапах їхнього розвитку, зокрема, після підняття території з дна моря і до сучасного стану. Морфометричні геоінформаційні карти можуть стати основою для прогнозування майбутніх змін рельєфу, пов'язаних із висхідними чи низхідними тектонічними рухами.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Андрейчук Ю. М., Ямелинець Т. С. ГІС в екологічних дослідженнях та природо-охоронній справі : навч. посібн. Львів : Простір-М, 2015. 284 с.
2. Байрак Г. ГІС для геоморфологічних досліджень. *Методи геоморфологічних досліджень* : навч. посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 281–286 с.
3. Байрак Г. Р. Можливості ГІС для відображення характеристик рельєфу і проявів сучасної екзодинаміки. *Проблеми безперервної географічної освіти і картографії*. 2014. Вип. 19. С. 3–6.
4. Бермес А. Структурно-морфометричний аналіз території Кременецьких гір (частина 1). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. 2019. Вип. 53. С. 24–46. DOI: <https://doi.org/10.30970/vgg.2019.53.10654>.
5. Гофштейн І. Д. Неотектоніка Західного Волино-Поділля. Київ : Наук. думка, 1979. 156 с.
6. Костріков С. В. Черваньов І. Г. Морфологія рельєфу як керуюча ланка гідролого-геоморфологічного процесу на водозборі. *Фізична географія та геоморфологія*. 2009. Вип. 56. С. 67–73.
7. Кравчук Я. С. Геоморфологічне картографування : навч. посібн. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. 176 с.
8. Палієнко В. П., Матошко А. В., Барщевські М. Є. та ін. Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України. Київ : Наук. думка, 2013. 267 с.

9. Полівцев А. В. Карта вертикальних голоценових рухів Волино-Поділля та Передкарпаття. *Геодинаміка*. 2011. № 1(10). С. 58–70.
10. Свинко Й., Дем'янчук П. Неотектоніка і рельєф Західно-Подільського горбогір'я. *Наук. записки Тернопіл. націон. педагог. ун-ту ім. В. Гнатюка. Серія: географія*. 2001. № 1(7). С. 17–25.
11. Horton R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. 1945. Vol. 56. P. 275–370.
12. Inselberg. URL: <https://en.wikipedia.org/wiki/Inselberg>.
13. Migoń P. Weathering and Soil Processes. *Treatise on Geomorphology* (Second Edition) / Editor-in-chief John (Jack) F. Shroder. Journals & Books, 2022. URL: <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/inselberg>.
14. Migoń P., Duszyński F., Goudie A. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. *Earth Sci. Rev.* 2017. Vol. 171. P. 78–104.
15. Migoń P., Jancewicz K., Duszyński F., Porebna W. Late evolutionary stages of residual hills in tablelands (Elbsandsteingebirge, Germany). *Geomorphology*. 2020. Vol. 367. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107308>.
16. Nenonen K., Johansson P., Sallasmaa O., Sarala P., Palmu J.-P. The inselberg landscape in Finnish Lapland: a morphological study based on the LiDAR data interpretation. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2018. Vol. 90. pp 239–256. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.008>.
17. Summary: Inselbergs/Hills/Knobs. Desert Processes Working Group. Knowledge Sciences, Inc. Retrieved 6 January. 2008.
18. Thomas M. Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climates. The Macmillan Press Ltd. 1974. 332 p.
19. Twidale C. R. Granitic Inselbergs: Domed, Block-Strewn and Castellated. *The Geographical Journal*. 1981. Vol. 147 (1). P. 54–71. DOI: <https://doi.org/10.2307/633409>.
20. Young A. Slopes. *Geomorphology texts*. Vol. 2. Longman, 1972. 288 p.

REFERENCES

1. Andreychuk, Yu. M., & Yamelynets, T. S. (2015). GIS in environmental research and environmental protection : teaching manual. Lviv : Prostir-M [in Ukrainian].
2. Bayrak, G. (2018). GIS for geomorphological research. *Methods of geomorphological research: teaching manual*. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv, 281–286 (in Ukrainian).
3. Bayrak, G. R. (2014). Possibilities of GIS for displaying terrain characteristics and manifestations of modern exodynamics. *Problems of continuous geographical education and cartography*, 19, 3–6 [in Ukrainian].
4. Bermes, A. (2019). Structural and morphometric analysis of the territory of the Kremenets Mountains (part 1). *Visnyk of the Lviv University. Series Geography* 53, 24–46. 10.30970/vgg.2019.53.10654 [in Ukrainian].
5. Hofstein, I. D. (1979). *Neotectonics of Western Volyn-Podillia*. Kyiv : Science dumka [in Ukrainian].
6. Kostrikov, S. V., Chervanyov, I. G. (2009). Relief morphology as a control element of the hydrologic-geomorphological process at the watershed. *Physical Geography and Geomorphology*, 56, 67–73 [in Ukrainian].

7. Kravchuk, Ya. S. (2006). Geomorphological mapping: Educ. manual. Lviv : Ivan Franko LNU Publishing Center [in Ukrainian].
8. Palienko, V. P., Matoshko, A. V., Barshchevskii, M. E., et al. (2013). Morphostructural and neotectonic analysis of the territory of Ukraine. Kyiv : Nauk. dumka [in Ukrainian].
9. Polivtsev, A. V. (2011). Map of vertical Holocene movements of Volyn-Podillia and Precarpathia. *Geodynamics*, 1(10), 58–70 [in Ukrainian].
10. Svyenko, Y., Demyanchuk, P. (2001). Neotectonics and relief of the Western Podilsky Highlands. *Scientific issues Ternopil Volodymyr Hnatiuk National pedagogical university. Series: geography*, 1(7), 17–25 [in Ukrainian].
11. Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 275–370.
12. Inselberg. URL: <https://en.wikipedia.org/wiki/Inselberg>.
13. Migoń, P. (2022). Weathering and Soil Processes. *Treatise on Geomorphology*. 2-nd edition. Editor-in-chief John (Jack) F. Shroder. Journals & Books. URL: <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/inselberg>.
14. Migoń, P., Duszyński, F., Goudie, A. (2017). Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. *Earth Sci. Rev*, 171, 78–104.
15. Migoń, P., Jancewicz K., Duszyński, F., Porebna, W. (2020). Late evolutionary stages of residual hills in tablelands (Elbsandsteingebirge, Germany). *Geomorphology*, 367. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107308>.
16. Nenonen, K., Johansson, P., Sallasmaa, O., Sarala, P., Palmu, J.-P. (2018). The inselberg landscape in Finnish Lapland: a morphological study based on the LiDAR data interpretation. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 90, 239–256. DOI: <https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.008>.
17. Summary: Inselbergs/Hills/Knobs. Desert Processes Working Group. Knowledge Sciences,
18. Thomas, M. (1974). Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Develop-ent in Warm Climates. The Macmillan Press Ltd.
19. Twidale, C. R. (1981). Granitic Inselbergs: Domed, Block-Strewn and Castellated. *The Geographical Journal*, 147 (1). 54–71. DOI: <https://doi.org/10.2307/633409>.
20. Young, A. (1972). Slopes. texts. Vol. 2. Longman.

Стаття: надійшла до редакції 06.03.2024
доопрацьована 27.05.2024
прийнята до друку 26.08.2024

REPRODUCTION OF THE RESIDUAL HILLS DEVELOPMENT OF THE PODILLIA NORTHERN EDGE ON GEOINFORMATION MODELING BASE

Galyna Bayrak

*Ivan Franko National University of Lviv,
41, P. Doroshenko Str., Lviv, Ukraine, 79007
e-mail: halyna.bayrak@lnu.edu.ua*

The peculiarities of the development of the residual hills on the Podillia Highlands escarpment (Ukraine) on the basis of the performed geo-informational modeling are analyzed in the article. The

inselberg was formed as a result of erosion and denudation processes and the retreat of the top surface of Podillia. Morphometric maps in the ArcGIS-10.4.1 program were constructed to study the development of the inselbergs. Maps of the basic and vertex surfaces were made, and the amount of residual relief was determined based on their difference. Maps of the entire marginal escarpment of Podillia were built on the basis of SRTM data, and topographic maps of 1:50,000 scale were digitized for individual areas. Maps of baseline and vertex surfaces of the 4th, 3rd, and 2nd orders were compiled for the massifs of the Hologhir, Voronyak, and Kremenetsky Range. The higher the rank of the surface, the older it reflects the development of the relief. On the maps of the baseline and vertex surfaces of the 4th and 3rd orders, the last hills are not yet separated from the edge of the escarpment, and on the maps of the 2nd order they are already beginning to separate. The outposts of the eastern edge of Podillia were separated earlier, near the Kremenets ridge, further – near Voroniak, in the central part of the escarpment, and the latest – the outposts of the Gologhir in the southwestern section. We identified three stages of development of inselbergs based on the analysis of morphometric maps. The first stage began after the retreat of the Miocene seas, when the late Pliocene uplifts occurred and the escarpment sharply separated from the adjacent plain. The second stage continued during the Pleistocene period, when minor differential tectonic movements continued and severe climatic conditions prevailed. At that time, the erosion-denudation processes became more active and inselbergs separated from the main edge of Podillia. The third stage is the Holocene, when exogenous processes increasingly dissect the slopes. With their participation, the steepness of the upper slopes of the inselbergs increases, gentle pediments are formed, and the erosional cuts of the valleys are lowered. The sequential combination of relevant morphometric maps in the form of gif animations allows to display the relief in its development.

Keywords: relief development; inselbergs, residual hills; morphometric analysis, baseline and vertex surfaces, residual relief; erosion and denudation processes; the northern edge of Podillia.