

ГЕОМОРФОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ПОДІЛЬСЬКИХ ТОВТР

У рельєфі Подільської височини виразно виділяється смуга Товтр – вузького горбистого пасма та відокремлених від нього невисоких пагорбів і пасом. Геолого-геоморфологічну основу Головного Товтрового пасма творить відпрепарований денудацією бар'єрний риф, складений верхньобаденськими органогенними та органогенно-детритовими вапняками. Риф сформувався у мілководній прибережній зоні міоценового Паратетису 13-18 млн. років тому. Товтрове пасмо є унікальним геоморфологічним об'єктом, що має неабияке екологічне, науково-пізнавальне та рекреаційне значення.

Товтри простягаються з північного заходу на південний схід по лінії Підкамін (Львівська обл.) – Гаї-Розтоцькі – Збараж – Скалат – Красне – Личківці (Тернопільська обл.) – Іванківці – Вишнівчик – Кам'янець-Подільський (Хмельницька обл.) – Ліпкани (Молдова) – Штефанешти (Румунія) майже на 250 км. Ступінь і форма прояву Товтр у рельєфі в різних частинах Поділля суттєво відрізняються, що є основою для їх детального районування.

Районування Товтр проводилось багатьма дослідниками за різними критеріями – морфологічними особливостями рельєфу, особливостями геологічної будови, взаємозалежності рельєфу і тектонічного режиму території, за різноманітністю природно-територіальних комплексів. Межі окремих регіональних одиниць, виділених різними дослідниками, часто не збігаються і потребують уточнення.

Перші спроби регіоналізації Подільських Товтр були зроблені В. Тейсейром (1900), С. Рудницьким (1913), В. Ласкаревим (1914). Учені, на підставі співвідношення морфологічних особливостей рельєфу та геологічної будови Головного пасма і груп бічних товтр, поділили дану територію на окремі пасма, розділені між собою поперечними річковими долинами. При цьому В. Тейсейр [13] і С. Рудницький [9] здійснили поділ Товтр у межах сучасної Тернопільської області, а В. Ласкарев [5] – у межах Хмельницької області; оскільки на початку ХХ ст. ці ділянки Товтр були у складі Австро-Угорської та Російської імперій.

К. Геренчук (1949) за ступенем виразності викопних рифових побудов у сучасному рельєфі виділив Центральну частину Товтр (Медобори), Північний (Галицький) та Південний (Бесарабський) фланги [2]. Учений також започаткував вивчення ландшафтів Подільських Товтр. Враховуючи відмінності геологічної будови та рельєфу, рослинного покриву та ґрунтів Товтрового пасма, дослідник поділив його на окремі індивідуальні ландшафти. В даному випадку виділення ландшафтів за специфічним поєднанням кількох типів рельєфу співпадає з критерієм виділення геоморфологічних підрайонів. Отже, за К. Геренчуком, Товтровий район поділяється на чотири геоморфологічні підрайони – Мильнівський, Збаразький, Медоборський та Товтровий [8, 9].

Схему поділу Подільських Товтр, яка ґрунтується на взаємозалежності морфологічних особливостей рельєфу Товтр та неотектоніки Поділля, запропонували вчені А. Андреев, В. Гук (1970). Дослідники виділили в межах Товтрової смуги окремі блоки, розділені улоговинами та поперечними річковими долинами [1]. У межах фрагменту Товтр, розташованого західніше річки Збруч, ці блоки практично співпадають з регіонами виділеними на схемах районування В. Тейсеєра та С. Рудницького.

Серед сучасних робіт, які присвячені проблемам районування Товтрового пасма, слід виділити праці Й. Свинка (1998), І. Каплуна, Д. Ковалишин (1998), П. Штойка (2000).

Й. Свинко на підставі аналізу гіпсометрії поверхні Товтрової гряди, замірів напрямків тріщинуватості вапняків Товтр поділяє Товтри на блоки, які корелюються з блоками, виділеними А. Андреевим та В. Гуком. Блоки розділяють долини річок Серета Лівого, Гнізни, Збруча, Смотрича, які перетинають Подільські Товтри у поперечному напрямку [11].

Д. Ковалишин, І. Каплун, на основі аналізу особливостей геологічної будови та рельєфу Подільських Товтр, вважають доцільним проводити поздовжній поділ, виділяючи

окремо район Головного пасма Товтровою кряжу та район бічних товтр [3].

Отже, опрацювання регіональної літератури, присвяченої вивченню Подільських Товтр, засвідчує, що на сьогодні відсутня єдина загальноприйнята схема геоморфологічної регіоналізації цієї території.

Мета роботи – здійснити детальне геоморфологічне районування Товтр на основі опрацювання існуючих схем регіоналізації Подільських Товтр, матеріалів фондів геологічних служб та власних польових досліджень.

У сучасній схемі геоморфологічного районування території України Товтри виділено на рівні району у межах Подільської структурно-денудаційної височини (Палієнко В.П., Барщевський М.Є., Бортник С.Ю., Палієнко Е.Т., Вахрушев Б.О., Кравчук Я.С., Гнатюк Р.М., Зінько Ю.В., 2004). У межах Подільських Товтр ми виділили 10 підрайонів, які різняться за морфологічними і морфометричними особливостями рельєфу Головного пасма та бічних товтр. Відмінності у рельєфі Подільських Товтр зумовлені особливостями їх формування, умовами тектонічного режиму Поділля та особливостями геологічної будови окремих масивів Головного пасма та бічних товтр (рис. 1).

Головне пасмо Товтр, складене органогенно-детритовими вапняками верхнього бадену, які часто перекриті серпулітовими вапняками нижнього сармату, не суцільне. Головне пасмо формують окремі масиви та пагорби, які розділені річковими долинами та улоговинами. Межі окремих масивів Головного пасма Товтр добре простежуються у навколишньому рельєфі. Проте відстань між окремими масивами часто досить значна, що утруднює виділення меж Головного пасма Подільських Товтр, як цілісної геоморфологічної одиниці. Бічні товтри розташовані не компактно і на значній території – у підніжжі південно-західного макросхилу Головного пасма, вздовж долин Дністра та його лівих приток Боровички, Тернави, Студениці. Ширина Товтрової зони (Головного пасма та бічних товтр) коливаються від 30 км до 5 – 6 км. Бічні товтри доцільно розглядати як окремі рифові утворення в межах Подільської структурно-денудаційної височини.

Підрайон Мильнівських Товтр знаходиться на межиріччі Ікви і Гука (ліва притока річки Серет). У межах цього підрайону рифові літотамнієві вапняки верхнього баденію не формують виразно піднятого над прилеглими територіями суцільного пасма. Головне пасмо Подільських Товтр починається від осібно розташованої на правому березі річки Серет гори Ратинської (384,8 м). Над прилеглою територією гора піднімається майже на 50 м. Гора має типову для Головного пасма Товтр геологічну будову – складена з органогенно-детритових та перекристалізованих органогенних рифових вапняків верхнього баденію, які перекриті органогенно-серпуловими вапняками нижнього сармату потужністю 1 – 2 м. На південь та південний-захід від г. Ратинська розташовані незначні за розмірами пагорби, сформовані серпулітово-мікробіалітовими нижньосарматськими вапняками.

Органогенні споруди нижнього сармату поблизу смт. Підкамінь та в долині річки Серет Лівий не утворюють чітко виражених у рельєфі пагорбів. Серпулітові вапняки утворюють покриви незначної потужності, розташовані на вершинах пагорбів. Органогенні споруди нижнього сармату виразно виділяються у рельєфі в масивах пагорбів Ушерова (426,2 м) і Ширед (414,0 м), які утворюють єдине пасмо майже меридіонального напрямку. Відносні перевищення пасма над рівнем Тернопільського плато становлять 30 – 35 м. Пасмо утворене потужною товщею (до 30 м) серпулових вапняків нижнього сармату, які залягають на глинистих літотамнієвих вапняках верхнього баденію. На південь та південний-схід від цього масиву поширені ланцюги невеликих пагорбів, складених органогенними утвореннями нижнього сармату.

Отже, у Мильнівський підрайон об'єднані бічні товтри, утворені нижньосарматськими вапняками незначної потужності, виражені у рельєфі у вигляді відокремлених невеликих пагорбів чи груп пагорбів. Головне пасмо представлене масивом гори Ратинська – рифовою спорудою верхнього баденію.

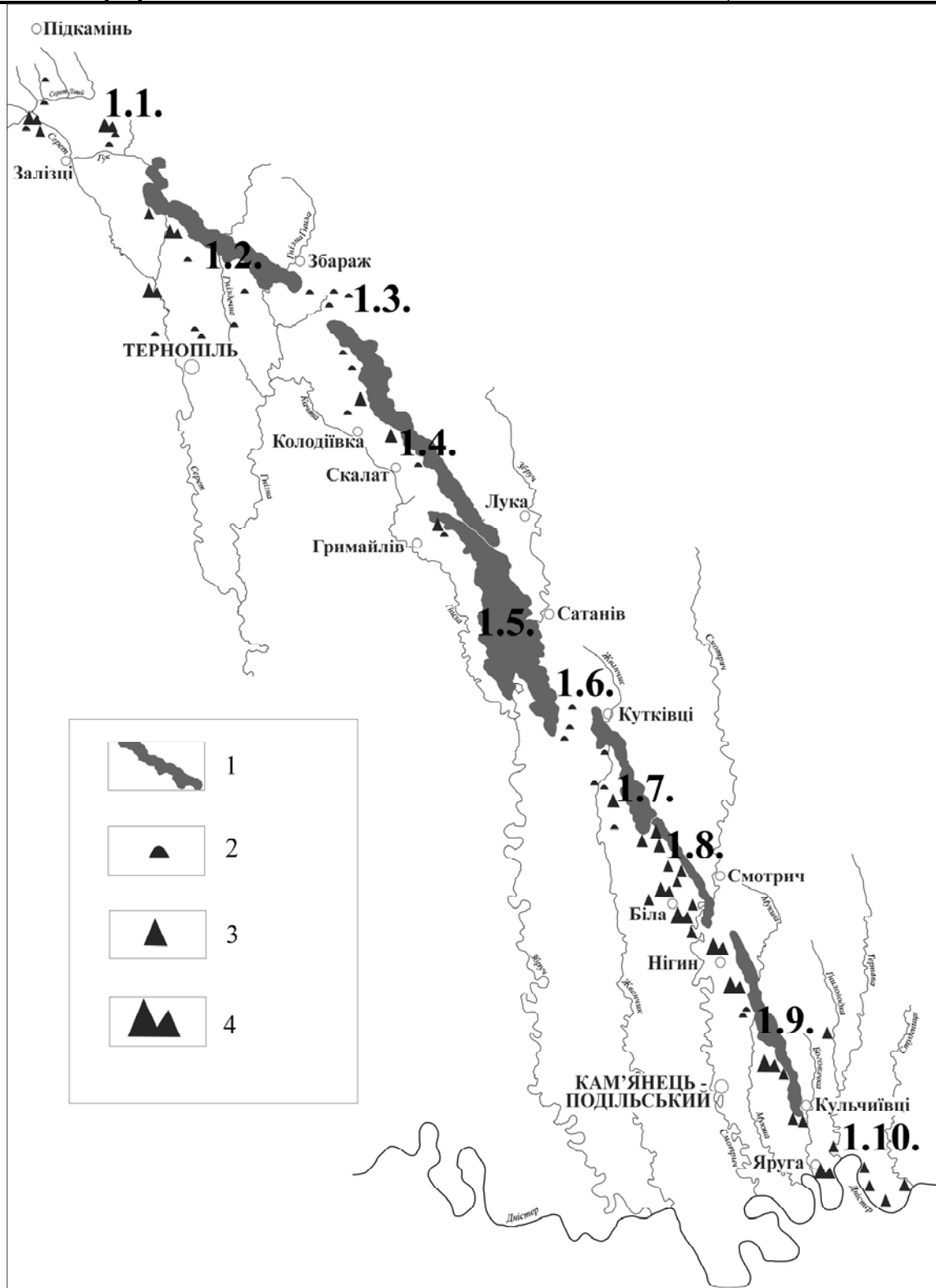


Рис. 1. Картосхема геоморфологічного районування Подільських Товтр

Підрайони Товтр: 1.1. – Мильнівський, 1.2. – Збаразький, 1.3. – Луб'янецький, 1.4. – Скалатський, 1.5. – Гримайлівський, 1.6. – Закупненський, 1.7. – Демківецький, 1.8. – Смотрицький, 1.9. – Кам'янець-Подільський, 1.10. – Придністерський; 1 – межі масивів Головного пасма Подільських Товтр; бічні товтри: 2 – пологосхилі невисокі пагорби, 3 – скелясті конусоподібні пагорби, 4 – скелясті гребені та пасма товтр.

Підрайон Збаразьких Товтр об'єднує Головне пасмо, що виразно виділяється у рельєфі Поділля, та групи бічних товтр, хаотично розташованих на південний-захід від Головного пасма у межах Тернопільського плато. Північно-західна межа підрайону проходить по

долині річки Гук, південно-східна – по долині річки Караванди (рис. 2).

Головне пасмо Збараських Товтр утворене верхньобаденськими рифовими органогенними та органогенно-детритовими вапняками потужністю до 60 м, які перекриті товщею (до 10 м) органогенних утворень нижнього сармату.

Головне пасмо складається з послідовно розташованих окремих пасом – г. Хоми (413,2 м), г. Гонтова (421,5 м), г. Крайній камінь (431,1 м), г. Зубова (430,8 м), г. Василянська (404,7 м), г. Лань (394,5 м) (їх середня довжина вздовж осі становить 6 – 10 км), які розділені долинами річок Ігровець, Гніздечна та Гнила Гнізна. Відносні висоти пасма над територією Подільської височини не перевищують 60 – 70 м. Для усіх пасом підрайону характерні вирівняні досить широкі (до 500 м) вершинні поверхні, асиметрична будова схилів (південно-західний схил крутий (до 35°) і короткий, північно-східний – пологий (крутизна не перевищує 10° – 12°) і довгий та північно-західний напрям простягання. У межах окремих пасом абсолютна висота вершинної поверхні на всьому протязі практично не змінюється і коливається у незначних межах (рис. 2).

Значна різниця висот сусідніх пасом поблизу с. Дубівці, відокремлених по лінії сіл Добриводи-Дубівці, зумовлена їхнім різним тектонічним режимом. На відмінності тектонічного режиму вказують відмінності у розвитку ярково-балкової сітки на берегах річки Гніздечної. Для рельєфу правого берега характерні глибокі балки із прогресуючими вторинними врізами. На лівому березі р. Гніздечної, незважаючи на аналогічні умови рельєфу та геологічну будову, відсутні сліди сучасних ерозійних врізів.

Бічні товтри, розташовані у межах Тернопільського плато, поширені на великій площі і практично не об'єднані у певні групи. Відстань окремих бічних товтр від Головного пасма становить близько 20 км (І. Корольок, 1952). Бічні товтри порівняно невеликих розмірів (потужність органогенних побудов нижнього сармату становить декілька метрів), слабо виражені у рельєфі.

Південно-східніше долини р. Караванди до широти с. Максимівка Головне пасмо переривається, рифові літотамнієві вапняки верхнього баденію заміщуються дрібнолітотамнієвими глинистими та мергелистими вапняками. На цій ділянці поширені органогенні утворення нижнього сармату, виражені у рельєфі невеликими пагорбами, які В. Тейсейр об'єднав під назвою *Луб'янецькі Товтри*.

На формування Луб'янецьких Товтр вплинув розлом, що простягається по лінії сіл Стривка-Кретівці. Тектонічне зміщення підтверджується перепадом абсолютних відміток підосви верхньобаденських відкладів у суміжних блоках в середньому на 10,5 м (В. Михайлов, 1971).

Підрайон Скалатських Товтр охоплює значне за простяганням (близько 30 км) монолітне Головне пасмо та групи бічних товтр, які розташовані у підніжжі південно-західного макросхилу пасма. Напрямок простягання Головного пасма змінюється на субмеридіональний, порівняно з діагональним у Збараських Товтрах (рис. 3).

Головне пасмо складається з Колодницького та Скалатського пасом (за В. Тейсейром, 1900; С. Рудницьким, 1912), які відрізняються напрямом простягання, конфігурацією та абсолютними висотами вершинної поверхні. Пасма розділені пониженнями у рельєфі поблизу с. Старий Скалат, яке зумовлене тектонічним розломом. Ймовірний розлом підтверджується різницею у відмітках абсолютних висот підосви відкладів верхнього баденію, яка складає близько 17 м (В.А. Михайлов, 1971). Північно-західний блок Головного пасма Товтр, у межах якого розташоване Колодницьке пасмо, припіднятий відносно південно-східного біля с. Полупанівка на 18,3 м.

Колодницьке пасмо сформоване рифовими органогенними літотамнієвими та органогенно-детритовими вапняками потужністю близько 50 м, Скалатське пасмо – вапняками потужністю близько 80 м. Рифові відклади перекриті серпуловими органогенними перекристалізованими вапняками нижнього сармату. Пасма виразно виділяються у рельєфі –

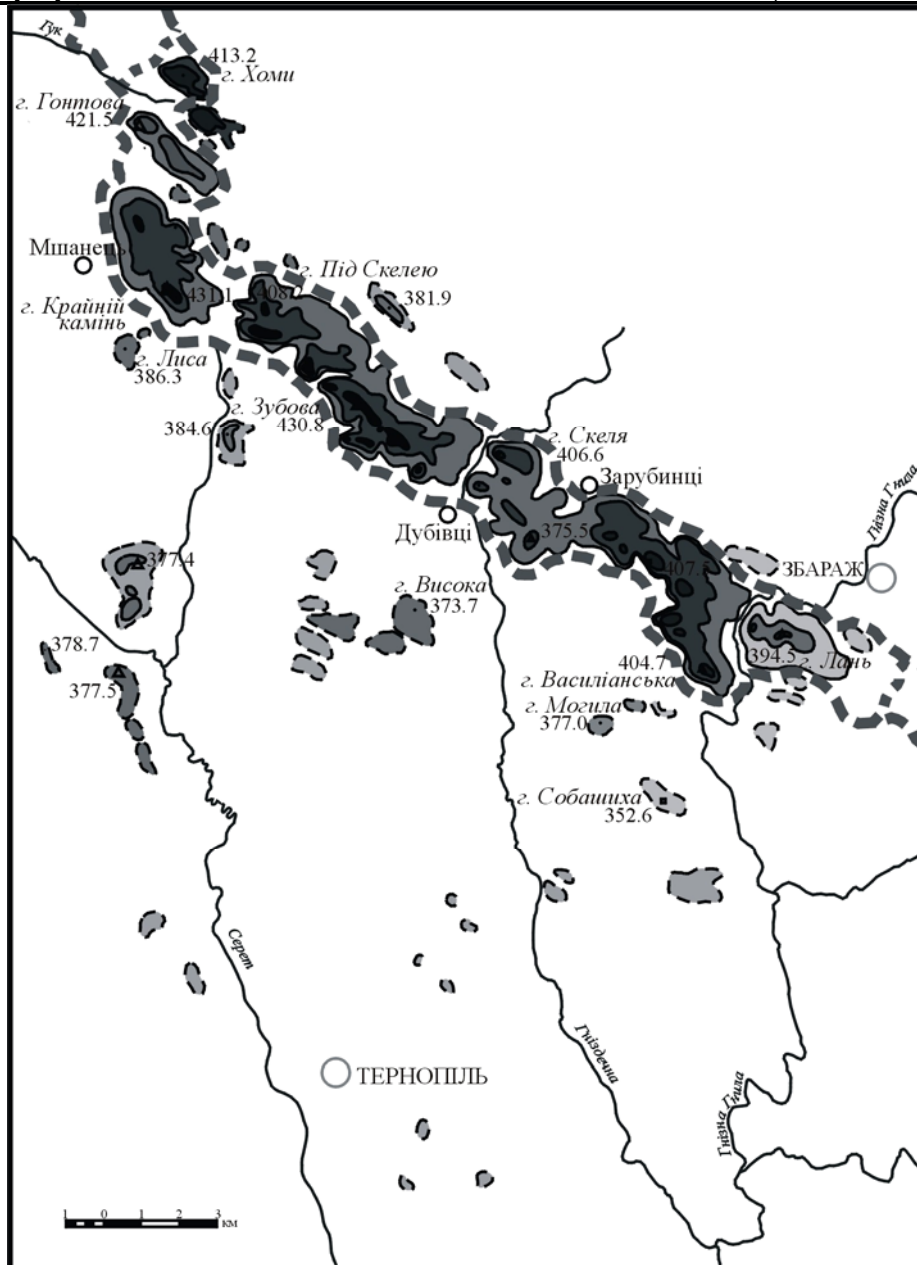


Рис. 2 . Підрайон Збараських Товтр

Межі: 1 – масив Головного пасма Товтр, 2 – бічних товтр, 3 – Головного пасма Подільських Товтр, 4 – підрайонів Подільських Товтр; 5 – відносні перевищення вершинних поверхонь Товтрових форм над поверхнями плато (ізогіпси, проведені через 25 м).

найвищі вершини Колодницького пасма формують г. Монастир (407,8 м), г. Скеля (402,7 м), г. Скеля (418,2 м), Скалатського пасма – г. Свята (398,5 м), г. Падина (396,0 м), г. Гостра Могила (398,0 м). Отже, Скалатське пасмо нижче Колодницького у середньому на 12 м. Для пасом характерно широка вирівняна вершинна поверхня, асиметрична будова схилів (південно-західний схил крутий (до 35^0 - 40^0) і короткий, ускладнений скельними виходами у привершинній частині, північно-східний – пологий (крутизна не перевищує 10^0 – 12^0) і довгий (рис. 3).

Бічні товтри розташовані у підніжжі південно-західного макросхилу Головного пасма на відстані 500 – 800 м від нього. Бічні товтри у межах Скалатського підрайону практично

непомітні у рельєфі, їх відносна висота не перевищує п'яти метрів. Органогенні споруди нижнього сармату тут часто називають могилками, зважаючи на їх порівняно незначні розміри та скелясті виходи на вершинах.

Південно-східною межею підрайону Скалатських Товтр є улоговина у рельєфі поблизу с. Остап'є, яка відповідає субширотно му локальному тектонічному порушенню, що простягається по лінії сіл Остап'є-Монастириха. На даній ділянці Товтри діляться на ряд окремих пасом, які дугоподібно відхиляються від основного північно-західного напрямку простягання Товтр. Дугоподібне відхилення Головного пасма Товтр від основного північно-західного напрямку простягання поблизу с. Остап'є імовірно зумовлене вузькою лінійною тектонічною зоною опускання між двома відносно стабільними блоками (А. Андреев, В. Гук, 1970; В.А. Михайлов, 1971).

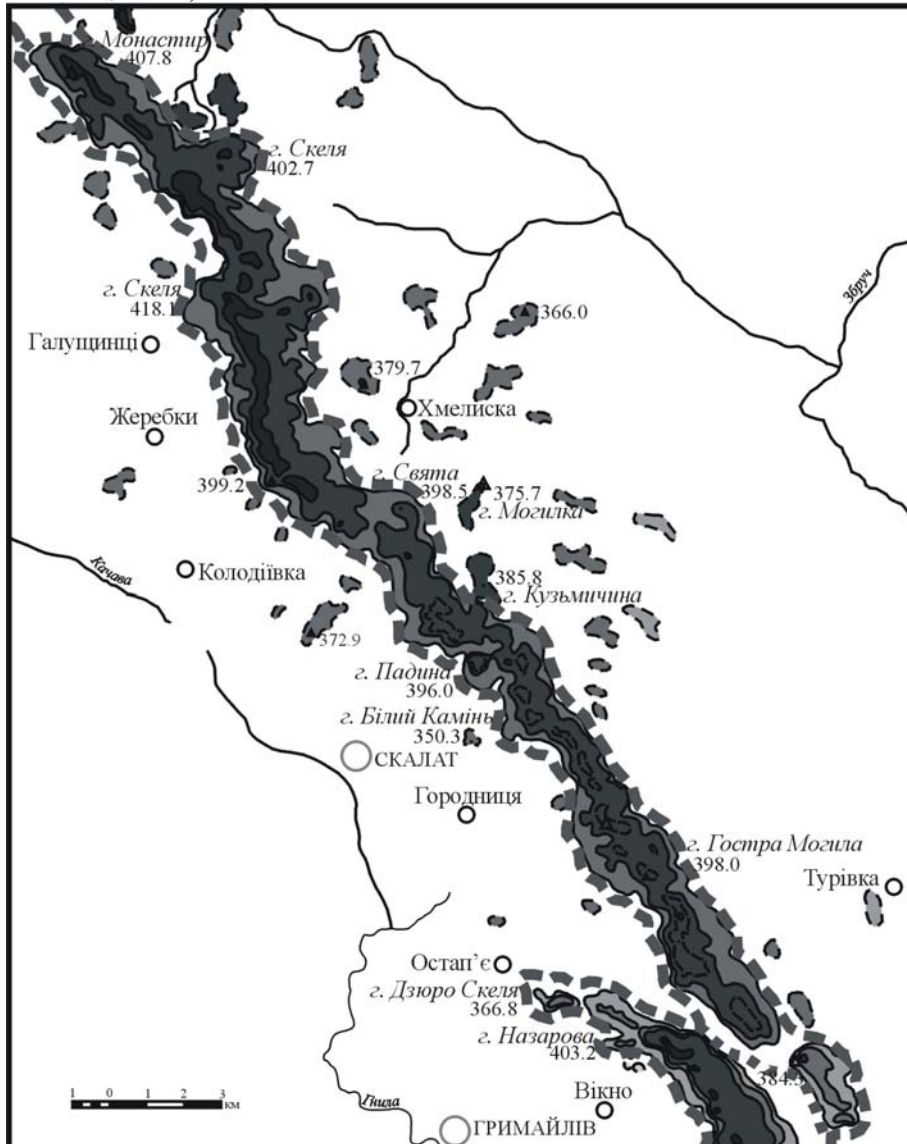


Рис. 3. Підрайон Скалатських Товтр (умовні позначення див. рис. 2)

У Гримайлівських Товтрах Головне пасмо ділиться на ряд окремих пасом; бічні товтри представлені лише невеликою групою пагорбів у підніжжі г. Назарова (рис. 4).

Особливості геоморфологічної будови Товтр на цій ділянці пов'язані з розломом по долині р. Збруч, який виділяють А.Г. Андреев, В.І. Гук (1970). Дані геологічних свердловин не підтверджують вертикальних зміщень вздовж відміченого тектонічного порушення. Проте, в районі смт Сатанів спостерігається значна зміна простягання русла Збруча з меридіонального на широтний з наступним поворотом в смузі рифів на південь, який

найлегше пояснити наявністю субмеридіонального розлому. Формування печери Перлина та Іванківського родовища детритових вапняків також пояснюється блоковими горизонтальними зміщеннями вздовж долини річки Збруч.

Ширина Товтровою пасма у районі його перетину р. Збруч є максимальною і досягає 10-12 км. На цій ділянці пасмо значно розширюється, імовірно внаслідок підйому масивного блоку Товтр і представлено рядом великих викопних рифових масивів. Головне пасмо відзначається найвищими висотами – г. Назарова (403,2 м), г. Волова (397,0 м), г. Янцова (410,2 м), г. Бохіт (413,9 м), г. Велика Бугаїха (400,6 м). Відносні висоти пасма зростають з півночі на південь від 50-80 до 130-160 м.

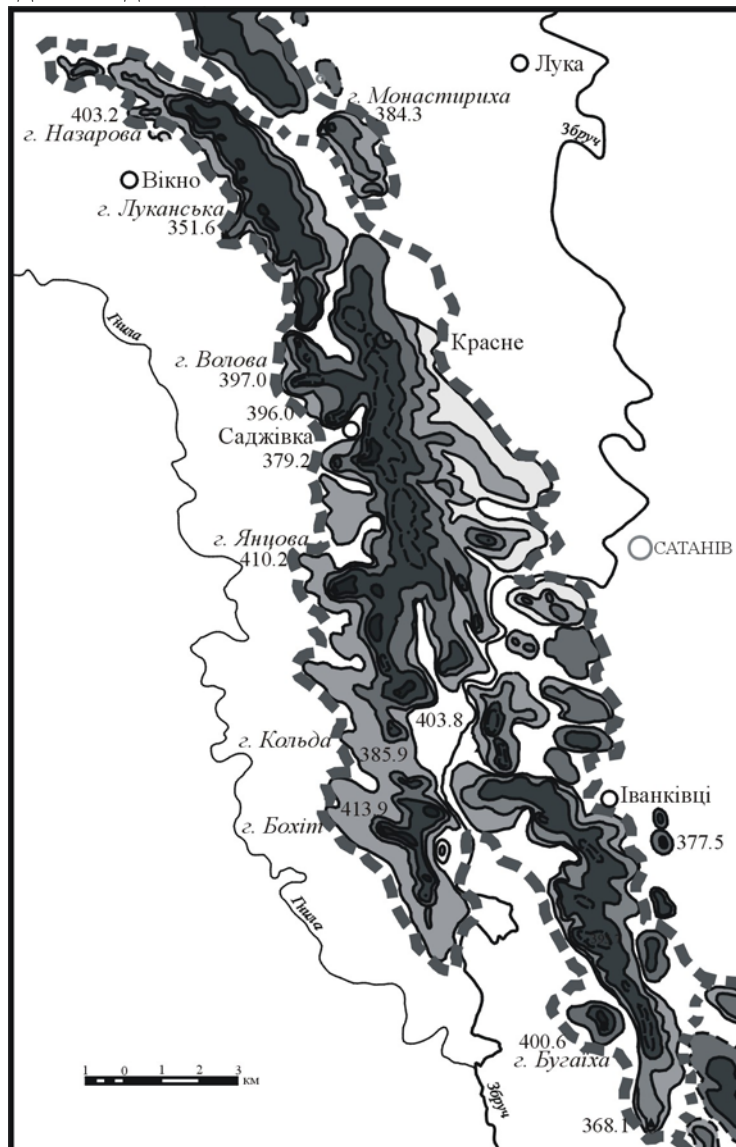


Рис. 4. Підрайон Гримайлівських Товтр (умовні позначення див. рис. 2)

У межах Гримайлівських Товтр Головне пасмо представлено кількома пасмами, напрямок простягання яких співпадає з напрямками ймовірних розломів [1]. Для Головного пасма характерні широкі (200–400 м), практично округлі у плані, вирівняні вершинні поверхні та продовгуваті, витягнуті у меридіональному напрямі, вузькі і злегка опуклі гребені. Простягання Головного пасма змінюється з північно-західного діагонального на субмеридіональний. На цій ділянці Товтр також простежується характерний крутий уступ південно-західної експозиції. Асиметрію схилів порушує крутий схил східної експозиції до долини р. Збруч. Виходи вапняків потужністю до 0,2–2,0 м виявлені на вершинних поверхнях злегка опуклої форми (на рівні 380–400 м). Потужні виходи вапняків (від 10–15 до

20 м) приурочені до привершинних частин крутих схилів.

Бічні товтри, розміщені поблизу с. Вікно, виразно виділяються у рельєфі і представлені групою мальовничих скелястих пагорбів. Їх абсолютні висоти змінюються від 325 – 330 м (г. Гостра Скеля). Рівень вершин бічних товтр над прилеглими територіями підноситься на 30-40 м.

Бічні товтри на даній ділянці збудовані нетиповою для органогенних побудов нижнього сармату різновидністю серпулітово-мікробіалітового вапняку, який утворений щільними вертикально наростаючими серпулітовими трубками, покритими мікробіалітами. Порожнини між серпулами і поверхні мікробіалітів масово заповнені моллюсками з родини *Musculus* і *Obsoletiforma* (М. Ясьоньовський та ін., 2003).

Підрайон Демківецьких Товтр охоплює Головне пасмо, яке формують лінійні помітно видовжені масиви, складені відкладами верхнього баденію – нижнього сармату. Порівняно з Гримайлівськими Товтрами, абсолютні висоти пасма значно нижчі – максимальні висоти досягають відміток 388,6; 368,3 (г. Лиса); 376,0; 386,7 м. Відносні перевищення пасма коливаються у межах 50-60 м.

Головне пасмо на правобережжі річки Жванчик утворює низка паралельних пасом північно-західного простягання. На даній ділянці А. Андреев і В. Гук (1970) виділили розлом по лінії сіл Закупне-Кутківці, що співпадає з долиною річки Жванчик. Проте за даними геологічного буріння (Б.І. Власов, 1962; В.А. Михайлов, 1969) перепад абсолютних відміток підосви верхньобаденських відкладів у суміжних блоках практично відсутній (складає в середньому 1,3 м).

Даний факт пояснюється інверсією (зміною знака вертикальних рухів уздовж розлому) під час формування органогенних побудов і після завершення формування рифу у міоцені. У процесі формування рифу північно-західний блок опускався відносно південно-східного. У час завершення рифоутворення плоскі вирівняні вершинні поверхні Головного пасма Товтр знаходилися на одному гіпсометричному рівні, а відмітки підосви верхньобаденських відкладів у північно-західному блоці були нижчими. У верхньому сарматі північно-західний блок почав підніматися, а південно-східний – опускатися, внаслідок чого гіпсометричні рівні поверхонь Головного пасма практично вирівнялись.

Тектонічне порушення по даній лінії підтверджує коліноподібний вигин долини річки Жванчик і різке виклинювання рифових фацій верхньобаденського під'ярусу вздовж північного краю простягання Товтровою пасма від станції Закупне до річки Смотрич, а також збільшення потужності верхньобаденських рифових вапняків у північно-західному блоці (зокрема, у родовищі Лисогірка) [6]

Смотрицький підрайон утворюють численні групи бічних товтр різноманітних обрисів та незначна за простяганням (до 5 км) ділянка Головного пасма. Максимальні абсолютні висоти вершинних поверхонь пасма не перевищують 360 м, а відносні – 30-40 м. Головне пасмо складається з послідовно розташованих невеликих пасом, розділених пониженнями у рельєфі та долиною р. Смотрич. Для кожного пасма характерна асиметрична будова схилів (південно-західний схил крутий і короткий, північно-східний – пологий і довгий) та вирівняна вершинна поверхня. Типова для Подільських Товтр асиметрія схилів рифових піднять ускладнюється крутим схилом східної експозиції до долини річки Смотрич.

Органогенні побудови нижнього сармату виражені у рельєфі досить різноманітними за морфологією та потужністю рифових відкладів пагорбами та групами пагорбів. За особливостями рельєфу пагорби можна об'єднати у наступні морфологічні групи.

Між станцією Закупне і долиною річки Смотрич органогенні споруди нижнього сармату утворюють пологі пасма, які за морфологічними особливостями рельєфу нагадують Головне пасмо. Відмітки найвищих вершин пасма складають 360,6; 363,9; 362,7 та 358,8 м. Ширина пасом на даному відтинку порівняно незначна (500-900 м).

Поблизу сіл Біла та Чорна бічні товтри представлені у рельєфі порівняно високими

(325,9; 336,5 м) та дещо нижчими (298,9; 301,9 м) конусоподібними пагорбами з крутими увігнутими схилами та численними скелястими виходами сарматських порід. Бічні товтри поширені на значній площі (близько 25 км²) і у плані утворюють майже замкнуте коло, що дало підставу В. Ласкареву (1914) вважати їх викопним атолом.

Своєрідними є бічні товтри поблизу с. Нігин. Нігинські товтри утворюють суцільний і чітко виражений у рельєфі гребінь меридіонального простягання, що змінюється на діагональний північно-східний. У місці зміни напрямку простягання висота пасма зменшується практично наполовину. Гребінь Нігинських товтр складається із багаточисельних скелястих вершинок. Вапняки сильно звітрені та розбиті тріщинами на окремі брили. Південні схили скелястих вершин більш пологі та вирівняні, а північні схили досить круті та майже вертикальні.

Підрайон Кам'янець-Подільських Товтр охоплює Головне пасмо, розбите на окремі пасма та групи бічних товтр (рис. 5).

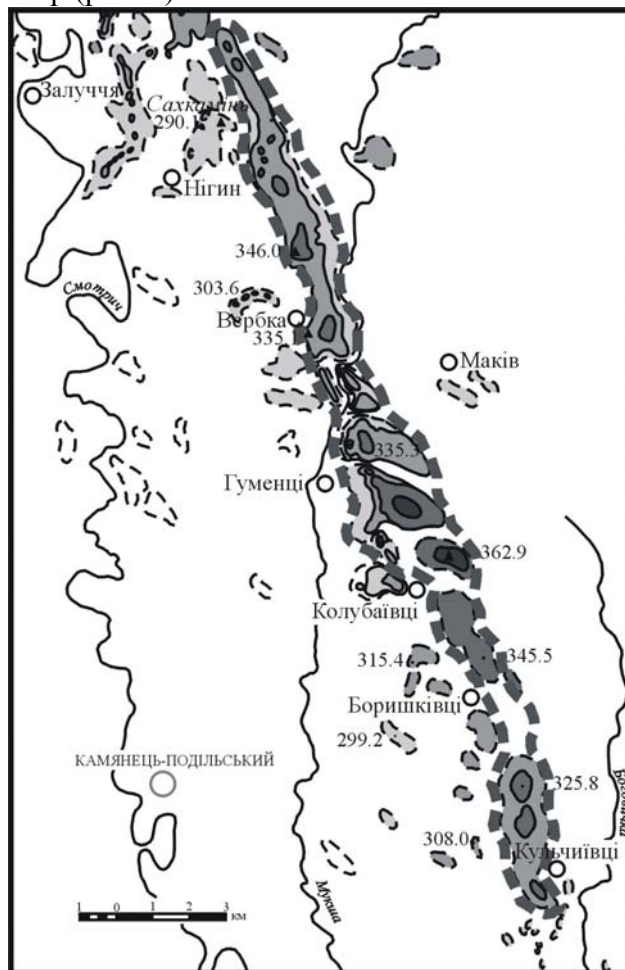


Рис. 5. Підрайон Кам'янець-Подільських Товтр (умовні позначення див. рис. 2)

Головне пасмо простягається до широти с. Кульчіївці і південніше не виражене у рельєфі. Напрямок простягання Головного пасма успадковують розміщені південно-східніше органогенні побудови нижнього сармату, рифові побудови верхнього баденію далі не зустрічаються (І.К. Королюк, В.А. Михайлов, 1971).

Головне пасмо складається з послідовно розташованих окремих пасом, які чітко виражені у рельєфі. Абсолютні висоти Головного пасма коливаються від 300 до 330 м, проте відносні перевищення над прилеглою територією становлять близько 100-120 м.

Для Головного пасма у цьому підрайоні властиві характерні для Подільських Товтр особливості рельєфу – типова асиметрія схилів, що ускладнюється крутим схилом східної експозиції до долини річки Мукша. Вздовж долини р. Мукша простягається тектонічний

розлом, наявність якого підтверджує глибоко врізана долина річки. На захід від Мукші спостерігається потужний розвиток рифових фацій верхнього баденію і нижнього сармату, а на схід – рифові фації повністю відсутні. За даними свердловин перевищення суміжних блоків становить в середньому 25 м. Потужність рифових вапняків верхнього баденію – органогенних утворень нижнього сармату в опущеному північно-західному блоці становить більше 100 м [6].

Для бічних Товтр Кам'янець-Подільського підрайону характерні ланцюжки лінійно витягнутих пагорбів, часто перпендикулярно розміщених відносно Головного пасма.

Поблизу с. Вербка бічні товтри утворюють досить високий (до 30 м) чітко виражений у рельєфі хребет з чотирма конусоподібними вершинками. Хребет супроводжують менші за розмірами пагорби (Вербецькі Товтри), схили яких досить пологі, вкриті кам'яними розсипами.

Біля с. Гуменці органогенні споруди нижнього сармату утворюють групи пагорбів незначних розмірів з пологими схилами, які слабо виражені у рельєфі (Гуменецькі Товтри). Пагорби не мають скелястих вершин, а вкриті чагарниковою рослинністю.

На межиріччі Боговички та Студениці та у долині Дністра товтри представлені пагорбами незначних розмірів (висотою до 4-5 м). Органогенні вапняки нижнього сармату відслонюються в основному у долинах Дністра, Боговички, Тернави та Студениці, утворюючи мальовничі скелі. Вапняки значно звітрені, вкриті численними мікрокарстовими формами та розбиті тріщинами.

Отже, ступінь і форма прояву у рельєфі та співвідношення викопних рифових побудов верхнього баденію і органогенних споруд нижнього сармату, а також морфометричні особливості у різних частинах Товтр суттєво різняться (таблиця 1).

Таблиця 1

Морфометричні характеристики підрайонів Подільських Товтр

Назва підрайону	Абсолютні висоти найвищих вершин Товтр у межах підрайонів, м н.р.м.	Відносні перевищення вершинних поверхонь над прилеглими територіями плато, м
Мильнівський	426,2; 414,0; 384,8	середні 30–35; максимальні 50
Збаразький	431,1; 430,8; 421,5; 413,2; 404,7; 394,5	середні 60–70
Луб'янецький	360,5	середні 5–15
Скалатський	418,2; 407,8; 402,7; 398,5; 398,0; 396,0	середні 75–80
Гримайлівський	413,9; 410,2; 403,2; 400,6; 397,0	середні 75–80; максимальні 110–140
Закупненський	360,5; 350,0	середні 5–20
Демківецький	388,6; 386,7; 368,3; 376,0	середні 50–60
Смотрицький	363,9; 362,7; 360,6; 358,8	середні 50–80
Кам'янець-Подільський	362,9; 346,0; 345,5; 335,3	середні 80–100
Придністерський	345,6; 335,5;	середні 5–20

Десять виділених геоморфологічних підрайонів можна об'єднати за морфологічними та морфометричними особливостями у наступні три типи: 1) підрайони, у яких Головне пасмо є масивним і високим, складене потужною товщею (до 80–100 м) органогенно-детритових вапняків верхнього бадену, які перекриті органогенними утвореннями нижнього сармату; супроводжують Головне пасмо невеликі групи бічних товтр; 2) підрайони, у яких Головне пасмо складається з низки послідовно, або паралельно розташованих окремих пасом та пагорбів, розділених річковими долинами та улоговинами; Головне пасмо супроводжується різноманітними за морфологією групами бічних товтр; 3) підрайони, у межах яких поширені тільки органогенні утворення нижнього сармату – бічні товтри.

Скалатський та Гримайлівський підрайони охоплюють найбільш масивну, високу ділянку Головного пасма Товтр, яка виразно виділяється на фоні рельєфу прилеглих плато. Для Головного пасма у межах зазначених підрайонів характерні найвищі відносні висоти (від

80 до 100–140 м). Бічні товтри тут практично відсутні і представлені у рельєфі лише окремими невеликими пагорбами чи групами пагорбів, що розташовані у підніжжі південно-західного макросхилу Головного пасма.

Збараський, Демківецький, Смотрицький та Кам'янець-Подільський підрайони представлені ділянками Головного пасма Товтр, які супроводжуються численними бічними товтрами. Головне пасмо у межах зазначених підрайонів не утворює суцільного масиву, а розбите на ряд окремих пасом, розділених річковими долинами та улоговинами. Органогенні побудови нижнього сармату виражені у рельєфі різноманітними за морфологією та потужністю відкладів пагорбами та групами пагорбів. Бічні товтри простягаються лінійно витягнутими ланцюжками скелястих пагорбів, які часто перпендикулярно розміщені до напряму простягання Головного пасма.

У межах Мильнівського, Луб'янецького, Закупненського та Придністерського підрайонів Подільських Товтр Головне пасмо у рельєфі не виражене внаслідок виклинювання рифових фацій верхньобаденського під'ярусу. Органогенні споруди нижнього сармату тут представлені групами невисоких пологосхиливих пагорбів, які слабо виражені у рельєфі. У Придністерському підрайоні невисокі скелясті конусоподібні пагорби чітко виражені у долині у рельєфі долин Дністра, Тернави та Студениці. Потужність серпулітових рифогенних вапняків, які занурюються у товщу шаруватих відкладів сармату, незначна і досягає лише декількох метрів.

Запропонована геоморфологічна регіоналізація і типізація підрайонів Подільських Товтр може бути основою для природоохоронної оцінки рельєфу та оптимізації природокористування у межах кожного з виділених підрайонів та Товтр загалом.

Література:

1. Андреев А.Г., Гук В.И. Новые данные о морфологии и неотектонике Подольской рифогенной зоны// Материалы по геологии, гидрогеологии и геохимии Украины, Казахстана, Алтая и Забайкалья. – 1970. – №6. – С. 27 - 35.
2. Геренчук К.И. Подольские Толтры (геоморфологический очерк) // Изв. Всесоюз. геол. об-ва. – 1949. – Т. 81. – Вып. 5. – С. 325–329.
3. Ковалишин Т., Каплун І. До питання формування рельєфу і ландшафтів Подільських Товтр // Наук. зап. Терноп. пед. ун-ту. Сер. географія. – 1998. – №2(7). – С. 112-118.
4. Королюк И.К. Подольские Толтры и условия их образования// Тр. Ин. геол. наук АН СССР. Сер. геол. – 1952. – Вып. 110. – № 56. – 120 с.
5. Ласкарев В. Д. Геологические исследования в юго-западной России (17-й лист общей Геол. карты Европейской России) // Тр. Геол. комитета. Нов. сер. – 1914. – № 77. – 540 с.
6. Михайлов В.А. Прогнозно-геологическая оценка известняков Толтровой гряды как сырья для различных отраслей промышленности/ Отчет о работах проведенных в 1967-1971 гг./ Киев, 1971.
7. Муха Б.П. Ландшафтна карта// Навчально-красназничий атлас Терноп. області. – Львів: ВНТЛ, 2000. – С. 14.
8. Природа Тернопільської області / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1979. – 167 с.
9. Природа Хмельницької області / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1980. – 152 с.
10. Рудницький С. Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра. – Львів: Ви-во НТШ, 1912. – 311 с.
11. Свинко Й. Розривні тектонічні порушення Товтрової гряди і їх відображення в сучасному рельєфі// Наук. зап. Терноп. пед. ун-ту. Сер. Географія. – 1998. – № 2. – С. 18-20.
12. Штойко П.І. Ландшафтна карта // Навчально-красназничий атлас Терноп. області. – Львів: ВНТЛ, 2000. – С. 14.
13. Teisseyre W. Atlas geologiczny Galicyi. 1900. Zeszyt 8. – Tarnopol, 1931.– 330 s.

Summary:

Moskalyuk K. THE GEOMORPHOLOGICAL REGIONALIZATION OF PODILIAN TOVTRY.

The rocky limestone hills of the Tovtry rise in a scenic ridge above the surrounding plains of Podillya region. The Tovtry range is the remains of the barrier reef, which existed at the coastal waters of Sarmatsk sea 15-20 mln. years ago. The hills and ridges of fossil reef are preserved on the surface of earth in their primeval state with characteristic features and forms, and that is why the area is a unique memory of the geological past.

Considered the main approaches to Tovtry rang division into the geographic areas. The problems and principles of the Podilian Tovtry contemporary regionalization are described at the article.