



Київський національний університет
імені Тараса Шевченка
Кафедра землезнавства та геоморфології
Житомирський державний університет
імені Івана Франка
Кафедра екології та географії



Володимир СТЕЦЬЮК,
Володимир КОРИННИЙ,
Олександр ЛАВРИК

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ПАМ'ЯТКИ ПРИРОДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ (Поліська низовина)

Навчальний посібник
до спецкурсів «Основи геотуристички»,
«Геотуристичні атракції України», «Екскурсійна справа»,
«Геолого-геоморфологічні пам'ятки України»,
«Організація, правові та економічні основи геотуристички»

Київ - Житомир - Гейдельберг, 2024

Рецензенти:

А.Б. Богуцький – кандидат географічних наук, професор, професор кафедри геоморфології та палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка, Заслужений діяч науки і техніки України;

О.О. Бейдик – доктор географічних наук, професор, професор кафедри географії та туризму Мелітопольського державного педагогічного університету імені Богдана Хмельницького

Фото обкладинок - Сергій ПАЛЬКО

Стецюк В.В.

С79 Геолого-геоморфологічні пам'ятки природних регіонів України (Поліська низовина) : навчальний посібник / В.В. Стецюк, В.І. Корінний, О.Д. Лаврик. – Одеса : Видавничий дім «Гельветика», 2024. – 140 с.

ISBN 978-617-554-325-2

Видання подає характеристику геолого-геоморфологічних пам'яток такого природно-етнокультурного регіону як Поліська низовина в межах Українського Полісся. Наводяться *приклад* розкриття закономірностей формування певних груп пам'яток у межах різних ділянок земної кори, пояснення їхньої тектонічної будови та стратиграфії, обґрунтування конкретних місць пам'яток щодо наявності в них феноменів палеонтологічного та мінералого-петрографічного характеру. Загострюється увага на різночасових палеогеографічних умовах і відповідно – перебігу певних геологічних та геоморфологічних процесів, пояснюється створення унікальних ландшафтно-пейзажних об'єктів, з'ясовано формування механізмів унікальних природних феноменів і значною мірою обґрунтовано етнокультурного змісту комплексу таких складників довкілля, як геологічна будова та рельєф земної поверхні, поверхневі води, екстремальні клімато-метеорологічні явища тощо. Сформульовано природничопізнавальний підхід до характеристики пам'яток, як методологічний імператив про те, що *більшість типів геологічних пам'яток виявляється доступним для ознайомлення унаслідок різноманітних морфологічних, генетичних, вікових та динамічних особливостей формування рельєфу земної поверхні*.

У власне характеристиці геолого-геоморфологічних пам'яток зазначених регіонів *основна увага надана* присутності ознак тісного зв'язку з формуванням певних гірських порід, впливу тектонічних процесів часів формування та подальшого перетворення, особливостям палеогеографічних обстановок і, як результат, відображенню у рельєфі земної поверхні виразних свідчень особливостей розвитку природного середовища, причинам відображення на земній поверхні унікальних геологічних феноменів, прямими та опосередкованими наслідком діяльності генетичних типів давніх та сучасних геоморфологічних процесів. Зазначається, що визначні ландшафтно-пейзажні властивості – основні атрактори геотуризму, звертається увага на придатність для певних видів сучасного екстремального, пізнавального та розважального, а також відпочинкового або спортивного туризму, в т.ч. – гольфу, пейнтболу, рафтингу тощо.

Для фахових природознавців у царині географії, геології, екології, туризмології, а також студентів, аспірантів та викладачів вищих навчальних закладів та широкого загалу читачів.

Зміст

Передмова. Природне та етнокультурне різноманіття Поліської низовини.....	4
Розділ I. Передумови встановлення закономірностей в характеристиці геолого-геоморфологічних пам'яток	10
I.1 Головні геоструктурні елементи Українського щита в межах Поліської низовини.....	11
I.1.1. Структурно-формаційні комплекси	11
I.1.2. Будова головних тектонічних елементів Українського щита в межах Поліської низовини	15
I.2. Головні геоструктурні елементи Волино-Подільської плити в межах Поліської низовини	20
I.2.1. Структурно-формаційні комплекси	21
I.2.2. Будова головних тектонічних елементів Волино-Подільської плити в межах Поліської низовини	29
I.3. Особливості поширення і будови осадового чохла Поліської низовини.....	41
Розділ II. Характеристика геологічної будови та особливостей рельєфу земної поверхні.....	48
II.1. Тектонічні та магматичні закономірності розвитку рельєфу (морфоструктура).....	48
II.2. Відомі та нові закономірності розвитку екзогенного формування рельєфу (морфоскульптура).....	52
II.3. Словечансько-Овруцький кряж та Поліські болота	77
Розділ III. Геолого-геоморфологічні пам'ятки Українського Полісся (розташування, фото, наукове, освітнє та естетичне значення)	97
Прикінцеве слово	134
Список використаних та рекомендованих джерел	136

Передмова.
Природне та етнокультурне різноманіття
Поліської низовини.

Свого часу визначною подією, яка спричинила різке зацікавлення питаннями розрізнення, методологічного обґрунтування, статусу, охорони та збереження, природопізнавальної характеристики порівняно нового об'єкту споживання туристичних послуг – геологічних та геоморфологічних пам'яток, стала публікація 4-томного видання «Геологічні пам'ятки України» (2006 – 2012), створеного колективом українських геологів під керівництвом В.І. Калініна та Д.С. Гурського. Згадане видання містить детальну характеристику шести сотень геологічних пам'яток з характеристикою місця розташування, генетичних типів пам'яток, їхнього змісту і статусу. Місце розташування пам'яток відображено на оглядовій фізичній карті України з географічними координатами кожної пам'ятки. Досить вичерпною є наочна інформація у вигляді фотознімків, що дозволяє зацікавленому читачеві знайти пам'ятку на картах крупного масштабу на космічних зображеннях.

Зацікавлення питаннями геологічних та геоморфологічних пам'яток України дуже швидко знайшло свій вияв у низці наукових публікацій, де уточнення або інтерпретація природопізнавальної ролі пам'яток засвідчили перспективи подальшої праці над інтерпретацією цих об'єктів як природної та культурної спадщини держави.

Наразі, ті позиції в характеристиці геологічних та геоморфологічних пам'яток, які засвідчені в описі згаданої 4-томної праці по адміністративних областях, потребують характеристики цих об'єктів у контексті природних регіонів України. Така характеристика може сприяти наступному:

- розкриттю закономірностей формування певних груп пам'яток у межах різних ділянок земної кори;
- поясненню широкому загалу їхньої тектонічної будови та стратиграфії;
- обґрунтуванню конкретних місць пам'яток щодо наявності в них феноменів палеонтологічного та мінералого-петрографічного характеру;

- загостренню уваги на різночасових палеогеографічних умовах і відповідно – перебігу певних геологічних та геоморфологічних процесів;

- розумінню механізмів (геолого-геоморфологічних процесів) формування унікальних ландшафтно-пейзажних об'єктів;

- з'ясуванню конкретних механізмів формування унікальних природних феноменів і значною мірою обґрунтуванню етнокультурного змісту комплексу таких складників довкілля, як геологічна будова та рельєф земної поверхні, поверхневі води, екстремальні клімато-метеорологічні явища тощо.

Зазначені положення, на наш погляд, сприятимуть формуванню методично обґрунтованих підходів до розуміння змісту геолого-геоморфологічних пам'яток і будуть дороговказами для практичного опанування фахових основ природопізнавального туризму.

В Україні, як і в інших державах Європи, міське населення значно переважає населення, яке мешкає і працює в сільській місцевості. Звідси зрозумілим стає виразний потяг більшості мешканців держави провести свій вільний час в контексті туристичної діяльності насамперед у гірських областях або віддатися пляжному відпочинку. Куди там вже думати про складність будови земної кори у *рівнинних* областях, наявність численних і різноманітних тектонічних структур, складної будови кристалічного фундаменту, який, вряди-годи, відслонюється на земній поверхні та строкатість осадового чохла, а також тривалий і складний характер розвитку земної кори, рельєфу земної поверхні, або змінюваних один іншим ландшафтів (тобто, *складна і досі остаточно не досліджена палеогеографічна обстановка*), які були б здатними зацікавити відпочивальника поняттям «геолого-геоморфологічні пам'ятки»!

А ще не видно бажання туризмологів утвердити статус геолого-геоморфологічних пам'яток як потужних туристичних атракторів, щоб вище згадані загальні особливості їхнього формування, характер взаємовідносин геологічної будови і рельєфу земної поверхні, причини і наслідки таких взаємовідносин, певні етнокультурні риси районів поширення окремих геолого-геоморфологічних пам'яток – отримали фактичне і методологічне вивчення і систематизацію.

Важливим завданням є також дослідження місць розташування, аналіз походження, особливостей відображення на земній поверхні, *встановлення певних етнокультурних ознак* деяких геолого-геоморфологічних пам'яток України та формулювання положень методологічної єдності поняття «геолого-геоморфологічні пам'ятки».

Іншим важливим завданням є розроблення способів доступного пізнання походження, історії розвитку тієї частини навколишнього середовища, яка представлена геолого-геоморфологічними пам'ятками. Підхід до аналізу і характеристики геолого-геоморфологічних пам'яток покликаний звернути увагу на дуже вагомні риси невідповідності чи не всіх природних умов України адміністративним межам на території держави, тому, висвітлення різних аспектів походження, формування, зовнішнього вигляду, розвитку, віку та інших рис природних пам'яток більш об'єктивно розповість про ці феномени, які для нас сьогодні набувають статусу об'єкта природопізнавального туризму.



Поліська пасіка та Воскресеньська церква із села Кисоричі, Рівненська область

* * *

Українське Полісся – південна частина великої Поліської низовини (північним його складовим елементом виступає Білоруське Полісся), займає крайню північно-західну територію країни, північну частину Правобережжя Дніпра у межах північних частин Волинської, Рівненської, Житомирської, Київської, а також Чернігівської областей

та частково Сумської. На півдні область межує з Волинською і Придніпровською височинами і має досить чіткі й виразні межі в рельєфі, від Володимира-Волинського на заході, північніше Луцька і Рівного, далі на схід і умовно проходить через Коростень і Вишгород. Це – історично заболочена (значно осушена у другій половині ХХ століття) рівнинна територія з широкими і полого схилливими річковими долинами. Тут концентрується найбільший земельний масив осушених земель України. Кліматичні умови (кількість атмосферних опадів, відносна вологість повітря) змінюються із заходу на схід в бік зменшення (континентальність клімату навпаки, збільшується з просуванням на схід), відповідно, зменшується і заболоченість території.

Геоморфологічна область Українського Полісся складається з таких підобластей:

- Волинське Полісся,
- Житомирське Полісся,
- Київське Полісся.

У геоморфологічному сенсі (наслідуючи фізико-географічний поділ) часом до Українського Полісся відносять також і Лівобережжя Дніпра – Чернігівське і Новгород-Сіверське Полісся.

Автори свідомо зупинилися на правобережній частини Поліської низовини, з метою в наступному висвітлити поліське Лівобережжя як частину Придніпровської низовини.

Враховуючи те, що точних меж між етнографічними районами не існує і що в різних працях вони іноді мають різні назви, слід зазначити, що цей регіон має ще назву Північного, або Полісько-Волинського. Ареали поширення мовних особливостей не завжди збігаються з ареалами тих чи інших особливостей культури та побуту, а також з адміністративно-територіальним поділом України. Тому слід уточнити, що за етнографічними дослідженнями до цього району належать: Волинська (крім південно-західної її частини), Рівненська, північна частина Житомирської, Київської, Чернігівської, Сумської та Хмельницької областей.

Полісся поділяється на три територіальні групи: лівобережне, центральне і західне, а також має дві етнографічні групи. Населення середньої течії Десни іноді називають литвинами, що в давнину

означало належність їх до Литовської держави. Литвинами також називають поліщуків Білорусі. Поліщуки-українці – це переважно населення, що живе на північ від Любомля, Ковеля, Луцька, Рівного до кордону з Білоруссю.

На Поліссі збереглися дуже архаїчні культурно-побутові риси, успадковані ще від племен древлян та сіверян. На жаль, чорнобильське лихо не обминуло як людей – носіїв цієї давньої культури, так і пам'яток, створених ними. Масове переселення в інші регіони України, змішування їх з іншими групами населення закономірно має призвести до втрати їхньої етнографічної цілісності.

Основні особливості Полісся виявляються в типі поселень: це переважно вуличні (без провулків), з невеликою кількістю дворів, села. Хати з великими сінями. В умовах ведення лісового скотарства розвинувся тип замкнутого двору, схожий до гуцульського. В інших регіонах, особливо степових, худоба навіть взимку утримувалася в загонах, тому тут не виробився замкнутий тип двору. А в бойків та лемків замкнутий двір був іншої форми.

Свої особливості мало і поліське землеробство; орали сохою-литовкою, яка в інших районах не збереглася. Північно-волинське ярмо теж не має аналогів в Україні, воно схоже на болгарське і сербське. Тут застосовували також одноколісний плуг.

Поліське ткацтво – найбільш архаїчне явище української культури. Тут пряли на веретені з пряслицем. Такий спосіб прядіння зустрічався на початку ХХ ст. лише у гуцулів.

Одяг жінок відзначався головними уборами – білими хустками, які пов'язувалися на зразок найдавніших наміток. Чоловічі головні убори – повстяні шоломи, або смушкові шапки, які називали йолом. Чоловіки традиційно носили сорочку поверх штанів. Природні умови (наявність лісових боліт) стали причиною збереження архаїчного взуття – личаків, які носили і чоловіки, і жінки. На думку деяких дослідників це пояснюється порівняно великою бідністю населення.

Свої особливості мала й кожна з трьох територіальних груп Полісся: лівобережне (Чернігівщина), центральне (північ Київської області) та західне (північні райони Волинської області).

Чернігівське Полісся близьке за культурою до Полтавщини. Тут, як і на Полтавщині, жінки носили плахти, які не відомі на Волині. Одноколісний плуг затримався тільки на Чернігівщині.

Цікавими етнографічними особливостями відзначається Волинь. Землі, що межують з Поліссям, Галичиною і Поділлям, з VI ст. належали племенам дулібів, волинян, бужан, які вже мали розвинуті традиції ювелірного ремесла, ковальського, гончарного виробництва. Основними галузями господарства були орне землеробство, скотарство, рибальство, бджільництво. Назву ці землі отримали від назви міста Волинь, яке вважалося центром регіону. Волиняни були могутнім племенем, мали 70 міст типу замків. Це єдиний район, мешканці якого зберегли свою назву ще з князівської доби.

Архітектура Волині зазнала значних змін, які тут відбуваються швидше, ніж в інших місцевостях: хата, кухня і присінок уже схожі з південними зразками. Дахи хат мають фронти різної форми. Архаїчний тип ярма траплявся на початку XX ст. тільки на північній Волині. Жінки носили кольорові вовняні спідниці-літники та кольорові фартухи. Деякі елементи одягу тут подібні до подільських та галицьких. Так жіноча сорочка і чоловіча шапка схожі на подільські. Архаїчний звичай відтинання коси у молодой на весіллі зберігався в західній Волині, як і в гуцулів та галичан, ще на початку XX ст.



Костянтин Степанюк, «Осінь на Поліссі»

Розділ I.

Передумови встановлення закономірностей в характеристиці геолого-геоморфологічних пам'яток

Поліська¹ низовина є частиною великої низовинної області Східноєвропейської рівнини, розташованої у басейнах Західного Бугу, Прип'яті та Десни. Низовина розташована на півночі правобережної частини України. Вона витягнута з заходу на схід смугою, ширина якої змінюється від 60 до 120 км. На півдні низовина межує з Волино-Подільською та Придніпровською височинами. Ця межа досить виразна на заході, де проходить по лінії Володимир-Волинський – північніше Луцька – Рівне. Східніше, де розташований Український щит із менш динамічними тенденціями диференційованих неотектонічних рухів, її дещо умовно можна провести через пункти Коростень – Тетерів – Вишгород. На переважаючій частині низовини абсолютні позначки поверхні не перевищують 200 м (максимальні властиві південній її межі у районі Шепетівки, Корнина та ін. – до 270 м). Максимальні абсолютні висоти пов'язані із Словечансько-Овруцькою височиною (316 м). До півдня і північного сходу поверхня помітно знижується. Уздовж Прип'яті – Дніпра в смузі шириною близько 100 км панують висоти до 150 м (мінімальні – 130 м), у межах Волинської рівнини місцями перевищують 200 м. Таким чином, амплітуда коливання вказаних позначок досягає 140 м, проте через розподіл цих позначок на значних відстанях значних ухилів поверхні не існує і умови для глибокого врізання річкової мережі відсутні. У цілому нахилена до півночі й північного сходу поверхня Поліської низовини досить відчутно вкрита річковою мережею, але характер поверхні не створює враження значного розчленування, бо річкові долини врізані слабо, їхні схили спадисті, без ярів, межиріччя низькі, частіше за усе вони не піднімаються більш, ніж на 5 – 10 м над днищем долини. На всій території низовини зустрічаються позитивні форми рельєфу (пагорби,

¹ - Поліся : 1) місцевість у зоні змішаних лісів, яка характеризується низовинним рельєфом, що сформувався за участі водно-льодовикових та алювіальних відкладів, надмірним зволоженням, щільною гідрографічною мережею, дерново-підзолистими і болотними ґрунтами, й низовинними болотами та хвойно-широколистими лісами. Такі ландшафти властиві Поліській та Мещорській низовинам, басейну р. Ветлуги та ін.; 2) лісова сторона – ліс, зарослий чагарником: Поліся Прип'ятське, Деснянське, Мещорське та ін. - (з географічних довідників).

пасма, вали, дюни та ін.), складені з поверхні комплексом відкладів, які відносять до льодовикових та водно-льодовикових.

Глибина розчленування в прип'ятській смузі не перевищує 25-30 м, на півдні збільшується до 35-40 м, на Словечансько-Овруцькій височині вона сягає 60 м (І. Рослий та ін., 1990).

Щільність річкової мережі характеризується значеннями 0,2-0,3 км/км². У рельєфі межиріч Волинської рівнини значну роль відіграють горбоподібні височини, основу яких складають пізні крейдові породи.

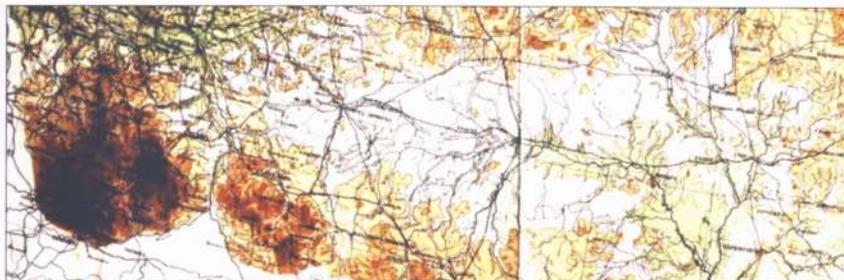


Рис. 1. Фрагмент «Гіпсометричної карти Європейської Росії» А. Тілло з повною територією Поліської низовини від Варшави до Кисва і далі на схід

Зазначені узвишшя розділені зниженими заболоченими просторами, тільки зрідка на поверхні Поліської низовини зустрічаються поодинокі невисокі кряжі або пагорби слабо опуклої морфології. Ці, так звані «лесові острови» розміщені у межах виступів більш щільних порід, які вбереглися від тотального вияву денудаційних процесів за тривалий час формування сучасного вигляду низовини.

1.1 Головні геоструктурні елементи Українського щита в межах Поліської низовини

1.1.1. Структурно-формаційні комплекси

Поняття «структурно-формаційні комплекси» можна розглядати, як комплекси порід споріднених фацій осадових, вулканогенно-осадових або магматичних утворень.

Під ними, зазвичай, розуміють «сукупність всіх порід, що зв'язані з кристалізацією будь-якої магми, тобто породи, які безпосередньо з неї виникли (контактове поле, продукти розплаву та асиміляції сторонніх мас, зв'язані з нею пегматитові жили, рудні та інші родовища...)». По суті, це – таке геологічне тіло, яке являє собою натуральне елементарне угруповання гірських порід у їх закономірних поєднаннях – структурі певного типу і обмежене поверхнею, при переході через яку зазнає розриву однорідність характеристики її породного складу та структури. Ще можна назвати «структурно-формаційний комплекс» геологічною формацією, тобто, натуральну асоціацію гірських порід і пов'язаних з ними мінеральних утворень, окремі члени яких тісно пов'язані один з одним як в просторовому, так і віковому відношенні (перешарування і деякі направлені ряди).

Паранько І. Основи вчення про геологічні формації : підручник / І. Паранько, А. Сіворонов, М. Павлунь, О. Бобров. – Кривий Ріг : Видавничий дім, 2010. – 192 с.

В межах Українського Полісся із заходу на схід послідовно простежуються наступні тектонічні структури (рис. 2): в межах Волині – Ковельський виступ, Північноукраїнська горстова зона, Поліська сідловина, північний фрагмент Волино-Подільської монокліналі, північна частина Волино-Подільського прогину; в межах Рівненщини та Житомирщини – вздовж простягання низовини прямують Волино-Поліський пояс та Овруцька грабен-синкліналь.

Північ Житомирщини та Київщини пролягає в області Волинського мегаблоку, зі структурами Новоградського та Тетерівського блоків Українського щита і, нарешті, уздовж Дніпра кристалічний фундамент представлений фрагментом Росинсько-Тікицького мегаблоку у вигляді північно-східного схилу щита.

Структурно-формаційні комплекси гранітоїдно-метаосадового типу

В межах поширення на території Поліської низовини Українського кристалічного щита розповсюджений так званий «Тетерівський структурно-формаційний комплекс» кристалічних порід, який містить зонально метаморфізовані в умовах епідот-амфіболітової і амфіболітової фацій стратигенні (тетерівська серія) та плутонічні (житомирський комплекс) формації.

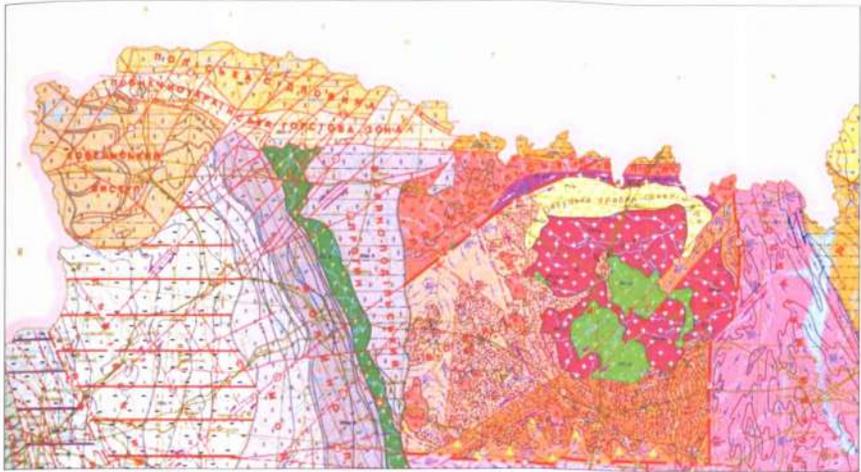


Рис. 2. Фрагмент «Тектонічної карти України», м-б 1:1 000 000, 2007

Вертикальний формаційний ряд стратигенної його частини, загальну потужність якої оцінюють у 7–8 км, містить (знизу вгору за розрізом): метатрахі-андезитову, метафлішодну (метаалевропсамітову), метавапняково-теригенну, метакарбонатно-псамітову формації, а плутонічною складовою є гранітова, двослюдяна гранітова і гранітита формації та позамасштабні прояви метаморфізованих дуніт-гарцбургітової, габро-піроксенітової, габродіабазової формацій². Для комплексу характерним є поєднання близьких до лінійних та брахіформних синклінальних і антиклінальних структур субмеридіонального (у східній частині мегаблока) й північно-західного простягання. В антиформах іноді фіксують виступи фундаменту, до них приурочена і більша частина проявів гранітоїдних формацій комплексу.

Структурно-формаційні комплекси вулканогенно-плутонічного типу

До цього типу належить осницький структурно-формаційний комплекс. Утворення його поширені в крайній північно-західній частині Українського щита, де в площині сучасного ерозійного зрізу докембрію майже повністю займають Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс та у вигляді невеликих розрізнених інтрузивних тіл трапляються

² - Карта геологічних формацій докембрія Українського щита. Масштаб 1:500 000 /Глав. ред. Е. М. Лазько. К.: Госкомгеологія України, 1991.

в суміжній з ним частині Волинського мегаблоку. Основний об'єм стратигенної частини його складника належить у різній мірі зміненним контактним метаморфізмом (місцями динамометаморфізмом) вулканогенним утворенням (базальти, андезити, дацити, трахіюдацити, ріоліти, інколи пікритобазальти). У підпорядкованій кількості трапляються перетворені, зазвичай у сланці (кварц-мусковітові, кварц-серицитові, серицитхлоритові, біотит-хлоритові), відміни порід осадової природи.

Всі ці утворення об'єднують у лептитову формацію (клесівська серія верхнього палеопротерозою за схемою стратиграфії 2003 року). До осницького комплексу належать також субплатформні сланці і кварцитові пісковики пугачівської товщі, ксеноліти яких трапляються в гранітоїдах Коростенського масиву. Плутонічною складовою частиною осницького структурно-формаційного комплексу є діорит-гранодіоритова і гранітова формації (осницький комплекс за стратиграфічною номенклатурою), а також, можливо, своєрідний за складом букинський комплекс гранітоїдів (кварцові монзоніти, монцодіорити, піроксенвімісні й амфібол-біотитові діорити, гранодіорити, граніти), у літературі відомий як формація чарнокітів і гранітів (Гранітоїдні формації Українського щита, 1984).

Структурно-формаційні комплекси плутонічного типу

До цього типу структурно-формаційного блоку належить коростенський комплекс. Він представлений однойменними плутонами великих розмірів (тисячі квадратних кілометрів) у Волинському мегаблочі. Ці плутони характеризуються майже ідентичним формаційним складом, є дискордантні щодо вмісних комплексу гранітоїдно-метаосадового типу, земна кора в ділянках їх розміщення зменшена, порівняно з прилеглими територіями за потужністю. Складений комплекс утвореннями послідовно сформованих габро-анортозитової, рапаківігранітової та лужносієнітової формацій. Остання представлена дрібними, переважно жилоподібними тілами, і в об'ємі плутонів має різко підпорядковане значення. До коростенського структурно-формаційного комплексу дещо умовно, віднесено гранітоїди пержанського комплексу (сублужногранітової формації), прояви якого тяжіють до розломної зони між Волинським мегаблоком і Волино-Поліським вулканоплутонічним поясом.

Структурно-формаційні комплекси вулканогенно-осадового типу

До цього типу на Українському щиті відносять овруцький структурно-формаційний комплекс. Він майже повністю складений осадовими і вулканогенними утвореннями, які в північній частині Волинського мегаблоку виповнюють у цілому широтно орієнтовану Овруцьку грабен-синкліналь з її спрямованими до південного заходу Білорівницьким і Вільшанським кінцевими відгалуженнями. Комплекс містить також низку дайок діабазів, габро-діабазів та трахіандезитів. Стратифікованою його частиною (топільнянська та овруцька серії) є пісковиково-алевролітова, трахіандезит-пісковикова, кварцито-пісковикова та алевроліт-сланцева формації³.

1.1.2. Будова головних тектонічних елементів Українського щита в межах Поліської низовини

Український щит – це виступ гнейсо-гранітного шару земної кори, що характеризується дуже складною будовою. Його тектонічна структура, речовинне наповнення та агрегатний стан формувалися внаслідок багаторазового поновлення активності геологічних процесів. Наявні відомості дають можливість вважати, що деформаціями й ендогенною переробкою нерідко одночасно охоплювалася земна кора всього щита. Інтенсивність і форми прояву різних процесів, як екзогенних, так і ендогенних, могли відрізнитися значною неоднорідністю по латералі, причому на різних етапах з різним розмежуванням у просторі. Нинішній структурний стан щита є сукупним (інтегральним) варіантом його структурної перебудови, коли в різних ділянках щита виразніше збереглися споруди різних етапів активності. Сучасні розміри, конфігурацію, ерозійний зріз та особливості взаємного розміщення основні з них набули після інтенсивних метаморфічно-ультраметаморфічних і деформаційних процесів, що в кінці раннього палеопротерозою (згідно з останнім варіантом схеми стратиграфії) завершили формування структурно-формаційного комплексу гранітоїдно-метаосадового типу та кратонізацію земної кори щита в цілому. Оформлений того часу

³ - Паранько І. С. Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита. Автореф. доктор. дис. Львів, 1997. 37 с

структурний стан щита протягом наступних етапів докембрійської тектонічної його історії суттєво всеосяжно не змінювався. Активізацією тектоно-магматичних і седиментогенних процесів охоплювались лише окремі ділянки щита, що визначило появу накладених лише на окремі елементи попередньої структурної основи ускладнень у вигляді інтрузій, вузьких прирозломних западин, вулкано-плутонічних поясів.

Провідними для виокремлення головних латеральних тектонічних неоднорідностей Українського щита є доплатформні («кратонізаційні») етапи його розвитку. За особливостями будови створеної в той час і виведеної на ерозійний зріз докембрійської ланки земної кори в його межах виділяють мігматит-гранулітовий, мігматит-амфіболітовий, граніт-зеленокам'яний, грануліт-зеленокам'яний та гранітоїдно-метаосадкові типи мегаблоків або, відповідно, Волинський мегаблок.

У крайню північно-західну частину щита невеликою ділянкою «заходить» накладений на кратонізовану основу Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс. Усі ці елементи латеральної неоднорідності Українського щита обмежені розломними системами, переважно глибинними. Так, Волино-Поліський пояс з північного заходу прилягає до Волинського мегаблока по Суцано-Пержанському розлому; Волинський мегаблок відділений від Росинсько-Тікицького Брусилівським розломом, а від Дністровсько-Бузького – Андрушівським.

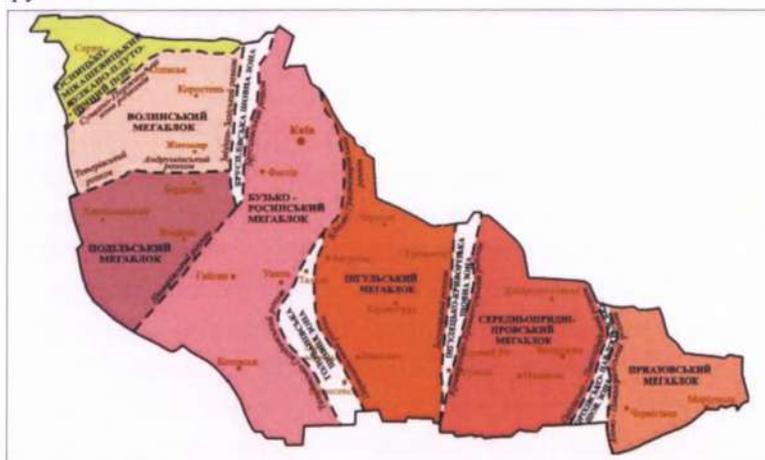


Рис. 3. Схема геотектонічного районування фундаменту Українського кристалічного щита (уточнений та пропонуванний варіант)

Росинсько-Тікицький мегаблок

Росинсько-Тікицький мегаблок відрізняється переважним поширенням у його приповерхневій зоні структурно-формаційним комплексом плагіограніт-амфіболітового типу, представленого тут тікицьким різновидом. У південно-західній, прилеглий до Дністровсько-Бузького мегаблоку, його частині великі площі займають утворення структурно-формаційного комплексу чарнокіт-гранулітового типу. Тут вони всюди зазнали значно діафорично змінилися і ультраметаморфічно перетворилися в умовах амфіболітової мінеральної фації. Досить поширені у Росинсько-Тікицькому мегаблочі також утворення уманського структурно-формаційного комплексу, який зараховується (як зазначено вище – деякою мірою умовно) до гранітоїдно-метаосадової їх групи. Цей комплекс не має власної стратифікованої частини, він представлений лише гнейсо-гранітовою плутонометаморфічною формацією. Отже мегаблок у сучасному стані ерозійного зрізу докембрію є двоповерховою спорудою.

Волинський мегаблок

Волинський мегаблок характеризується чітко вираженою двоповерховою будовою виведеної на ерозійний зріз докембрійської ланки його земної кори. Така вертикальна її подільність сформована протягом доплатформного («кратонізаційного») етапу докембрійської тектонічної історії регіону. Нижній структурний поверх утворюють чарнокіт-гранітовий (побузький) і плагіограніт-амфіболітовий (росинсько-тікицький) типи структурно-формаційних комплексів, верхній – стратигенна частина тетерівського гранітоїдно-метаосадового. Виступи утворень нижнього поверху тяжіють переважно до периферійних ділянок мегаблоку, при цьому «чарнокіт-гранулітова» його складова (нижній підповерх) фактично продовжує виступ чарнокіт-гранулітового структурно-формаційного комплексу Дністровсько-Бузького мегаблоку, лише у Волинському мегаблочі ці утворення діафоровані (переважно в умовах амфіболітової фації). У північно-західній, відділеній Тетерівською розломною зоною частині мегаблока нижній поверх взагалі більш припіднятий і трапляється в

ядрах антиклінальних структур у різних її ділянках. Найбільш занурений цей поверх у крайній південно-східній частині мегаблока, тут, у Кочерівській синклінальній структурі потужність розкритого профільним бурінням розрізу верхнього поверху сягає понад 8 км. «Плікативний» дислокаційний стан мегаблоку визначив, переважно, етап формування верхнього поверху. У південній частині мегаблока на фоні субширотного простягання границі поверху спостерігається низка субмеридіональних та орієнтованих до північного заходу синклінальних і антиклінальних зон, ускладнених складками вищих порядків лінійного морфологічного типу. Пластично деформовані також прилеглі до верхнього поверху зони фундаменту. У північно-західній частині мегаблоку суттєва роль у складчастій структурі верхнього поверху можливо належить невеликим овальним і близьким до ізометричних формам. У ядрах таких антикліналей місцями виступає ремобілізований фундамент. Своєрідним для верхнього поверху Волинського мегаблоку є поєднання субширотного простягання південної його границі і північ – північно-західного плану дислокацій. В. Д. Колий⁴ у тектонічній еволюції поверху виділяв дві стадії, які розрізнялися, на його думку, різним характером взаємодії блоків літосфери по периферійній ортогональній системі розломів. Більш ранні деформації визначили загальний субширотний план басейну формування верхнього поверху. Вони були зумовлені підняттям, можливо спочатку склепінчастого типу, Подільського блока вздовж широтного Андрушівського розлому. Деформаційні напруги другої стадії були орієнтовані субширотно. Вони виникли внаслідок переміщень, зокрема й сходжень, Волинського і Росинсько-Тікицького мегаблоків по Брусилівській розломній системі. Відбулися три послідовно проявлені у верхньому палеопротерозої та мезопротерозої акти активізації тектонічних і магматичних процесів. З першим із них пов'язаний поділ Волинського мегаблока Тетерівською розломною системою, субпаралельною Суцано-Пержанському розлому, на два блоки – Тетерівський і Новоградський. Останній з них можна вважати зоною впливу закладеного в той самий час протяжного Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу. В межах блока сформувалася низка розрізнених проявів осницького вулканогенно-плутонічного

⁴ - Колий В. Д. Формации и геологические условия образования нижнепротерозойского метакarbonатно-теригенного комплекса Тетеревского прогиба. Автореф. канд. дис. Львов, 1984. 22 с.

структурно-формаційного комплексу. У південно-західній частині Новоградського блока – це невеликі масиви плутонічної складової, у північно-східній – субплатформна осадова пугачівська серія та «розширення» власне Волино-Поліського поясу північніше Коростенського аортозит-рапаківі-гранітного плутону, що сягає Тетерівського розлому. Другий акт активізації ознаменував поліформаційний Коростенський плутон. У сучасному ерозійному зрізі докембрію він займає більше третини (понад 12 тис. км²) площі Волинського мегаблока й охоплює майже всю його північно-східну частину. Плутон «захопив» або перекрив велику ділянку Тетерівської розломної зони. Конфігурація його зовнішніх обмежень у плані дає змогу вважати, що він був порушений підновленими переміщеннями по зоні. Коростенський масив супроводжується кільцевою і радіальною системами розломів⁵, частина яких розміщена за його межами і створює загальний близький до кільцевого вигляд структури північно-східної частини мегаблока. У завершальну стадію цього акту активізації сформувалися із суттєвим впливом лужного і крем'янистолужного метасоматозу гранітоїди пержанського типу. Їх прояви тяжіють до Суцано-Пержанської розломної системи, яка з північного сходу обмежує Волинський блок. З третім («палеоавлакогенним») збудженням процесів активізації пов'язане формування Овруцької грабен-синкліналі з її Білорівницьким і Вільшанським відгалуженнями. Вони розміщені вздовж північної границі Коростенського масиву і в певній мірою успадкували створену в процесі його формування кільцеподібну геометрію тектонічної структури північно-східної частини Волинського мегаблока.

Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс

У межах Українського щита розміщена лише незначна за розмірами ділянка Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу, який, у свою чергу, є повздовжнім фрагментом трасконтинентальної докембрійської структури фундаменту Східноєвропейської платформи, відомої як Волинсько-Двінський вулканоплутонічний пояс. Ця ділянка поясу займає крайню північно-західну частину щита і від суміжного

⁵ - Гинтов О. Б., Шевченко Т. П. Структура центральной и северо-западной частей Украинского щита и процессы автономной активизации // Геол. журнал. 1978. № 1. С. 68–77.

Волинського мегаблока відділена Сущано-Пержанською розломною зоною.

1.2. Головні геоструктурні елементи Волино-Подільської плити в межах Поліської низовини

Волино-Подільська плита розглядається в традиційному розумінні як самостійна окраїнна структура Східноєвропейської платформи, що відзначається тривалою багатостадійною історією розвитку седиментаційних басейнів, які існували в її межах, і переважанням стійких занурень над висхідними тектонічними рухами для більшої частини структур. З усіх геоструктур, що оточують Український щит, Волино-Подільська плита є найдревнішою. Природною і чіткою межею може вважатися лише одна – східна, яка збігається з ерозійним контуром поширення рифейських і вендських відкладів. На півночі Волино-Подільська плита межує зі структурами, представленими на території Білорусі (Брестська западина, Поліська сідловина, Прип'ятський прогин), за умовну границю з якими можна прийняти Північноратнівську зону розломів, герцинська активізація якої призвела до формування структур Північноукраїнської (Луківсько-Ратнівської) горсто-грабенової зони. На північному заході плита поширюється за межі державного кордону України з Польщею, а на заході і півдні разом із своїм продовженням – Молдавською плитою межує з Ростоцькою і Рава-Руською епіорогенними зонами, що приєднувалися до Західноєвропейської платформи, і Прутським виступом Північної Добруджі. Структурами, які сформовані на основі Волино-Подільської плити і Молдавської плити, є Причорноморська западина у своїй західній частині та Івано-Франківсько-Чернівецький фрагмент Передкарпатського прогину.

У складі Волино-Подільської плити на геологічному зрізі, який подано на карті, за структурою, морфологією фундаменту та будовою домезозойського чохла в повних контурах або фрагментарно виділяють рифейський Волино-Поліський прогин, ранньовендський траповий покрив, що безпосередньо перекриває його, пізньовендсько-ранньовендський Дністровський перикратонний прогин і структурні елементи, сформовані на його основі внаслідок каледонського (Боянецький прогин, Волино-Подільська монокліналь) й герцинського

(Львівський палеозойський прогин, Волинське або Ковельське палеозойське підняття, Північноукраїнська горстова зона) циклів. За історією тектонічного розвитку зі структурами Волино-Подільської плити тісно пов'язана система грабен-синкліналей (Овруцька, Білорівницька, Вільчанська), яку звичайно характеризують у процесі розгляду УЩ. Зважаючи на спільність їх походження і розвитку автори «Тектонічної карти України» розглядають їх разом з іншими структурами плити.



Рис. 4. Річка Ілля при впадінні в р. Уж

І.2.1. Структурно-формаційні комплекси

Завдяки крайньому положенню Волино-Поділля тут поширені найповніші, порівняно з іншими регіонами України, розрізи платформного вулканогенно-осадового чохла, потужність якого в пришовній з молодією платформою зоні сягає 8 – 10 км. Основна частина стратиграфічних підрозділів чохла накопичувалася в умовах суміжного розміщення геосинклінальних і платформних структур у межах єдиного морського басейну. Це, з одного боку, зумовило перехідний характер формацій і деформаційних структур, що ускладнює визначення місцеположення межі платформи, з іншого – дає змогу проводити кореляцію одновікових платформних і геосинклінальних структурно-формаційних (структурно-стратиграфічних) комплексів і на основі цього реконструювати

стадійність геотектонічного розвитку. Згідно із загальноприйнятою європейською схемою тектонічної періодизації на Волино-Поділлі на доальпійському етапі виділяють чотири структурно-формаційних комплекси, які за віковим обсягом відповідають структурним поверхам геосинклінально-складчастих областей:

- I. Ранньобайкальський (рифей);
- II. Пізньобайкальський (венд – кембрій);
- III. Каледонський (ордовик – нижній девон);
- IV. Герцинський (середній девон – карбон).

Ранньобайкальський структурно-формаційний комплекс (рифей)

Накопичення рифейських відкладів (поліської серії) на Волино-Поділлі структурно пов'язано з формуванням Волино-Поліського поперечного прогину, який є південно-західним флангом протяжного Волино-Оршанського ранньо-пізньорифейського палеопрогину (авлакогену). Потужність поліської серії змінюється від перших метрів на краях прогину до 800 – 900 м у центрі. Нагромадження поліської серії відповідає авлакогенному етапу доплитної стадії розвитку Східноєвропейської платформи і пов'язано з дальсландською (ранньобайкальською) епохою тектогенезу. Переважання в її складі олігоміктових, іноді поліміктових пісковиків, алевролітів та наявність у розрізах пластових габро-діабазів дає деяким дослідникам підстави для зіставлення поліської серії з спарагітовими, або моласоїдними комплексами. Проте найпоширенішою є думка про відповідність білоруської серії та її аналогів теригенній формації, що формувалась у широкому діапазоні палеогеографічних умов і нечітко диференційованих фаціальних зон – від відкритих мілководних морських акваторій до умов прибережних рівнин і алювіально-пролювіального осадконакопичення. У розміщенні Волино-Поліського прогину, подібно до інших рифейських авлакогенів Східноєвропейської платформи, простежується просторова приуроченість до більш рухомих блоків палеопротерозойської консолідації фундаменту (Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс), затиснутим між стабільнішими архейськими блоками. Формування прогину супроводжувалося глибокими розколами фундаменту і неодноразовими проявами базальтового вулканізму. Найдавніший спалах вулканізму за калій-

аргоновим датуванням пластових габро-діабазів має дальселандський вік – 1178 - 1041 млн. років⁶. Зв'язок закладання Волино-Поліського прогину з дальселандською епохою тектогенезу узгоджується з палеонтологічними визначеннями. За знахідками акритарх (Є. О. Асєєва, Т. П. Міхницька та ін.) вік поліської серії оцінюється як середній – верхній рифей. Упродовж тривалого часу поліська серія розглядалася як структурно і літологічно однорідна червоноколірна товща, що характеризується монотонним перешаруванням трьох основних типів порід – пісковиків, алевролітів та аргілітів. Протягом останніх 15 років на основі застосування ритмостратиграфії в поєднанні з аналізом каротажних діаграм ця товща поділена на ромейківську (до 300 м), полицьку (до 110 м) та жобринську (до 270 м) світи⁷. Вони розділяються базальними строкато-колірними тонко-верстуватими аргіліт-пісковиковими горизонтами, які ототожнюються з похованою корою вивітрювання. Згідно з цими стратиграфічними побудовами, у розвитку Волино-Поліського прогину протягом усього поліського часу простежується успадкованість структурного плану в часі та прискорення коливальних рухів на завершальному етапі осадконакопичення: для всіх підрозділів характерно нарощування розрізу до центру прогину з редукцією в прибортових (Ратнівській і Подільській) зонах і помітне ускладнення будови верхньої – жобринської світи внаслідок збільшення кількості ритмопачок.

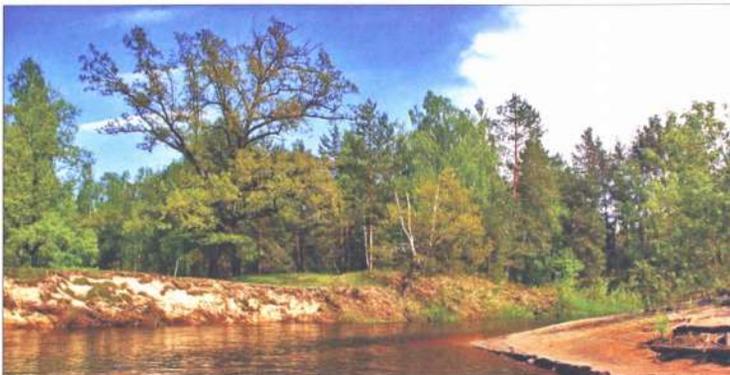


Рис. 5. Річка Уборть поблизу с. Сущани

⁶ - Тектоника України. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко, М.: Недра, 1988. С. 1–256.

⁷ - Геотектоника Волино-Подолли. Отв. ред. И. И. Чебаненко. К.: Наукова думка, 1990. 244 с.

Пізньюбайкальський структурно-формаційний комплекс (венд – кембрій)

Пізньюбайкальська епоха знаменує перехід Волино-Поділля, як і всієї Східноєвропейської платформи, на якісно новий (плитний) етап розвитку. Її початок (кінець рифею – ранній венд) проявляється у різкій структурній перебудові через закладання вздовж південно-західного краю Східноєвропейської платформи Галиційської геосинклінальної системи. З цього часу в розвитку регіону проявляється чітка повздовжня (північно-західна) тектонічна зональність і трансгресивно-регресивна циклічність нагромадження осадів, резонансно пов'язана зі стадійним розвитком суміжних геосинкліналей фанерозойського типу. Це відображається як у просторовому співвідношенні структурних елементів платформи й складчастого обрамлення, так і в складі та спрямованій послідовності латеральних і вертикальних рядів формацій. На думку більшості дослідників, утворення пізньюбайкальського (санського) геосинклінального трогу на Волино-Подільській окраїні Східноєвропейської платформи супроводжувалося активізацією розломно-блокової тектоніки в умовах нестримного розтягнення, а також регіональним платобазальтовим вулканізмом (формування Передгалиційської вулканічної крайової системи, за А. Я. Радзівіллом). Унаслідок структурної перебудови переважний упродовж поліського часу північно-східний структурний план нагромадження осадів в межах Волино-Поліського прогину впродовж пізньюволинського часу змінився ортогонально накладеним північно-західним через закладання вздовж крайового шва Східноєвропейської платформи Дністровського перикратонного прогину. Різнофаціальні продукти базальтового вулканізму більшість дослідників відносять до трапової формації і об'єднують в єдину волинську серію. У сучасній стратиграфічній схемі вулканогенна товща має тричленну будову в складі заболоцької ефузивної (75 - 125 м), бабинської ефузивно-пірокластичної (80 - 100 м) та ратнівської ефузивної (40–200 м) світ. Результати геологозйомочних робіт останніх двох десятиріч дають підставу для висновків про суттєву різницю геодинамічних і структурних умов накопичення різних частин розрізу волинської серії. Про неоднорідність волинської серії свідчить зокрема і надмірно велика за часом епоха безперервних вулканічних процесів, з якою пов'язуються її накопичення. На основі зазначених робіт зроблено висновок про успадкування ранньволинського

структурного плану від поліського, зумовлену тектоно-магматичною активністю північно-східних розломів. Магмоконтролююча роль північно-західних розломів у межах Волино-Поділля простежується лише наприкінці волинського часу. Відповідно до різноплановості вулканітів різних частин волинської серії зроблено висновок про наявність на Волино-Поділлі двох структурно-стратиграфічних рівнів трапів⁸.

Проведений поетапний палеоструктурний аналіз волинської серії⁹ дав змогу уточнити час найвиразніших перебудов її структурних планів. Виявилось, що площа поширення нижньої частини волинської серії (заболоцька й бабинська світи) практично не виходить за межі Волино-Поліського прогину, і лише ратнівська світа, на відміну від древніших вулканітів, незгідно перекриває Волино-Поліський прогин і має вже чітко виражений північно-західний план. Тобто, у формуванні базальтоїдів Волино-Поділля простежуються дві стадії, кожна з яких відображає різні етапи геологічного розвитку Волино-Поділля. Ранньоволинській стадії відповідає ефузивно-пірокластична товща (заболоцька + бабинська світи), накопичення якої відбувалося в геодинамічних умовах, подібних до умов формування моласоїдної (орогенної?) поліської червоноколірної серії та одновікових габро-діабазових силів. Із цим висновком узгоджуються дані про переважання на цій стадії вулканізму центрального (щитоподібного) типу з нарощуванням у часі потужних експлозій пірокластички і газів, що характерно для умов регіонального стиснення. Упродовж ратнівського часу (на Поділлі – грушкинського) найпоширенішими формами базальтового вулканізму були тріщинні виливи вздовж розломних зон розтягнення, по яких край Східноєвропейської платформи почав втягуватись у перикратонне прогинання.

Каледонський структурно-формаційний комплекс (ордовик – нижній девон)

Початок каледонської тектонічної епохи знаменується зміною теригенного нагромадження осадів карбонатним.

⁸ - Титова В. И. Корреляция и возраст осадочно-вулканогенных образований трапповой формации Волино-Подолья//Тектоника и стратиграфия. 1989. Вып. 30. С. 23–31.

⁹ - Знаменська Т. О., Коренчук Л. В., Приходько В. Л. Палеотектонічні умови формування волинської серії Волино-Поділля//Геол. журнал.-1990.-№ 3. С. 133–141.

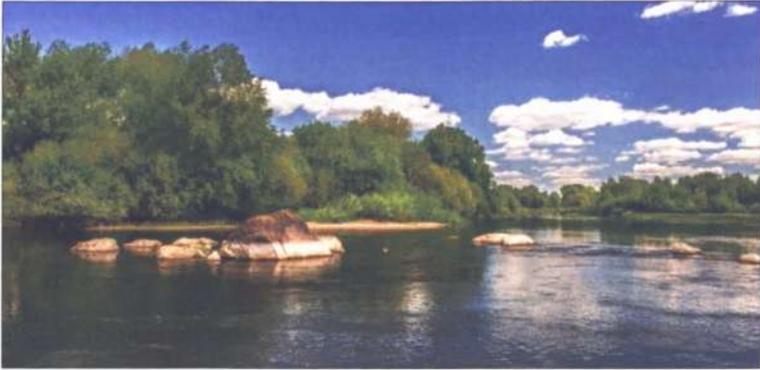


Рис. 6. Долина р. Случ в районі с. Губков

Завершення кластичного макроциклу і початок карбонатного збігається з салаїрською (коханівською в Українських Пракарпатах) фазою складчастості. В ордовіку на Волино-Поділлі був мінливий за розмірами мілководний басейн, який залишив малопотужні (3 - 10, до 50 м) неоднорідні за складом мілководні теригенно-карбонатні відклади зі слідами повсюдних міжформаційних розмивів. Найпоширенішим розвитку карбонатне нагромадження осадів було в силурі. Характерну особливість силурійського басейну визначала чітка повздовжня зональність: відклади платформного шельфу, представлені карбонатним типом розрізу (Ковельсько-Хотинська структурно-фаціальна зона), у бік суміжного геосинклінального прогину змінюються карбонатно-глинистими і глинистими (Львівсько-Коломийська структурно-фаціальна зона). Уздовж меж зчленування різних структурно-фаціальних зон на різних етапах скорочення морського басейну загальний план нагромадження осадів зберігається. Проте нагромадження осадів стає переважно теригенним. У розрізах тіверської серії спостерігається вертикальна і горизонтальна міграція фаций внаслідок заміщення по вертикалі та в бік платформи розрізів морських відкладів субконтинентальними, а також підвищення швидкості нагромадження осадів, типове для передорогених етапів. Поза межами платформи (у «залишковій геосинкліналі») в силурі та ранньому девоні накопичується потужна (понад 2 км) одноманітна товща граптолітових карбонатно-глинистих «сланців».

На рубежі лохківського і праського віків унаслід завершальної фази каледонського орогенезу (рава-руська фаза) вздовж крайового шву

перед фронтом складчастих споруд формується глибокий (понад 1,0 км) лінійний асиметричний прогин (Боянецький), виповнений континентальною червоноколірною теригенною формацією (подільським «олдредом») і зіставляється з крайовими прогинами каледонід інших регіонів.

Герцинський структурно-формаційний комплекс (середній девон – карбон)

З герцинською епохою пов'язано формування Львівського палеозойського прогину – крупної негативної структури, що перекриває пізньодевонський прогин і є центриклінальним закінченням крупнішого і більш протяжного Львівсько-Люблінського. На думку багатьох дослідників, цей прогин зберігав ознаки крайового (передового) протягом усього девону і в карбоні. Проте, велика тривалість розвитку Львівського прогину та відсутність характерної для передових прогинів фаціальної і структурної зональності є підставою для віднесення його до типу субплатформних постумних шовних прогинів¹⁰.

У пізньому девоні після помітного обміління та опріснення басейну (внаслідок акадської фази складчастості у середньоевропейських герцинідах) вісь максимальних занурень мігрує далі на північний схід і збігається з Белз-Балучинським розломом (лінія Белз – Вел. Мости – Кам'янка-Буська). У приосьовій частині прогину формується потужна (понад 960 м) евапорито-карбонатна формація, представлена товщею доломітизованих і бітумінозних (у франському ярусі) вапняків у перешаруванні з первинними доломітами. Одночасно з міграцією басейну на схід у внутрішній (Нестерівській) зоні прогину починають збільшуватися антиклінальні структури, свідченням чого є конседиментаційні брекчії на різних рівнях середнього (?) і верхнього девону, а також коротка перерва на межі франу і фамену. Наприкінці девону – початку карбону Нестерівська зона зазнає інтенсивних складчасто-насувних дислокацій синхронно з бретонською фазою в середньоевропейських герцинідах. З її підняттям на більшій частині Львівського прогину пов'язаний глибокий розмив верхнього девону, випадіння з розрізу більшої частини турне і нижнього візе, а в суміжному Люблінському прогині – виверження діабазів і туфів. На платформі це час різкої активізації розломно-блокової тектоніки, що

¹⁰ - Тектоника України. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988. С. 1–256.

відбилося найвиразніше у формуванні поперечного Ковельського (Волинського) підняття та високоамплітудних широтних локальних горстів і антиформ – Ратненського, Овадненського та інші, що ускладнюють його Найповніші розрізи та максимальні (понад 560 м) потужності верхнього фамену представлені лагунно-морською сульфатно-карбонатно-теригенною формацією, фіксуються в крайовій північній частині Львівського прогину біля підніжжя Овадненського горсту, обмеженого з півдня високої амплітуди (2,0–2,5 км) Володимир-Волинським підкидом. У їх складі переважають середньо- та грубоуламкові конгломерати, гравеліти, пісковики.

Таким чином, тектонічний аналіз різновікових структурно-формаційних комплексів доальпійського платформного чохла Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи дає підстави для виділення двох тектоно-формаційних комплексів. Перший відповідає доплитному етапу розвитку платформи і представлений орогенним моласоїдними вулканогенно-теригенним комплексом дальсландид (поліська серія, заболоцька + бабинська світи волинської серії). Його історичний зв'язок з орогенною стадією розвитку дальсландид підкреслюється переважанням вулканічних вивержень центрального типу та поперечною до краю платформи структурною зональністю Волино-Поліського прогину, контрольованого північно-східними (поперечними) розломами, роль яких, як відомо, різко зростає на завершальних стадіях тектонічних циклів в умовах переважного стиснення. Другий – плитний формаційний комплекс містить спрямований ряд тектоформацій, подібний до типового ряду формацій завершеного тектонічного циклу. Від доплитного він відділяється різким структурним неузгодженням і історично відповідає завершеному циклу тектонічного розвитку суміжної Галиційської геосинклінали, на місці якої на межі палеозою і мезозою сформувався фундамент епігерцинської Західноєвропейської платформи.

Байкальсько-каледонський ряд формацій завершується орогенною формацією подільського «олдреду», структурно приуроченої до компенсаційного пришовного Боянецького прогину. Особливості наступного розвитку краю Волино-Подільської плити у межах Львівського палеозойського прогину дозволяють віднести середньо-верхньодевонську лагунно-морську евапоритокорбонатну і карбонуву

вугленосу формації до віддалено-орогенного комплексу. Геотектонічний режим розвитку суміжного складчастого обрамлення Східноєвропейської платформи свідчить про те, що каледонська складчастість не була завершальною (платформоутворювальною). Ознаки епігерцинської Західноєвропейської платформи галичиди набувають лише на початку тріасу.



Рис. 7. Перекат на р. Жерев поблизу с. Повч

1.2.2. Будава головних тектонічних елементів Волино-Подільської плити

Процеси деструкції жорсткої консолідованої архей-палеопротерозойської кори і формування осадового чохла на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи слід пов'язувати із завершенням розвитку Волино-Поліського вулcano-плутонічного поясу, що розміщувався поряд з Волинським мегаблоком Українського щита. Залишками найдревнішого квазіплатформного чохла є ксеноліти кварцитів із прошарками філітів і кварц-хлорит-серицитових сланців, які трапляються в західному і південно-західному ендоконтактах Коростенського плутону (пугачівська товща). Власне платформний (доплитний) етап еволюції південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи пов'язаний з утворенням палеорифтів, прогинів типу грабенів та авлакогенів. На Волино-Поділлі цей етап виражений Волино-Поліським прогином (ВППр), який на південному заході переходить у байкальську Галиційську міогеосинкліналь, а на

північному сході через прогин, що був на місці східної частини Брестської і західної – Прип'ятської западин, а також через Оршанську западину поєднувався з розгалуженою системою грабенів і авлакогенів центральних і північно-західних районів Східноєвропейської платформи. Просторове положення і простягання прогину контролювалося крупними міжблоковими і внутрішньо блоковими глибинними зонами розломів – Стохідського, Луцького, Вижівського, Горинського, Суцано-Пержанського, які виділяють по фундаменту на основі інтерпретації геофізичних даних. На відміну від багатьох подібних структур ВППр у сучасних контурах не має чіткого центрального грабена, але про первинну відсутність у межах усього Волино-Оршанського прогину не йдеться. Явно рифтова природа властива западинам, що є по суті первинними елементами ВППр, хоч у сучасному вигляді здаються незалежними та ізольованими структурами, якими вони стали в подальшій палеозойській історії геологічного розвитку. Такими структурами є Овруцька грабен-синкліналь і суміжні з нею складно деформована Білокоровицька і слабо вивчена Вільчанська грабенсинклінали. Давно відомі незаперечні палеонтологічні дані про палеозойський вік верхньої частини їх розрізу (верхньобілокоровицька підсвіта, озерянська світа, вірогідно товчачівська світа). Але низи розрізу є рифейськими, напевно навіть нижньорифейськими утвореннями. Подібності їх у більш скороченому розрізі в межах Бобруйського похованого виступу в Білорусі виділено в бобруйську серію, яка зіставляється з бурзянієм Уральського стратотипу Рисею. На думку О. С. Махнача і М. В. Веретеннікова¹¹, бобруйська серія виповнює грабеноподібні структури типу Овруцької, що і зумовлює її локальне поширення. Характерні для розрізів бобруйської серії і збранківської світи кварцові порфіри ідентичні за мінералого-петрографічними і петро-хімічними особливостями і близькі за ізотопним (К-Аг) віком – відповідно 1318+50–1380 млн р. і 1355–1460 млн. р.¹². Зазначені вулканічні утворення і пов'язані з ними осадові породи є не що інше, як залишки доплитного чохла, і просторово пов'язані з ранньорифейським структуроутворенням. Вірогідно саме вони маркують центральну рифтогенну зону Волино-Оршанського прогину, морфологічний вигляд, просторове положення і умови

¹¹ - Матеріали по стратиграфії Белоруссин. Минск, Наука и техника, 1981. 176 с

¹² - Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Отв. ред. Н. П. Щербак. К.: Наукова думка, 1978. 222 с.

заягання порід якої були докорінно змінені пізнішими, головним чином герцинськими рухами.



Рис. 8. Долина р. Горинь при виході в Поліську низовину, район с. Ходоси

Наслідком більш ранніх із них (бретонська фаза) стали утворення субширотних структур – Північноукраїнської горстової зони і Прип'ятської западини, а також відокремлення від Волино-Подільської плити Овруцького палеорифту з відгалуженнями, що сталося завдяки підняттю північно-західного краю Українського щита і повному зруйнуванню на ньому великих площ поширення рифейських відкладів (поліської серії). Наслідки пізніших з герцинських рухів (астурійська фаза) були відображені в інтенсивній дислокованості білокоровицьких кварцито-пісковиків, утворенні системи шар'язно-насувних структур уздовж західного тектонічного контакту Білокоровицької грабенсинкліналі з насуванням у східному напрямку пластин докоростенських гранітоїдів і кварцито-пісковиків білокоровицької світи на різні рівні озерянської світи, що залягає вище. Приблизна амплітуда насування за даними «Кіровгеології» становить 2,0–2,5 км. Є.І. Паталахою (2003) теоретично обґрунтоване інше міркування щодо походження системи структур Овруцької грабен-синкліналі. Остання розглядається як компенсаційний прогин, що утворився внаслідок діапїризму глибинних мас Коростенського плутону. Як цілісна дальсландсько-байкальська структура Волино-Поліського прогину він сформований в пострифтогенного етапу рифейського структуро- і

осадкоутворення. На території України він виповнений червоноколірною континентальною теригенною формацією поліської серії. Утворена в умовах нестабільного басейну з частими змінами фаціальних умов (мілководноморськими, озерними, пролювіальними та ін.) поліська серія перекривала майже весь Волинський блок Українського щита і територію Волино-Поліського палеопротерозойського поясу. Потужність серії в найбільш зануреній центральній частині палеопрогину перевищує 900 м. Ця частина прогину, яка розміщена між Володимир-Волинським (по фундаменту Стохідська зона) і Луцьким (по фундаменту Горинська зона) розломами відповідає за деякими міркуваннями¹³ центральному грабену. Але прямих даних для характеристики морфології цього елемента внутрішньої будови Волино-Поліського прогину недостатньо, наявні геофізичні матеріали теж не дають підстав виділяти чіткий грабен, подібний до центрального грабена Дніпровсько-Донецької западини. Для центральної, північно-східної та північно-західної частин Волино-Подільської плити характерна висока геофізична проникність земної кори, що виявилася у трьох фазах магматизму і наростанні інтенсивності магматичної діяльності в часі. Початкові вулканічні події зафіксовано за проявами туфових пачок у середній частині ромейківської світи, стратиграфічно нижче найнижчого з відомих рівнів залягання пластових інтрузій габро-долеритів. Виділення другої фази магматизму обґрунтовано наявністю у верхній частині середньої зі світ (полицької) базальтових тіл і туфів. До цієї фази магматизму відносять вірогідно також інтрузії габродіабазів району міст Дубровиця і Горохів з найдревнішими з відомих для Волині значеннями К-Аг віку (1041+28–1175 млн. р.). Чітко простежується просторовий зв'язок проявів цієї фази зі структурами північно-східного напрямку (Луцька, Горинська зони). Третя фаза магматизму стратиграфічно зафіксована наявністю сингенетичної пірокластики в жобринській світі (дані Я. Косовського). До цієї фази напевно відносять і всі інтрузії, що виходять на докрейдовий зріз або перекриті волинською серією венду у вузькій смузі вздовж сучасної східної границі її поширення. Вікові К-Аг дати інтрузій цієї фази різко відрізняються від значень радіометричного віку габро-діабазів і габро-долеритів попередньої фази. Вони

¹³ - Тектоника Украины. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988. С. 1–256.

утворюють досить щільну й численну групу значень (від 740 до 580 млн. р.), що характеризують інтрузивні тіла, які розкриті свердловинами на різних ділянках Волино-Подільської плити (м. Ковель, села Ратно, Острівці, Гута Степанська, Кухотська Воля, Бережці, Конотопи, Конобель та ін.) у верхній частині найповніших розрізів. Інша інтерпретація даних щодо локалізованих в поліській серії магматичних утворень належить

Б. Воловник, яка вважає, що в межах плити гіпабісальний комплекс утворений єдиним сіллом, що інтродує поліську серію на різних стратиграфічних рівнях. Автор розглядає всі прояви магматичних процесів як комагматичні з багатофазним волинським (ранній венд) вулканізмом, виділяючи в послідовному ряді вулканічних процесів утворення сіллу як прояв найбільш ранньої фази трапового магматизму і зіставляючи наступні фази активізації вулканічної діяльності з заболотівською, бабинською та ратненською світами волинської серії. Як самостійна палеотектонічна структура в своїх рифейських контурах Волино-Поліський прогин існував до середини раннього венду. Це підкреслює поширення вдовж осьової лінії його покривної льодовикової формації (бродівська світа), з якої починається розріз венду, і особливо пірокластичної бабинської світи волинської серії, під час накопичення якої прогин розширив свої границі, але залишив свій основний поперечний до краю кратону напрямок. Наприкінці раннього венду, одночасно з останньою фазою трапового магматизму, прогин зник. Завдяки подальшій деструкції окраїни платформи почалася докорінна перебудова структурного плану Волино-Поділля, перехід до плитного етапу розвитку та формування принципово нової негативної структури – перикратонного прогину. Генетична природа Волино-Поліського прогину не має однозначної інтерпретації, завдяки чому в літературі донині застосовують такі визначення його походження і морфології, як «крайовий прогин», «авлакоген», «грабен» «западина». Більшість дослідників визнає безпосередній просторовий і генетичний зв'язок його з Галиційською міогeosинкліналлю, розвиваючи уявлення М. Шатського про поперечні прогини на границях різновікових платформ, обґрунтовані відносно Донбасу і Дніпровсько-Донецького авлакогену в цілому. Таке тлумачення прогину вперше запропонував М. Муратов із співавторами (1962). Такі самі погляди пізніше були відображені в

працях В. Утробіна (1966), А. Хижнякова (1966), І. Вишнякова (1978–1988) та ін. У більш конкретизованому плані природа Волино-Подільської плити розглядалась В. Заїка-Новацьким (1970), А. Радзівіллом (1974), Т. Знаменською (1990). Усі вони вважали, що за особливостями геологічної будови Волино-Поліський прогин може розглядатися як крайовий прогин Галиційської складчастої області. Окремо слід привернути увагу до поглядів Є. Паталахи¹⁴, який, аналізуючи співвідношення Східноєвропейської платформи та її орогенічного оточення, дійшов висновку про належність прогину до особливого тектонічного елемента земної кори, до складу якого входять і крайові прогини, – буферної зони – фронтальної частини форланду, що зазнає деформації стиску і розтягування, які супроводжують формування суміжного з кратоном орогенічного поясу на всіх етапах його еволюції. Усупереч з переліченими є думка¹⁵, згідно з якою структури і басейни седиментації Волино-Поліського прогину і Галиційської геосинкліналі розвивалися незалежно й не були пов'язані. Але пояснити відсутність такого зв'язку окраїнних структур Східноєвропейської платформи від геодинамічних умов суміжного рухомого поясу дуже важко.



Рис. 9. У 30-кілометровій зоні (без коментарів)

Волинське палеозойське підняття (Ковельський виступ) – позитивна структура, яка відокремлює однорангові негативні структури

¹⁴ - Паталаха Е. И., Трофименко С. П., Трегубенко В. Н., Лебедь Н. И. Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. К., 2002. 251 с.

¹⁵ - Рябенко В. А., Міхницька Т. П. Рифей України. К.: ПГН НАН, 2000.

– Львівський палеозойський прогин на півдні і (разом Північноукраїнською горстовою зоною, що ускладнює її) Брестську западину – на півночі. У фундаменті його обмеженнями є глибинні мантийно-корові Володимир-Волинська і Стохідська зони розломів, у домезозойському зрізі – відповідні скиди з амплітудою до 2 км у районі м. Володимир-Волинського. Покрівля кристалічного фундаменту вздовж його східної і південної меж залягає на глибині від 0 до 3 км. У складі платформного домезозойського чохла бере участь низка вулканогенних і осадових формацій однотипних для всієї Волино-Подільської плити. Суттєві відміни має лише трапова вулканогенно-осадова формація нижнього венду, в складі якої на відміну від інших районів її розвитку переважають ефузивні породи, а загальна потужність її дорівнює 400 – 450 м. Характерною ознакою внутрішньої будови Волинського палеозойського підняття є наявність крупних антиклінальних структур, розмішених поряд з розломами. З півночі на південь це Шацьке (тяжіє до широтного Південноратнівського розлому), Любомльське (у зоні Вижівського розлому), Оваднівське (зрізається з півдня Володимир-Волинським скидом). На формування субмеридіонального Турійського валу впливав Радехівський розлом фундаменту, відображенням якого є конседиментаційна флексура в нижньокембрійських відкладах. Формування Волинського підняття і його структур, що його ускладнюють, пов'язано з бретонською (межа девону і карбону) фазою герцинського тектогенезу. Їй відповідає і подальша перебудова всієї Балтійсько-Придністровської системи перикратонних опускань з утворенням **Північноукраїнської горстової зони** і початком формування кам'яновугільної западини Львівського палеозойського прогину. Бретонські рухи не вплинули на утворення нижнього карбону, про що свідчить їх трансгресивне налягання на структури Волинського підняття і девонські відклади Львівського прогину. Системи обмежувальних розривних порушень, а також властивих осадовому чохлу Волинського підняття за своїми морфологічними рисами свідчать, що формування його відбувалося в умовах інтенсивного стиску на границях блоків фундаменту різного порядку в процесі їх взаємних вертикальних перемішень.

Північноукраїнську горстову зону можна вважати невід'ємною частиною Волинського палеозойського підняття та суміжного Волино-

Поліського прогину, і лише власний морфологічний стиль структур (на противагу останньому переважання горстів і грабенів над брахіформами, що можливо пов'язано з більш глибоким ерозійним зрізом чохла) дає підстави розглядати прогин як самостійний елемент тектонічного районування. Він як позитивна лінійна субширотна структура простежується (з урахуванням територій Польщі та Білорусі) більш як на 300 км, її обмежують Північно- і Південноратнівський розломи, амплітуди яких по фундаменту збільшуються в західному напрямку від 100 до 1 000 – 1 400 м. Певною передумовою формування Північноукраїнської горстової зони була Поліська сідловина, яка проявлялась як позитивна конседиментаційна структура протягом рифею – силуру. На герцинському етапі розвитку вона сформувалася у сучасному палеогеоморфологічному вигляді як структура, що відокремлює Прип'ятський прогин від Брестсько-Подляської западини. Поперечні порушення зумовлюють складну блокову структуру всієї зони. Найбільш піднятими блоками є Дубровицький, Гірницький (Ратнівський), Хотешівський, у деяких з них під крейдою залягають на глибині близько 100–150 м утворення фундаменту (с. Ратне) або пластові інтрузії габро-діабазів (м. Дубровиця), найбільш зануреними є Перекальський блок, Бродичівський грабен. Блокові структури Північноукраїнської горстової зони обмежені розломами північно-східного, північно-західного, субширотного і субмеридіонального напрямків, розломи північно-східного простягання успадковують план дорифейських і рифейських структур. На герцинському етапі виникли розломи субширотного напрямку, здебільшого вони зміщують структури північно-східного простягання. Субмеридіональні порушення проявлені слабо, вони характеризуються відносно невеликими амплітудами вертикальних переміщень, часто зовсім безамплітудні. Найбільш контрастними є розломи субширотного простягання, саме їх або зони їхнього впливу вважають сприятливими для локалізації трубок вибуху і пошуків алмазів. Прикладом таких структур є Кухотська зона, що проявлена в поверхні фундаменту порушеннями з амплітудою вертикальних зміщень до 200 – 400 м при ширині 0,1 – 0,5 км, а в поверхні, яка передує крейді – у вигляді зон скидово-зсувних деформацій, брекчіювання та інтенсивної тріщинуватості (ширина до 1 км). За даними геологічних зйомочних робіт (Судовцев, 1982), площа

скиду нахилена на північ ($70-85^\circ$), амплітуда 67 зміщення від 200 м на сході до 450 м). У зоні Кухотського розлому і розміщених південніше субширотних розломів (Бельський, Чарторійський, Куликовицький) виявлені різні за морфологією (подібні до трубок вибуху, тектономагматичні депресії, зони просідання, грабеноподібні) структурні форми, побудовані гетерогенними брекчіями, в складі яких беруть участь уламки порід фундаменту, чохла від рифею до девону включно, з переважанням уламків тих порід, які зміщені нижче рівня їх нормального залягання на 50 – 100 м. У брекчієпроявах Серхів, Кухотська Воля виявлено уламки кімберлітів з характерними мінералами-супутниками алмазу. Усі картографовані широтні зони, зафіксовані на кратах, є безпосереднім результатом процесів, пов'язаних з утворенням Північноукраїнської горстової зони як крупної регіональної структури. Здебільшого вони не досить чітко фіксуються геофізичними методами навіть по фундаменту або простежуються фрагментарно. У домезозойському чохлі виявлено їх складну клавішно-блокову будову в смугах завширшки до 5 – 6 км за вертикальних переміщень окремих блоків до 50 м (Бельська зона), 100 – 120 м (Чарторійська зона). Формування горстової зони за віком відповідає бретонській фазі герцинського тектогенезу і пов'язано з крупними структурними перебудовами, що сталися на південному заході Східноєвропейської платформи (перебудова системи Овруцького рифту, закладення Прип'ятського прогину й Центрального грабену Дніпровсько-Донецької западини).



Рис. 10. В долині р. Західний Буг на межі з Польщею

Розривні порушення. Узагальнення різнобічної інформації стосовно розломно-блокової тектоніки, накопиченої упродовж тривалого часу геологічних досліджень Волино-Поділля подано в праці (Геотектоника Волино-Подоліи. Отв. ред. И. И. Чебаненко. К.: Наукова думка, 1990.). Тому основні закономірності планового положення розривних структур, їх роль у формуванні крупних геоструктур чохла і тектонічному районуванні, зв'язок з етапами тектонічної еволюції вивчені цілком задовільно. Упродовж останніх років для дослідження їх вперше цілеспрямовано і системно було застосовано тектоно-фізичні методи (О. Гінтов, 1999-2001). При цьому визначення морфокінематичних характеристик розломів, класифікація їх ґрунтувалися для дорифейських утворень на аналізі гравімагнітних даних у поєднанні з прямими геологічними даними, а для відслонених відкладів венду і фанерозою було проведено спеціальні дослідження, які дали змогу визначити етапи деформацій під впливом різновікових тектонічних процесів. Враховуючи стан вивченості розломної тектоніки Волино-Поділля і результати досліджень О. Гінтова, можна констатувати таке.

1. На рівні поверхні кристалічного фундаменту спостерігається картина розломно-блокової будови, властива і Українському щиту. Глибинні міжблокові і мантийно-корові внутрішньо-блокові розломи та зони розломів продовжуються без особливої зміни геофізичних характеристик і мають близьку кінематику.

2. Більша частина розломів платформного чохла успадковує системи міжблокових і внутрішньоблокових зон розломів у фундаменті. З ранньобайкальським тектонічним етапом пов'язана система розломів північно-східного напрямку, яка контролювала формування Волино-Поліського прогину – Виживський, Локачинський, Стохідський, Луцький, Суцано-Пержанський – і була (за О. Гінтовим) розсувами або правосторонніми зсуворозсувами. З байкальським етапом тектонічного розвитку пов'язано закладання системи субширотних розломів (Північно- і Південноратнівські, Андрушівський, Хмельницький). Усі вони були конседиментаційними і контролювали розміщення центрів поліського та волинського магматизму або площі поліського й ранньоволинського осадконакопичення. За даними тектоно-фізичних досліджень О. Гінтова всі вони були лівими зсуво-розсувами.

З пізньобайкальськими рухами пов'язані розсувні деформації північно-західного простягання, що відіграло вирішальну роль у закладенні Дністровського перикратонного прогину (Подільський, Придністровський, а також Белз-Балучинський, Рава-Руський, Перемишлянський, Городоцький розломи) що тяжіють, до Галиційського складчастого поясу.

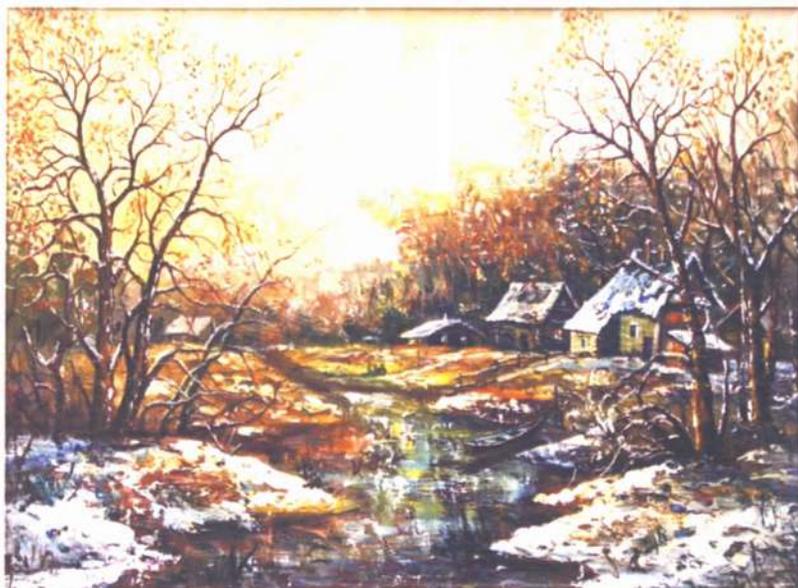
3. Каледонський тектонічний цикл, за даними О. Гітова, відзначився розсуванням північно-східної системи розломів, формуванням скидів, положистих складок та флексур північно-західного напрямку. Наслідки каледонських рухів – складчастість у Рава-Руській зоні та активізація розломів, що обмежують причленовані до Східноєвропейської платформи структури епібайкальської платформи (Рогатинський, Рава-Руський, Городоцький).

4. Герцинський тектонічний цикл відзначився активізацією практично всіх закладених раніше систем. Найбільш контрастних рухів зазнала система субширотних розломів, по якій, за О. Гінтовим, прямували ліві зсуви і яка контролювала утворення Північноукраїнської горстової зони. Мобільними були і північно-східні розломи – Виживеський, Стохідський, Локачинський, Луцький, Гориньський, Суцано-Пержанський, які активізувалися як власне розсуви. Саме з цими рухами пов'язано формування Львівського палеозойського прогину, Волинського палеозойського підняття, його внутрішніх ускладнень (Овадненської і Любомльської антиформ, Турійського валу та ін.), Володимир-Волинського високо амплітудного скиду.

5. Упродовж кімерійського і альпійського етапів активізувалися розломи всіх систем. Особливо активними були деформації в Прикарпатській частині регіону, де сформувалося північно-східне крило Стрийського прогину, а також Львівський крейдовий прогин (розсуви і скиди в зонах Рава-Руського, Городоцького та інших розломів). Контрастно проявлено альпійську активізацію розломів північно-західного і меридіонального простягання та в межах зовнішньої зони Львівського і Боянецького палеозойського прогинів, Волино-Подільської моноклінали. Це здебільшого розсуви, підкиди з піднятим висячим крилом (Подільський, Красилівський розломи), іноді розірвані флексури (Устечко-Повчанський). Перші трансформовані іноді в насуви, що супроводжуються утворенням глибоких локальних грабенів

(зона Шумського розлому – Повчанська структура). Ці деформації відповідають австрійській фазі; більш молоді фази альпійського циклу фіксуються слабо за винятком карпатської (середина міоцену), з якою пов'язано формування Передкарпатського прогину. Відгуки цих рухів проявлені в слабо амплітудних переміщеннях мозаїки дрібних блоків у межах усього Волино-Поділля. Лінійні протяжні порушення карпатського напрямку, за даними О. Гінтова, були розсувами і правосторонніми зсуво-розсувами, субмеридіональні – лівими зсувами, субширотні – правими.

Підсумовуючи викладене, спираючись на висновки тектонофізичних досліджень О. Гінтова та інші відомості, геологи України роблять висновок: система субширотних розломів була найбільш активною в рифеї, ранньому венді, середньому палеозої (бретонська фаза), субмеридіональна система – протягом бретонської фази герцинського й австрійської фази альпійського циклів. Система розломів північно-східного простягання найбільш активною була в рифеї і середньому палеозої, а система північно-західного напрямку – у пізньому венді, середньому палеозої, пізній крейді, міоцені.



Костянтин Степанюк «Падає перший сніг»

1.3. Особливості поширення і будови осадового чохла Поліської низовини

Особливості осадового чохла Поліської низовини в межах України також характеризуються значним різноманіттям, оскільки сукупність осадових товщ значно відрізняється за їх поширенням, складом, літологічними і фаціальними структурами через присутність на описаній території різних тектонічних категорій.

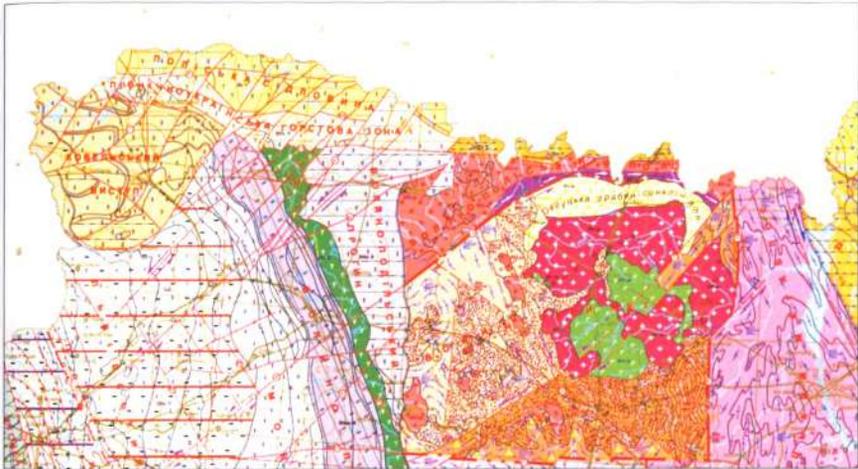
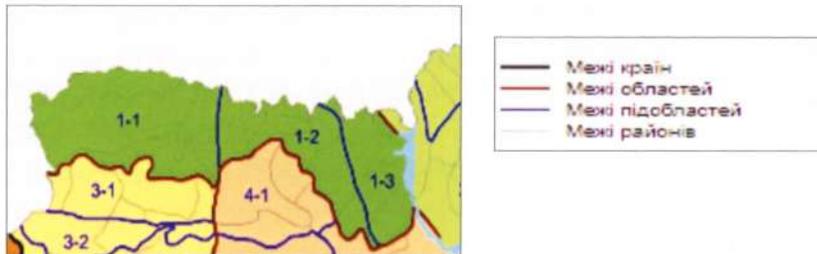


Рис. 11. Фрагмент «Тектонічної карти України», м-б 1:1 000 000, 2007 р.

В межах Українського Полісся, як вже зазначалося в першому розділі, із заходу на схід послідовно простежуються наступні тектонічні структури (рис. 11): в межах Волині – Ковельський виступ, Північноукраїнська горстова зона, Поліська сідловина, північний фрагмент Волино-Подільської монокліналі, північну частину Волино-Подільського прогину; в межах Рівненщини та Житомирщини – вздовж простягання низовини прямують Волино-Поліський пояс та Овруцька грабен-синкліналь. Північ Житомирщини та Київщини пролягає в області Волинського мегаблоку, зі структурами Новоградського та Тетерівського блоків Українського щита і, нарешті, уздовж Дніпра кристалічний фундамент представлений фрагментом Росинсько-Тікицького мегаблоку у вигляді північно-східного схилу щита.

Власне тому, поширення Поліської низовини в різних структурах Волино-Подільської плити та Українського щита і представляє значну

неоднорідність осадового покриву, який у межах платформи значно розрізняється у найважливіших ділянках тектонічної будови низовини.



1 Південнополіська область пластово-аккумулятивних рівнин

1-1 Прип'ятьсько-Слуцька пластово-аккумулятивна низовина на палеогенових і крейдових відкладах

1-2 Рокитнянсько-Радомишльська цокольна пластово-аккумулятивна рівнина на докембрійських породах

1-3 Київська пластово-аккумулятивна рівнина на палеогенових та неогенових відкладах

4-1 Житомирська аккумулятивно-денудаційна рівнина на докембрійських породах і кайнозойських відкладах

Рис. 12. Геоморфологічне районування Поліської низовини

Осадовий чохол Волино-Подільської плити в межах Поліської низовини формувався дуже тривалий час і тому представлений потужною товщею осаdkів. Нижню частину його складають теригенні відклади рифею (поліська серія) потужністю 600 – 900 м, осадово-ефузивний комплекс венду (волинська та валдайська серія) потужністю 300 – 600 м та переважно карбонатні породи нижнього палеозою (кембрій, ордовік, силур) потужністю 500 – 2000 м. Девонські та кам'яновугільні осаdки (пісковики, аргіліти, алевроліти, вапняки, кам'яне вугілля) загальною потужністю до 3000 м, а також теригенно-карбонатні відклади нижньої юри (до 300 м) виповнюють в основному Львівський палеозойський прогин. Карбонатні породи крейдової системи (вапняки, мергелі, крейда) потужністю у декілька сотень метрів майже суцільним чоxлом перекривають відклади рифею – нижньої юри. Палеогенові відклади не відіграють суттєвої ролі в осадовому чоxлі плити – вони відомі лише на крайній півночі та північному сході території. Неогенова система представлена вапняками, пісками, пісковиками, гіпсами потужністю 25-120 м і має значне розповсюдження.

Антропогенові відклади (льодовикові, флювіогляціальні, річкові, озерно-болотні тощо) покривають територію Волино-Поділля чохлам незначної потужності (до 70 м).

Більше відомостей про осадовий покрив Поліської низовини дають джерела різних авторів, що стосується адміністративних областей, які охоплюють територію низовини.

Так, у межах **Волинської області** після формування осадових товщ палеозою настав тривалий період континентального розвитку як Поліської низовини, так і для всієї околиці Волино-Подільської околиці Східноєвропейської платформи. Цей режим переважаючою денудації у розвитку екзогенних геоморфологічних процесів продовжувався від відступу середньо-кам'яновугільного моря аж до середньої юри. Очевидно, логічним наслідком цієї тривалої континентальної перерви стало формування обширного пенеплену і подальший розвиток регіону супроводжувався послідовним нагромадженням пізніших осадових товщ.

Юрські відклади трансгресивно залягають на денудованій поверхні палеозою і відомі лише у південно-західній частині області.

Крейдові відклади на Волині поширені всюди. Вони трансгресивно перекривають відклади рифею, вендського комплексу, кембрію, ордо віку, силуру, девону, карбону та юри. Поверхня крейдових відкладів нахилена зі сходу на захід, в цьому напрямку з'являються все молодші яруси крейди і зростає їхня потужність. На значних площах Волині крейдові відклади виходять безпосередньо на денну поверхню, або перекриті лише антропогеновими відкладами незначної потужності.

У північних районах Волинської області на крейді інколи залягає палеоген.

Крейдові відклади Волинської області представлені майже виключно утвореннями верхньої крейди. Нижньо-крейдові (альбські) породи у межах північної частини області у найбільш повних розрізах виразно поділяються на дві пачки: нижню – карбонатну і верхню – кременисту з непостійним вмістом теригенного складника. Максимальні потужності альбу пов'язані з наявністю глибоких западин, що концентруються у зоні, пов'язаній з системою ортогональних

розломів (схід – захід, північ – південь), які порушують також кристалічний фундамент. Середня потужність альбу 20 - 25 м.

Серед верхньо-крейдових у межах Волинської області виділяються відклади сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського і маастрихтського ярусів, які поступово змінюють один одного у західному напрямку. Усі яруси верхньої крейди, окрім сеноману, виходять на денну поверхню, або під четвертинний покрив і зіграли значну роль у формуванні сучасного рельєфу Волині.

Відклади сеноману за літологічними ознаками поділяються на три світи: пісків та пісковиків, опок з невеликою кількістю спонголітів, а також детритових (іноцерамових) та мергелистих вапняків. Загальна потужність порід сеноману не перевищує 20 – 30 м.

Відклади турону в основному представлені м'якою писальною крейдою і крейдо подібними вапняками з крупними стяжіннями чорного кременю, які розташовані у верхній частині товщі. Потужність відкладів турону мало мінлива і складає на Волині 40 - 60 м.

Відклади коньякського ярусу також складені білою писальною крейдою і крейдо подібними вапняками, у яких в порівнянні з туринськими вміст вуглекислого кальцію дещо менший, помітно збільшилась кількість глауконітових зерен, нколи трапляються пороби більш-менш виразної верстуватості. Потужність коньяку невелика і мало мінлива та складає 30 – 40 м.

За літологічними ознаками до коньякських дуже подібні відклади сантонського ярусу верхньої крейди, які на території Волині представлені м'якою білою писальною крейдою і крейдоподібними мергелями.

Відклади кампанського ярусу складені на Волині глинистою крейдою, яка поступово переходить у глинисті відміни мергелів. Серед крейдово-мергальних порід кампану трапляються тонкі проверстки ущільнених глин, іноді – кременисті утворення рископодібного вигляду.

Породи маастрихтського ярусу наявні у крайній західній частині та за її межами, досягаючи максимального розвитку у Львівському палеозойському прогині. Вони представлені здебільшого мергелями, які дещо більше (у порівнянні з кампанськими) насичені органічними рештками. Загальна потужність маастрихту на Волині – 100 м,

збільшується потужність у Львівському прогині (до 300 – 400 м) і більше.

Відкладами палеогену завершується розріз дочетвертинних утворень Волинської області. Вони трансресивно залягають на відкладах верхньої крейди і збереглися від розмиву на незначних ділянках у поліських районах області. Палеогенові відклади представлені малопотужними (2 – 3 м) верствами зелених слюдисто-глауконітових пісків і пісковиків, піскуватих глин, а також мергелів. Після відступу палеогенового моря на теренах Українського Полісся встановлюється континентальний режим, який і продовжується нині.

У сучасних авторів немає іншої думки про те, що **четвертинний покрив Волині** має винятково неоднорідну будову і мінливі потужності. Якщо на значних площах Турійської денудаційної рівнини він або ж цілком відсутній, або ж представлений тонкою верствою елювіальних утворень, то в долинах Західного Бугу і Прип'яті четвертинні відклади залягають строкатою товщею осадів потужністю до 40 м (Геренчук, 1975). Найхарактернішою ознакою поширення антропогенових відкладів Волинської області є їхня широтна зональність. Якщо прямувати з півночі на південь області, то в будові антропогенового покриву можна розрізнити такі смуги з переважанням:

а) піщаних, рідше супіщано-суглинистих утворень, які складають заплаву та надзаплавні тераси рік Прип'яті (Верхньо-Прип'ятьська акумулятивна рівнина);

б) власне льодовикових (моренних) відкладів (Волинське моренне плато);

в) елювіальних утворень на верхній крейді, місцями перекритих водно-льодовиковими пісками (Турійська денудаційна рівнина);

г) лесів та лесовидних порід (Волинська височина).

Що стосується алювіальних відкладів, то вони різко відмінні в межах поліської (Волинське Полісся) та волинської (Волинська височина) ділянок Волинської області, тобто, підпорядковуються широтній зональності.

Четвертинні відклади Волинської області складені лише континентальними утвореннями, серед яких виділяються відклади льодовикового (моренного), водно-льодовикового, озерно-

льодовикового, алювіального, еолового, елювіального та інших генетичних типів.

Четвертинні відклади Волинської області – різновікові утворення, поділяються на нижньо-, середньо-, верхньочетвертинні, середньо-верхньочетвертинні та сучасні. Елювіальні утворення, які утворювалися упродовж всього континентального періоду розвитку території, розглядаються як нерозчленовані.



Рис. 10. Садиба в с. Луко, Рівненщина

Щодо поліської частини Українського щита, розташованої в межах Рівненської, Житомирської та Київської областей, то четвертинним відкладам щита та його схилів властиві різноманітний літологічний склад, відносно невелика потужність та генетичне розмаїття. На щиті і його схилах виділяються континентальні утворення рівнинно-льодовикової та лесової країн, яким відповідають території поширення відповідно рівнинно-льодовикової та лесової формацій. Країни поділяються на області: Українське Полісся, лесова область дніпровського льодовикового язика, північно-західна лесова область; північна й південна лесові області поза льодовикової зони (рис. 12).

Згідно з прийнятим районуванням Українське Полісся – єдина область, яка розташована у межах рівнинно-льодовикової країни. Рівнинно-льодовикові відклади (в т. ч. і крайових льодовикових утворень) утворюють різні генетичні типи, серед яких найбільш поширені льодовикові та водно-льодовикові. Вони виникли в результаті середньоплейстоценового дніпровського зледеніння, що досягало району Кам'янська. Льодовикові відклади, або морена, являють собою

не відсортовані уламки корінних порід, валунні суглинки, супіски, глини. Їх потужність змінюється в широких межах – від 0,5 до 18 м. Водно-льодовикові утворення підстеляють і перекривають морену, утворюючи окремі форми рельєфу – ками, ози, зандри, що складені пісками, супісками, суглинками і глинами потужністю від 3 до 50 м, що може збільшуватись до 100 – 120 м у долинах льодовикового виорювання.

Для Українського Полісся типові також еолові, еолово-делювіальні і елювіальні відклади верхнього плейстоцену, що є аналогами лесово-грунтових порід південних областей.

Лесова область дніпровського льодовикового язика – один із найбільш вивчених регіонів поширення лесової формації України. Особливо це стосується Лівобережжя, де горизонти еоплейстоцену і неоплейстоцену мають найбільші потужності. На інтенсивно розчленованому Правобережжі їх потужності скорочені, а горизонти невитримані. Повні розрізи субаеральних плейстоценових відкладів зустрічаються рідко. В еоплейстоцені переважають фації ґрунтів, а у неоплейстоцені Правобережжя – полігонні утворення.

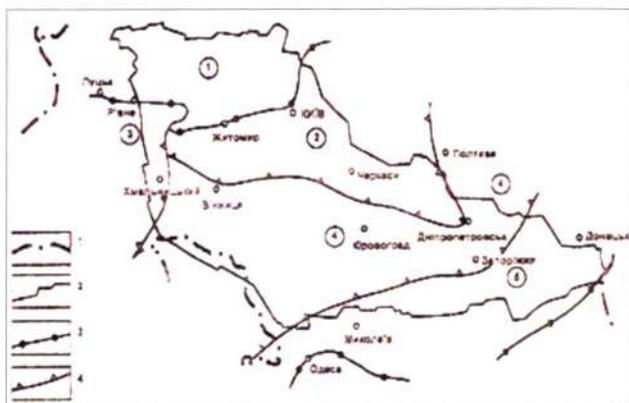


Рис. 13. Схема районування четвертинних відкладів: 1 - державні кордони, 2 - межа Українського щита і його схилів за системою крайових скидів, 3 - межі країн, 4 - межі областей; цифрами на схемі позначені області: 1 - Українське Полісся, 2 - лесова область дніпровського льодовикового язика, 3 - північно-західна лесова область, 4 - північна лесова область поза льодовикової зони, 5 - південна лесова область поза льодовикової зони

Розділ II.

Характеристика геологічної будови в контексті особливостей рельєфу земної поверхні¹⁶

II.1. Тектонічні та магматичні закономірності розвитку рельєфу (морфоструктура)

Поліська низовина сформувалась на різнотипних геологічних структурах: західна частина низовини (Волинська рівнина) – на північній частині Галицько-Волинської западини і частково Брестської западини (Волинському палеозойському блоковому піднятті); середня (Клесово-Народицька рівнина) – північно-західній частині Українського щита. Геоструктурна неоднорідність виявилась у геологічній будові, а через неї в особливостях морфології рельєфу цих частин.

У межах *Волинського палеозойського блокового підняття* на нерівній поверхні відкладів палеозойського віку залягають пізні крейдові відклади, які представлені різними літологічними відмінами (крейда, мергелі з кременем, пісковики). Загальна потужність цих відкладів збільшується у західному напрямку: від 20 м – у Сарнах до 280 м в – Любомлі, на окремих ділянках пізні крейдові відклади слабо дислоковані.



Рис. II.1. Горбисто-пасмова рівнина на деформованих крейдових і неогенових відкладах, пронизана субмеридіональними річковими долинами – геоморфологічне визначення Волинської височини

¹⁶ - за матеріалами видання: Стецюк В.В. Рельєф України / Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлєв, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк. - Київ: «Слово», 2010. - 699 с.

На ділянках північніше від Рівного біля сіл Берестовця, Злазно (Янова долина), Степанової Гути та ін. відслонюються породи волинської серії верхнього протерозою, представлені в основному базальтами. Виходи цих порід на денну поверхню спостерігаються в межах тектонічної зони північно-західного простягання на протязі 50 км. Чітко видимою є стовпчаста окремість базальтів. Місця розвитку базальтів піднесені на навколишніми просторами або виглядають куполовидними узвишсями з відносно висотою 20-25 м (села Берестовець, Головин). Вік базальтів рифейський.

Клесово-Народицька рівнина відображає в рельєфі північно-західну частину Українського щита, точніше – частину його Коростенсько-Житомирського блоку, який складений метаморфічними і магматичними породами протерозойського віку. Серед цих порід переважають гнейси, граніти та гранітоїди. Гнейси поширені на незначних ділянках і унаслідок незначної податливості процесам денудації у рельєфі відображені зниженнями, магматичні породи (граніти та гранітоїди) – зазвичай, позитивними денудаційними формами.

В межах Клесово-Народицької рівнини помітне місце займають породи овруцької серії – кварцові пісковики, кварцити і пірофілітові сланці. Детальні дослідження тут показали, що далеко не завжди існує прямий зв'язок між піднятими або опущеними ділянками сучасної та похованої поверхонь кристалічних порід та денудаційною стійкістю останніх.

Прип'ятський прогин і північно-східний схил Українського щита – геологічні структури, у межах яких сформувалась Нижньопріп'ятська рівнина. У Прип'ятському прогині фундамент залягає на глибинах понад 4000 м. Прогин заповнений палеозойськими, мезозойськими і кайнозойськими відкладами. Девонські соленосні відклади відіграли вирішальну роль в утворенні локальних узвиш у межах прогину. Ці підняття являють собою брахіантикліналі довжиною до 12 – 25 км, тобто, соляно-купольні структури.

В межах північно-східного схилу Українського щита поверхня кристалічних порід занурюються у схід-північно-східному напрямку. Абсолютні відмітки цієї поверхні біля с. Янів – 325 м, с. Затонське (гирло Тетерева) – 526 м. В будові осадового чохла виділяються

пермські, юрські, крейдові, палеогенові і неогенові відклади. Вище місцевих базисів ерозії району залягають виключно палеогенові і неогенові відклади.

Сучасні тектонічні рухи характеризуються позитивними знаками і зменшенням їх величини з заходу на схід: в межах Волинської рівнини підняття складають 8-10 мм/рік, Клесово-Народицької рівнини від 6-8 мм/рік (в західній частині), нарешті, Нижньоприп'ятської рівнини зазнає здіймань у 2-4 мм/рік (зі зменшенням на її півдні, поблизу Вишгорода, до 1-2 мм/рік).

Різні за геологічною структурою частини Поліської низовини об'єднані в єдину область за гіпсометричними характеристиками, що, очевидно, відображає і спільність геоморфологічного розвитку в неоген-антропогені, тобто в неотектонічний етап, що виявилось у перевазі денудації у західній і акумуляції в східній частинах. Поліську низовину, таким чином, можна розглядати як пряму морфоструктуру першого порядку – денудаційну рівнину, що сформувалась за неотектонічний етап. Вона розчленовується на морфоструктури другого порядку: *Волинську низовинну денудаційну рівнину* з помірним тектонічним підняттям, яка сформувалась на осадових породах платформного прогину, *Клесово-Народицьку низовинну денудаційну рівнину* з помірними тектонічними здійманнями на найдавніших кристалічних породах окраїнної частини щита, яка занурюється, *Нижньоприп'ятську низовинну пластово-денудаційну рівнину* зі слабким проявом новітніх тектонічних рухів і пологих деформацій на осадових породах занурених схилів щита.

Дуже різко в рельєфі Клесово-Народицької денудаційної рівнини виділяється *Словечансько-Овруцька височина*. За виразні морфологічні ознаки та сильну ерозійну розчленованість із південного краю, а також своєрідну геологічну будову її ще називають кряжем¹⁷. У західній частині кряжу абсолютні відмітки поверхні перевищують 300 м, в східній – зменшуються до 150 м південні схили круті, північні – спадисті. Височина розташована в середньому на 50-60 м вище над прилягаючими до неї низинами. Височина поділяється на дві частини: північну і південну. Північна частина відрізняється високим заляганням порід овруцької серії, які місцями виходять на денну поверхню.

¹⁷ - **кряжистий** - міцний, жилавий, покручений, вузлуватий.

Північний схил розчленований ерозійною мережею на окремі масиви – горби. Овруцькі кварцитовидні пісковики часто-густо утворюють екзотичні форми вивітрювання і нагромадження великих брил. Покрівля порід овруцької серії досягає 270 м над рівнем моря. Ділянки височини, складені цими породами, сформувались в процесі тривалої денудації. При цьому швидкості новітніх тектонічних здіймань у межах Овруцької синклінали були також більшими в порівнянні з прилеглими територіями. Амплітуди новітніх тектонічних здіймань перевищували 200 м.

Із заходу на схід від с. Городка до м. Овруча на південному схилі Словечансько-Овруцької височини (довжина понад 45 км і шириною 5-7 км) поширені лесовидні суглинки середньої потужності 15-20 м. Лесовидні суглинки шаруваті, містять прісноводну фауну молюсків і, найбільш ймовірно, мають водне походження. Вважається, що лесовидні суглинки сформувались в межах аномального за амплітудою та режимом (інверсійним) тектонічного блоку. У після дніпровський час спочатку відбувалось опускання цього блоку і нагромадження в його межах відкладів, досить одноманітних за літологічним складом (переважно тонкозернистих), пов'язаних з дією поверхневих вод. На наступному етапі, який продовжується і зараз, відбувається його підняття, швидкість якого, в сполученні із специфікою кліматичних умов, достатнє для елювіальної переробки цих нагромаджень в лесоподібні суглинки.

В межах Придніпровської низовини відомі і інші лесові острови, що звичайно вирадно височіють над навколишніми просторами.



Рис. П.2. Фрагмент лесоподібних суглинків на лівому березі Норина

Словечансько-Овруцьку височину як позитивну форму рельєфу слід вважати морфоструктурою третього порядку, що виникла на місці синкліналі, тобто вона є типовим інверсійним утворенням. Визначальними факторами її утворення були висока міцність гірких порід (кварцитів), що складають синкліналь, і підвищена активність тектонічних рухів, в тому числі новітніх.

II.2. Відомі та нові закономірності розвитку екзогенного формування рельєфу (морфоскульптура)

Починаючи з кінця олігоцену, територія Поліської низовини розвивається в континентальних умовах. Тут почала формуватися річкова мережа, причому її розвиток мав принципово різний характер для окремих частин низовини. Так у західній частині Волинської рівнини, до початку пізнього сармату швидше піднімалася її північна половина, і стік відбувався в південному напрямку, де ще зберігалися морські басейни. Але, починаючи з пізнього сармату, у зв'язку з їх регресією почалося вирівнювання території, а, починаючи з пізнього пліоцену, відбувалася корінна переорієнтація регіонального поверхневого стоку на північний. У той же час, в східній частині низовини (Український щит та його північно-східний схил) після олігоценової регресії відбувалось відновлення гідрографічної мережі в постійних межах. В цілому, протягом всього неогену в межах низовини переважали процеси поверхневого стоку. При досить високому зануренні базису ерозії в давніх річкових долинах, які дренивали територію низовини, переважали ерозійні процеси. Але на окремих структурно-тектонічних ділянках Українського щита, його західного й північно-східного схилів та на північній периферії низовини відбувалось нагромадження алювію, потужність якого місцями досягла 30-40 м. На межі неогену та антропогену Прип'ять як права притока Дніпра була врізана на значну глибину. В її долині переважало нагромадження алювію, який нині похований під четвертинними відкладами. Це продовжувалось протягом раннього антропогену і в першу половину середнього антропогену (в ліхвінську міжльодовикову епоху). Вважається, що в ранньому антропогені більша частина території Волинської рівнини перекривалась льодовиком (як мінімум одного зледеніння) і перебувала під впливом талих льодовикових вод.

Відбувалась суттєва перебудова напрямків поверхневого стоку. Останній відбувався у двох напрямках: південно-західному – Південний Буг, південно-східному – в Дніпро. В похованому рельєфі Волинської рівнини добре збереглися добре заглиблені долини північного напрямку, заповнені досить потужними нагромадженнями відкладів, в яких широко присутні уламки та валуни різноманітних за петрографічним складом порід, серед яких переважають місцеві. В дніпровську льодовикову епоху льодовикові лопаті поширювались майже на всю територію Волинської рівнини, значну частину Клесово-Народицької рівнини і повністю на Нижньоприп'ятську рівнину. Між цими двома льодовиковими лопатями розташовувалась так звана «безвалунна» область, на яку льодовик не поширювався. Найбільш поширена думка, що дніпровський льодовик був непереборною перепорою для стоку поверхневих вод в північному напрямку. І тому ці води відводились в протилежному напрямку через долини річок Стир, Горинь, Південний Случ, які були повернені на південь, в басейн Південного Бугу.

Але ця, дуже поширена думка про палеогеографію дніпровського часу не узгоджується з результатами великомасштабних палеогеоморфологічних досліджень цієї території.

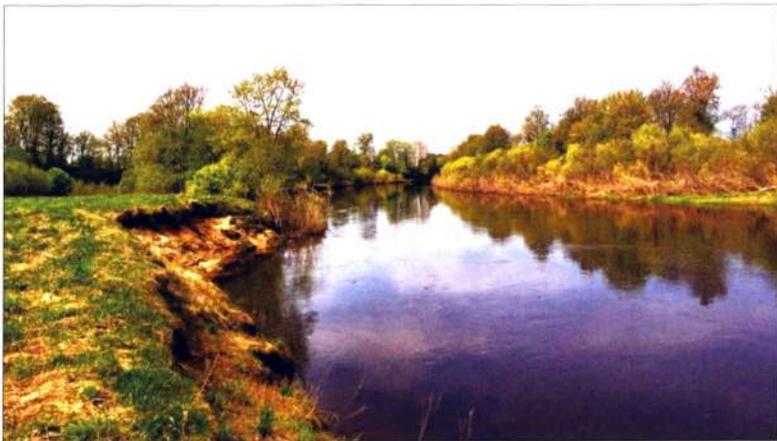


Рис. П.3. Річка Горинь на межі з Білоруссю

Згідно з ними, кардинальних перебудов поверхневого стоку в цей час тут не відбувалось. В основних рисах він зберігався по основних північних, північно-східних напрямках. У після дніпровський час ці

напрямки поверхневого стоку зберігалися і почали формуватись сучасні річкові долини.

Сучасна морфоскульптура Поліської низовини включає водно-ерозійні і водно-аккумулятивні, льодовикові і водно-льодовикові, денудаційні, карстові і еолові форми.

Водно-ерозійні і водно-аккумулятивні форми. В рельєфі Поліської низовинної рівнини ці форми рельєфу займають значне місце і відіграють суттєву роль в будові її рельєфу. Основними утвореннями є річкові долини. Сучасна гідрографічна мережа досить щільна, а річкові долини широкі, охоплюють значні площі. За О. Мариничем (1963) вони займають біля 45% загальної площі Південного Полісся. План гідрографічної мережі зумовлений геологічною структурою, історією її геоморфологічного розвитку. Ріка Прип'ять пристосована до тектонічних западин між Українським щитом на півдні і Білоруським кристалічним масивом на півночі, і тече із заходу на схід у найбільш зниженій частині низовини.

Праві притоки також, як правило, проходять по тектонічних лініях. Річка Горинь північніше Рівного повертає на захід і огинає *Берестовський базальтовий масив*. Сучасний гідрографічний план склався в процесі його тривалого розвитку протягом неогену й антропогену, а долини деяких рік, як показують палеогеоморфологічні дослідження, мають геоструктурну зумовленість з вельми віддаленого геологічного минулого. Досить давно існуюча думка про суттєві перебудови планів річкової мережі в плейстоцені в межах Поліської низовини, у зв'язку із існуванням льодовикових та міжльодовикових епох, не підтверджується. Морфологія річкових долин значною мірою зумовлена геоструктурними особливостями, літолого-петрографічним складом гірських порід. Яскравий приклад впливу структурно-тектонічного чинника являє зміна морфології долини р. Стир при перетині нею валоподібного підняття пізніх крейдових порід північніше ст. Чарторийськ, де із широкої вона стає вузькою, по суті проривною.

У межах Українського щита на багатьох ділянках річкові долини досить вузькі з крутими схилами, в яких часто оголюються кристалічні породи. Це стосується басейнів рік Південний Случ, Уборть, Уж, інших. Однак за межами Українського щита характер морфології долин річок помітно змінюється, вони стають менш врізаними, відносні

перевищення терасових рівнів в них зменшується і останні непомітно переходять в межиріччя низовинної рівнини.

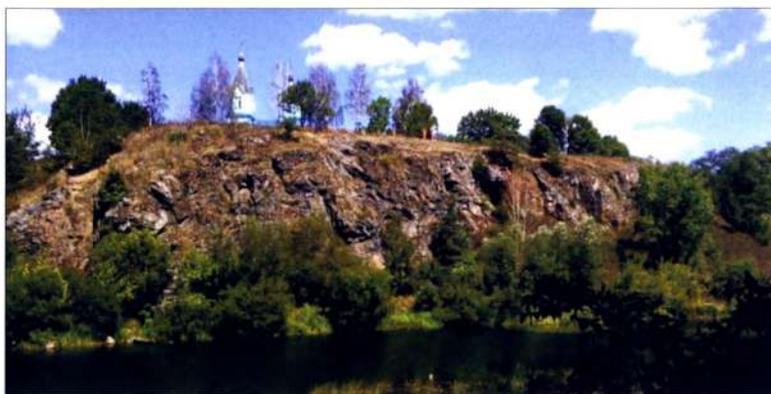


Рис. П.4. Річка Случ в районі с. Маринин

Долина Прип'яті дуже широка. В середньому займає смугу 30 – 40 і більше кілометрів. В долині виділяються II, I надзаплавні тераси і заплава.

II надзаплавна тераса піднімається над меженним рівнем прип'яті на 10 – 22 м, вона порівняно добре виражена морфологічно. На верхній ділянці долини (до місця впадіння Горині) тераса від межиріччя відмежована узвишшями, складеними пізніми крейдовими породами. Алювіальний комплекс тераси має потужність від 3 до 16 м, він представлений кварцовими пісками різної зернистості з включенням гальки, які залягають на корінних породах пізньої крейди, палеогенового, рідше неогенового періодів, місцями антропогенових моренах. На окремих ділянках потужність алювію зменшується і тераса набуває типу ерозійно-аккумулятивної. Щодо корінних схилів II надзаплавна тераса є притуленою (вкладеною). Тераса сформувалась в першу половину пізнього антропогену (Q_3^{1-2}).

I надзаплавна тераса також добре представлена. Середня ширина тераси на правому схилі долини досягає 10 – 15 км, місцями збільшується до 36 км, висота над меженним рівнем ріки коливається від 3 до 12 м, потужність алювіальних відкладів тераси змінюється від 10-15 м у верхній ділянці долини, до 30 – 35 м в середній і нижній її частинах. Складений алювіальний комплекс пісками крупно та середньозернистими з галькою та валунами. В верхній його частині

піски середньої зернистості та дрібні. На поверхні тераси збереглися заплавні елементи рельєфу: зниження поблизу тилових швів, прируслові вали. Тераса утворилась в другій половині пізнього антропогену (Q_3^{3-4}).

Заплава в долині Прип'яті займає великі площі. Її ширина змінюється від 2-3 до 22 км. Часто заплава роздвоюється на низький і високий рівні. Низький височіє над рівнем ріки до 2 м, високий – на 2-3 м. Рельєф заплави знаходиться в стадії формування. Він представлений численними піщаними валами, ерозійними зниженнями – протоками, давніми руслами, заплавними озерами, тощо. Потужність антропогенових відкладів у межах заплави досягає 20 – 35 м. Причому, нижня частина їх товщі за складом подібна до пісків і гальки алювію I надзаплавної тераси. Характерно, що подошва терасового та заплавного алювіальних комплексів розташовані на одному гіпсометричному рівні. Є дані, які свідчать, що в середній та нижній частинах долини Прип'яті в основі алювіальних комплексів першої тераси та заплави залягають алювіальні відклади раннього антропогену, нагромадження яких відбувалось в дуже заглиблених річкових долинах басейну Дніпра. Таким чином алювій I надзаплавної тераси і заплави, принаймні у нижній і середній частині долини Прип'яті, накладений на ранній антропогеновий.

В цілому, необхідно відзначити, що річкові долини Поліської низовини за своєю морфологією та типом, за співвідношенням її алювіальних комплексів (терас та заплави) відрізняються на різних ділянках в залежності від їх розташування в межах конкретних геоструктур. Так, на півдні, в зоні переходу до інверсійної частини західного схилу Українського щита та його найбільш піднятих ділянок, які виражені в рельєфі Волино-Подільською та Придніпровською височинами, річкові долини морфологічно краще виражені і мають більш просту будову та однотипне співвідношення своїх алювіальних комплексів. На півночі Прип'ятської низовини, де названі долини розташовані лише своїми нижніми частинами, ситуація помірно ускладнюється. В будові всіх великих річкових долин тут, крім заплави, нараховуються також дві надзаплавні тераси. А долини Стиру, Горині, Південного Случу відзначаються доброю морфологічною розробленістю ще у межах Волино-Подільської височини, долина Тетерева – Придніпровської височини. В Поліській низовині зазначені

долини розташовані лише своїми нижніми частинами. Менші за розмірами долини (Турія, Стохід, Уборть, Жерев, Словечна та ін.) у більшості випадків розташовані у межах низовини. У будові всіх річкових долин, крім заплави, є дві надзаплавні тераси, формування яких відбувалося у після дніпровський час, тобто, упродовж пізнього антропогену. Як бачимо, відмінності у морфології річкових долин визначені їхньою пристосованістю до певних геоструктур, має місце вплив літологічного та петрографічного складу гірських порід, у яких вироблені долини, а подекуди (це стосується долин великих приток Прип'яті) – історією розвитку долин до пізнього антропогену.

На території Поліської низовини давно відома давня долина, яка простягається від Західного Бугу до пониззя Прип'яті більше, ніж на 400 км і має ширину 20 – 25 км (Маринич, 1963). Окремі її фрагменти описували П. Тутковський, Б. Лічков, польські дослідники С. Ленцевич і Б. Криговський. Долина на окремих ділянках досить чітко виражена в рельєфі. В західній частині долина усадкована р. Стир, на сході – р. Словечною. Це стало приводом О. Мариничу назвати її давньою долиною Стир – Словечна. На півночі долина на значному протязі обмежена узвишсями, складеними льодовиковими відкладами. Її межа проходить через такі пункти: Малий Порськ, Янівка, Арсенівка, р. Стохід, Софіянівка, Оконськ, Чарторійськ, Полиці, Бережниця, р. Горинь. Між ріками Горинню і Ствигою північний берег не виражений, оскільки у подальшому був розмитий. Східніше північний берег знову простежується аж до Прип'яті. Південний борт долини більш виразний, складений корінними породами. Давня долина являє собою зниження, виповнене алювіальними відкладами. Вона відрізняється підвищеною заболоченістю. Морфологія долини ускладнена еоловими, денудаційними і ерозійно-аккумулятивними формами рельєфу. Давня долина перетинається долинами Стоходу, Стирі, Горині, Південної Случі й ін., в східній її частині проклали свої долини ріки Словечна, Желонь, Прип'ять. О. Маринич (1963) констатує відсутність в межах долини дніпровської морени і робить висновок, що вона виникла в після дніпровський час. Однак ймовірніше, що давня долина Стир – Словечна сформувалася у часи дніпровського зледеніння.

Льодовикові та водно-льодовикові форми. Згідно існуючих уявлень, більша частина Поліської низовини в антропогені вкривалася

льодовиками материкових зледенінь: двічі – в ранньому і середньому антропогені – в західній її частині, та в середньому антропогені – в східній.



Рис. П.5.. Меандри р. Стохід біля с. Ситовичі

Про це свідчать значні масштаби сучасного поширення в її четвертинному осадовому покриві специфічного комплексу відкладів, які за своїми літологічними ознаками та будовою нагадують льодовикові та водно-льодовикові з інших районів. Ці відклади беруть участь в будові окремих форм рельєфу Поліської низовини і тому останні були віднесені дослідниками до утворень процесами льодовикової екзарації, акумуляції, гляціотектоніки водно-льодовикового розмиву та акумуляції. Вони поширені в межах рівнин середнього антропогену льодовикового та водно-льодовикового походження, які є основою сучасного рельєфу території.

Залишки найбільш давнього для України (окського) зледеніння (ранній антропоген) виділяються у похованому рельєфі західної частини Поліської низовини. Вони представлені значними заглибленнями, схожими на долини, в основному близького до меридіонального простягання, які вивпнені гравійними, піщаними, супіщаними, грубоуламковими відкладами. Значно ширше представлені тут сліди дніпровського зледеніння.

Найбільш значним його утворенням вважається так зване Волинське моренне пасмо. Воно має у плані форму дуги, представляє собою сукупність ізометричних та витягнутих узвиш з відносно плоскими поверхнями. В межах пасма спостерігається також високе залягання поверхні мезозойських відкладів крейдової системи, які утворюють її цоколь. Волинське моренне пасмо розташоване на перетині системи глибинних розломів різних напрямків. Ці дані, а також

результати спеціальних палеогеоморфологічних досліджень пасма, дають підстави відводити в його утворенні значно більшу роль тектонічному чиннику, ніж це вважалося раніше. За традиційними уявленнями в межах Волинського мореного пасма виділяються залишки таких льодовикових форм: ками (точніше, горби, схожі на ками), ози (серед останніх піщані та галькові). Характерним є розміщення останніх поблизу великих річкових долин.

В східній частині Поліської низовини в межах Клесово-Народицької рівнини традиційно виділяють форми льодовикового та водно-льодовикового походження – кінцево-моренні горби та пасма, ками, друмлини, ози, термокарстові западини, значно заглиблені ділянки річок, ерратичні брили та валуни, «кучеряві скелі», «баранячі лоби», гляціодислокації та ін. Всі вони входили до складу рівнин середнього антропогену льодовикового та водно-льодовикового походження – моренних, моренно-зандрових, зандрових. Ками і ози раніше не розрізнялися, проте, після досліджень з застосуванням свердловання численні кінцеві моренні пасма були ідентифіковані як ози та ками. У місцях, де кристалічні породи залягають високо, можна зустріти друмлини з відносною висотою до 20 – 25 м, довжиною у декілька сотень метрів. Відомі також форми льодовикової екзарациї, які являють собою скелі. Оброблені льодовиком, що нагадують «баранячі лоби» та «кучеряві скелі».

У межах Поліської низовини на значних площах морена поширена у вигляді покривів. У таких випадках прийнято розрізняти моренні рівнини. Вони розташовані в районі Малина та в інших місцях. Потужність морени зазвичай незначна, коливається від 1 – 2 м до 8 – 10 м. У районі нижньої течії Прип'яті так звані моренні рівнини мають найбільше поширення. Вони виділяються у межиріччі Тетерева та Ужа у районах сіл Розважева, Іванкова, Базара, а також селища Макарова.

Залишки моренної рівнини зберігаються також у вигляді переривчастої смуги шириною 6 – 9 км уздовж західної межі зледеніння та на деякій відстані від неї (по лінії с. Ігнатополь – м. Коростень – с. Лобичі – с. Буки – с. Бражинка), утворюючи дві близьких до меридіональних смуги. Останні з'єднані смугами субширотного напрямку, розташованих на межиріччях Ужа, Жерева та Ужа, Ірші.

Відклади, які відносяться до морени, залягають безпосередньо на кристалічних породах. Вони представлені суглинками, супісками, глинистими пісками. В морені міститься до 5 % гравію, гальки, зустрічаються валуни (до 0,5 м в діаметрі). За петрографічним складом грубоуламкові окремісті мають місцеве походження. Максимальна відстань переміщення уламків місцевих порід (кварцитовидні пісковики з овруцької структури) не перевищує 100 км. Характерно, що під мореною відсутні значні долиноподібні зниження, які б можна було пов'язати з екзарацією льодовика. Порівняння хімічного складу ільменіту з морени та підстилаючих її порід розсипищ неогенового віку, поширених у цих районах, також свідчать про відсутність механічної дії льодовика на ці розсипища. Моренно-зандрова рівнина займає північно-східний та східний краї Поліської низовини, а зандрова рівнина прилягає в її межах із заходу та північного заходу до моренної рівнини. Відносно моренної рівнини, для якої характерний плаский, часом слабо горбистий рельєф, то останній більш складний за генезисом та морфологією. Тут поширені накладені денудаційні та акумулятивні форми рельєфу, характерні піщані підвищення, дюни, останці кристалічних порід.

Іншу важливу групу льодовикових форм складають так звані гляціодислокації. Про ймовірність їхнього існування в льодовиковій зоні Поліської низовини говорилось давно. Але тільки в 70-ті роки, після створення великих кар'єрних розрізів (поблизу с. Лісовщина, смт. Іршанське), в днищах та стінках останніх були виявлені структури, які зовнішньо нагадують гляціодислокації. Вони представляють собою певні об'єкти (ізометричні в плані конусо- або куполоподібні та валоподібні – витягнуті, замкнені або параболічні) заповнені пластичними водотривкими породами (первинними та вторинними каолінами, юрськими глинами, тощо). Ці структури по-різному узгоджуються з перекриваючими їх мезозойськими та кайнозойськими відкладами – деформують окремі горизонти або навіть їх перетинають. В місцях розвитку цих структур, названих діапіровими, спостерігається зміна геологічної будови розрізів. Їх висота сягає 20 метрів. Останнє їх утворення було в середньому антропогені, до початку нагромадження дніпровської морени. Про це свідчить характер деформацій горизонту морени над діапірами.

Вони активні і зараз, свідченням чого є форми сучасного рельєфу – горби та пасма.

Денудаційні форми. Ці форми рельєфу значно розповсюджені у Поліській низовині. Вони утворились на кристалічних метаморфічних і осадових породах. На кристалічних породах, переважно гранітах, вони відображені горбами, пасмами і просто гранітними полями, зруйнованими різною мірою процесами вивітрювання або іншими денудаційними процесами. Поверхнєве залягання кристалічних порід і незначні потужності покриву осадових утворень, що їх фіксують, зумовило розповсюдження цих форм в річкових долинах, придолинних ділянках і на межиріччях. Дуже часто ці форми зустрічаються поблизу Олевська, Ракитного, Клесова, Городниці. Зазвичай це горби круглої і овальної форми діаметром до декількох десятків метрів, рідше від 5-6 до 20-25 м, розташовані вони групами, орієнтованими в північно-західному і північно-східному напрямках, тобто збігаються з простяганням основних структур Українського щита.

Зустрічаються і окремі денудаційні форми рельєфу. На поверхні горбів частими є уламки граніту, різкі форми вивітрювання, поліровки. Денудаційні форми рельєфу спостерігаються також на схилах річкових долин. Найбільш виразні вони біля сіл Городниці в долині Південної Случі. До зони розповсюдження метаморфічних порід (овруцьких кварцитів) відносяться денудаційні останці, що утворились в процесі тривалої денудації. В рельєфі вони виражені окремими узвишсями чи пасмами.

Серед інших, визначним явищем денудаційної морфоскульптури є так зване «Камінне село» на Поліссі поблизу Олевська. Тут давні інтрузивні комплекси, складені сублужними біотитовими хлоритизованими гранітами, виходять на поверхню у вигляді елювіально-делювіальних розвалів і скель. Їхній радіологічний вік становить 1996 ± 13 млн. р. (уран-свинцевий метод за цирконом) (Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И. М. и др., 2008).

Валуноподібні скелі нерівномірно поширені за площею, іноді утворюють безперервні ряди або пасма північно-східного та північно-західного спрямування. Між ними розташовані жорства або щєбінь вивітреного граніту (рис. П.6.).

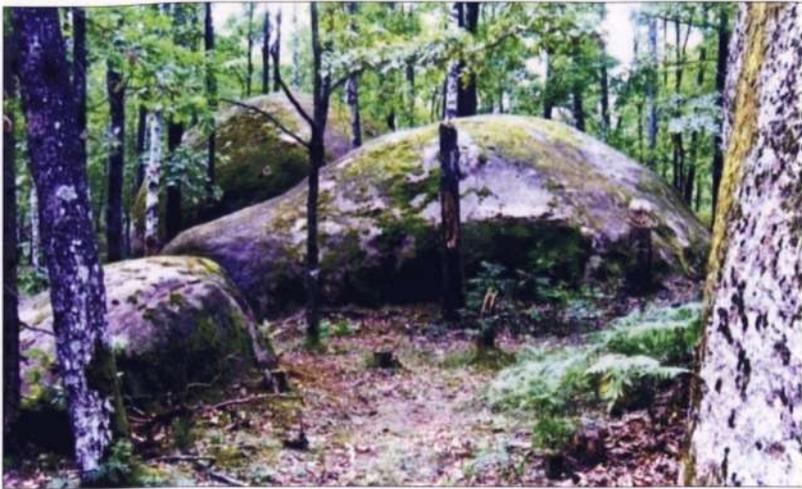


Рис. П. 6. Елювіально-делювіальні розвали гранітних порід інтрузивних комплексів («Камінне село», фрагмент). Фото В. Стецюка, 2013 рік.

Крім Словечансько-Овруцької височини виділяється ряд останців осадових порід: Білорівничі-Топільнянський, Озерянський і ін. Білорівничі-Топільнянський останець являє собою пасмо, що простягається з південного заходу на північний схід майже на 25 км. Ширина останця з півдня на північ змінюється від 3,5-6 до 1,5 км і менше, відносна висота останця 20-25 м на його поверхні зустрічаються уламки і брили овруцьких кварцитів та пісковиків.

Денудаційні форми рельєфу осадових порід досить характерні для Волинської височини, особливо її південної частини. Давно було помічено, що рельєф межиріч Волинської рівнини являє собою великі крейдяні горби денудаційного походження. О. Маринич (1963) уточнює, що це навіть не горби в звичайному розумінні, а підвищені ділянки межиріч. Їхня довжина і ширина сягає десятків кілометрів. Різниця у позначках між найбільш підвищеними ділянками межиріч і меженними рівнями рік досягає 50-60 м. За П. Тутковським, в південній частині Волинської рівнини розрізняються Сонячно-Яйненський, Червище, Велицько-Мельницький, Оконський, Тростянецький, Журавиче-Сильненський, Полицький, Любомирсько-Берестовецький і інші крейдяні «горби». Їх поверхня нерівна, складається з окремих горбів. Місцями денудаційні форми супроводжуються карстовими лійками і озерними котловинами.

Окремими денудаційними формами розповсюджені останці палеогенових пісковиків. На Волинській рівнині основу таких останців зазвичай складають крейдяні породи.

Карстові форми. Найбільш широко вони розповсюджені на Волинській рівнині, де поширені верхньокрейдяні породи, що здатні до карсту. Карстові явища на території Волинської рівнини привертали увагу багатьох дослідників. Першим з них був П. Тутковський, який ще в кінці XIX ст., а потім на початку XX ст. довів, що основну роль в утворенні карстових форм рельєфу відіграють підземні води. Верхньокрейдяні породи, які слабо розчиняються у воді, відрізняються порівняною однорідністю літологічного (мергельно-крейдяного) складу. Вони залягають вище місцевих ерозійних знижень, місцями виходять на поверхню або близько до неї. Вияви карсту на Волинській рівнині пов'язані також із дислокованим заляганням палеозойських і мезозойських відкладів (лініями розломів, наприклад, Володимир-Волинського, флексурами, плікативними порушеннями). Карстові порожнини виявлені в силурійських і девонських вапняках і доломітах. У верхньокрейдяних відкладах розвитку карсту сприяє також тектонічна тріщинуватість, яка досить характерна для окремих її смуг, що відрізняються підвищеною рухливістю. Розвитку карсту в верхньокрейдяних відкладах сприяють підземні води.

За О. Мариничем (1963), в місцях розвитку карстових лійок, провалів і озер відмічаються висхідні джерела у Волинській області, які описано ще П. Тутковським, зокрема одне діє дуже тривалий час, його дебіт у 1959 р. складав понад 600 м³/с. Поруч із підземними водами розвиток карсту обумовлюється і поверхневим вилуговуванням. Карстові форми часто спостерігаються в місцях близького до земної поверхні залягання верхньокрейдяних порід. Переважаючими серед карстових форм є лійки різних розмірів і форм. Розрізняються лійки поверхневого вилуговування, які відрізняються незначними розмірами і м'якими округлими схилами. Їхнє утворення припадає на весну (період сніготанення). Цей тип лійок через те, що верхньокрейдяні породи виходять на поверхню на незначних ділянках, розповсюджені досить рідко. Вони відомі північніше ст. Чарторійськ. Такі ж лійки можна спостерігати на межиріччі Стохід – Турія поблизу Турійська і північніше с. Повороска і м. Костополя.

До карстових форм багатьма дослідниками відносяться також озерні котловини. На Волинській височині налічується декілька десятків таких озер, які розташовані в Шацькому, Старо-Вижівському, Любомльському, Ковельському і Турійському районах Волинської області. Найбільше на Волинській рівнині озеро Світязь займає площу 27.5 км², має глибину 58.4 м, живиться водами карсту. Більшість карстових форм, включаючи і озерні котловини, розташовані в основному на найбільш високих ділянках межиріч, де близько до поверхні виходять верхньокрейдяні карбонатні породи, які зазнають карсту. Частина карстових форм рельєфу поширена також в придолинних ділянках (Тур'я, Стир).

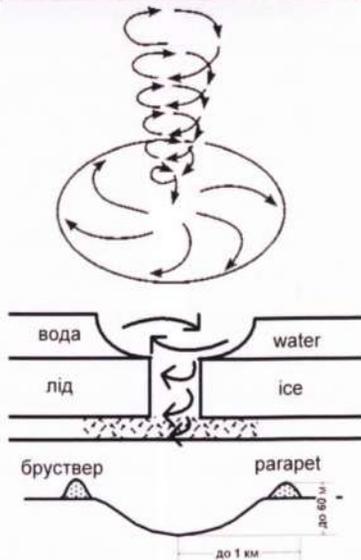
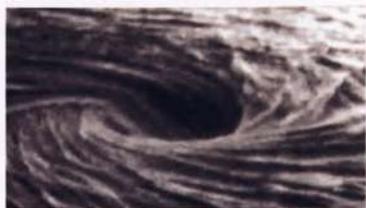


Рис. П. 7. Схема утворення озерних котловин вихровими водними потоками

За схемою М. Гвоздецького, Волинська рівнина являє собою окрему карстову область, у її межах О. Маринич виділяє за морфологією та інтенсивністю карту декілька карстових районів.

Проте, карстове походження польських озер важко пояснюється з позицій наявності необхідних умов для перебігу карстового процесу. Значно достовірніше і обгрунтованіше фактичним матеріалом виглядають результати досліджень В. Пазинича, відредагований фрагмент яких наводиться нижче.

«Якщо повністю стати на позиції карстового походження польських озер, то в такому разі необхідно виходити з того, що на цих теренах колись існували усі

необхідні для виникнення та розвитку карстових явищ умови. *По-перше*, була зона водного живлення, *по-друге*, зона власне перебігу карстування, *по-третє*, зона розвантаження води, яка

здійснювала вилуговування, *по-четверте*, карстовані породи мусять мати структуру, яка забезпечувала б рух підземних вод у цій товщі. Натомість так звана карстована товща представлена щільними крейдовими породами. Причому, усі зони мали б розташовуватися на різних гіпсометричних рівнях, що забезпечувало б рух підземних вод. Наприклад, для карстових районів Подністров'я перепади висот між зоною живлення та розвантаження складають кілька десятків метрів, а рівнинний рельєф Полісся не дає ніяких підстав для виділення в його межах цих зон. Особливо це стосується зони розвантаження. Через домінування переважно піщаних поверхонь з високими фільтраційними показниками та незначними кутами їх нахилу, фактично виключається можливість утворення зон водного живлення карстова них товщ та розвитку карстових процесів. Також, незначна різниця між рівнем підземних вод та рівнем води в озерах вказує на низьку швидкість переміщення води в приповерхневій зоні, а значна глибина озер взагалі виключає можливість виносу розчинених гірських порід у будь-якому напрямку.

У загальних рисах цей механізм, враховує всі відомі закономірності будови і співвідношення озерних западин з осадовою товщею, але такі, що не мали ніякого пояснення у версії карстового походження озерних улоговин, варто пояснити наступним чином.

Під час початкової стадії стоку талої води, під дією сили Архімеда, спливаючий лід відкривав шлях для підльодового стоку. Спадаюча вода формувала вихорову структуру потоку. Вихори пронизували і розширювали свій шлях у товщільоду і продовжували діяти далі, руйнуючи тверду основу. З одного боку, піднятий і залучений в рух матеріал, діяв як абразив, розробляв порожнину в гірських породах. З іншого боку, виникаюча при цьому відцентрова сила виштовхувала його назовні, де за межами вихору він осідав, будуючи приозерні бруствери (рис. II.7.). Цим же механізмом пояснюється наявність в деяких місцях кременевих та галечникових пляжів, тобто, відкладів з матеріалів, які є

результатом сортування і обробки грубої фракції включень в крейдовій товщі (рис. П.8.).



Рис. П. 8. Кременева галька на березі оз. Нобель (фото Л. Дубіс)

Попередні розрахунки, в яких враховувалися розміри улоговин та значення кута нахилу дна, показали, що лінійна швидкість потоку перевищувала 26 м/с або 100 км на годину. Позаяк, потужність та швидкість потоку були похідними від маси води, що передусім була похідною від кліматичних змін, ерозійна та транспортуюча здатність вихорів були величинами змінними, оскільки далеко не весь валунно-галечниковий матеріал був винесений з утворених котловин. Дрібні частинки, як більш податливі для відриву і переміщення, виносилися далеко за межі котловану. Тоді як валунно-галечниковий матеріал значною мірою залишався в ньому. У підсумку це призвело до збагачення котловану рихлим матеріалом, яким сьогодні устелене дно озер. Такий факт відмічений білоруськими дослідниками для групи озер Лиснів (північний схід Білорусії на кордоні з РФ) і озер групи Мядель (північ Мінської області).

Для завершення функціонування механізму утворення озерних улоговин достатньо зменшення кількості води на поверхні льоду, що призведе до припинення процесу розмивання та наступного його опускання льодового масиву на дно озера та блокування каналів відтоку. Після чого вся система перестеє діяти».

Еолові форми та лінійні акумулятивні форми проблематичного походження. Цей рельєф упродовж історії вивчення Поліської

низовини викликає чи не найбільше проблематичних аспектів завдяки наступним причинам.

По-перше, геологічні та географічні дослідження рельєфу регіону, які проводилися упродовж першої половини ХХ ст., інтерпретували своєрідні пасма, вали, пагорби, дюни, кучугури, поширені тут, як виключно наслідки вітрової діяльності. Головна причина цих поглядів полягала у наявності величезних масивів піщаних відкладів, які складають рельєф з поверхні.

По-друге, дослідження кінця ХХ ст. поруч із наявністю типових еолових форм рельєфу, встановили низку інших причин поширення форм рельєфу, які нагадують еолові (переважно лінійних акумулятивних форм).

Власне еолові форми рельєфу. Рельєф вітрової діяльності поширений на значних площах Поліської низовини. Детально ці форми були описані ще на початку ХХ ст. П. Тутковським, який вважав їх типовими барханами. За своєю формою вони вельми різноманітні, з поверхні складені дрібно- і середньозернистими, переважно кварцовими пісками світло-жовтого та світло-сірого кольорів. Найбільш характерними формами є дюни, пагорби, пасма, вали, піщані арени. Дюни правильної форми зустрічаються у край рідко. Вони відзначені у басейні Стоходу, у долині Стиру, на межиріччі Горинь – Південний Случ (біля с. Дубровиця), у басейні Уборті, у пониззях Ужа та Прип'яті та в інших місцях. Поверхня дюн зазвичай закріплена деревною та трав'янистою рослинністю. Поодинокі дюни часто не вкриті рослинністю і тому легко руйнуються, місцями дюни переходять у піщані пагорби різної форми.

Поліська низовина є наочним феноменом поширення так званих давніх материкових дюн, щодо яких існують різні погляди на походження зазначених еолових форм.

Це – дюни, які формуються у глибині материкових просторів, оддалік від морських узбереж та поза сферою впливу аридних умов. Материкові дюни у такому розумінні приурочені до колишніх позальодовикових зон, якою є Поліська низовина, тут існує вдосталь піщаних обширів: зандрів, русел давніх льодовикових річок та їхніх дельт, осушених днищ озер, які існували уздовж краю крижаного щита, алювіальних масивів тощо. Утворення материкових дюн відноситься до

часів деградації льодовикових покривів і поступового осушення перигляціальної зони зникаючими талими водами. Часто ці дюни зустрічаються серед торфових боліт, які могли утворитися лише за умови значного підвищення дзеркала підземних вод. Очевидно, що формування материкових дюн відбувалося у кліматичних умовах, значно відмінних від сучасних.

Формування материкових дюн на піщаних просторах Поліської низовини розпочалося лише тоді, коли льодовик зазнав відступу із цих місць вже на значну відстань, оскільки у безпосередній близькості до нього піски ще зволожувалися талими водами і не мали здатності рухатися. Наразі, клімат мав бути ще досить суворим, щоб не допустити стрімкого завоювання цих теренів деревною рослинністю, яка б закріпила ще незахищені піски, а розріджена трав'яниста рослинність не перешкоджала б розвитку перевіювання.

Крім Поліської низовини давні материкові дюни поширені у Швеції, Північній Німеччині, Польщі, в інших перигляціальних областях Європи, а також у північній частині Придніпровської низовини (у Полтавській та Чернігівській областях).

На теренах поліських боліт більшою мірою дюни зустрічаються не поодинокі, а утворюють справжні дюнні масиви, часто вельми значної площі. Найпоширенішою формою материкових дюн Полісся, як і у Європі взагалі, є *параболічні дюни*. Вони мають вигляд вузького та довгого (до кількох кілометрів по гребеню) валу, що вигнутий на кшталт дуги чи підкови, частіше за усе з різним розвитком по довжині обох колін. Середня висота валу складає 10-12 м, інколи до 20 м. У дюнах Німеччини, Польщі та Полісся опуклий бік дуги звернено до сходу, увігнутий – до заходу. У Швеції увігнутий бік дюн звернено до північного заходу, у східній частині Східноєвропейської рівнини – до півдня. Зазвичай, увігнутий бік дюни має спадистий схил, а опуклий – крутий. Така форма дюн, на переконання І. Щукіна (1960), вказує на утворення їх вітрами, які переважали у Західній Європі із заходу, у Швеції – з північного заходу, а у Східній Європі – із півдня, оскільки у дюнних гряд сторона, звернена до вітру є завжди спадистою, а сторона, розташована у напрямку вітру – крутою. Таким чином, параболічні дюни морфологічно різко відмінні від барханів. Проте, саме барханами їх помилково вважали деякі дослідники (П. Тутковський, Ф. Зольгер), що привело їх до неправильного розуміння умов їхнього утворення¹⁸.

¹⁸ - до речі, ця помилка П. Тутковського часто служить підставою для загального заперечення еолової природи параболічних дюн на Поліссі. Один раз негативно сприйнявши погляди відомого українського природознавця, сучасні дослідники не розглядали інший механізм еолового процесу, властивого не

Дюни правильної форми зустрічаються на Українському Поліссі серед інших піщаних форм рельєфу. О. Маринич (1963) характеризує їх як такі, що мають напівмісяцеву чи підковоподібну форму з короткими гілками, що поступово знижуються. Їхня відносна висота коливається у межах від 8 – 12 до 20 – 25 м; довжина кожної гілки складає 300 – 600 м. Зовнішній схил¹⁹ таких дюн спадистий і має ухил 9 - 10°, а внутрішній – крутий – до 20 – 22°. Частіше за усе ці параболічні дюни орієнтовані увігнутою частиною до заходу. П. Тутковський (1910) вважав, що вони виникли «за допомогою постійних і притому східних вітрів».

Російський дослідник Н. Соколов, який першим описав параболічні дюни, вважав, що вони утворюються із рухомого первинного нагромадження піску, шляхом відставання бічних його частин; із боків піщаного скупчення пісок мав меншу масу, був зволеним і краще захищеним рослинністю, яка проростала крізь нього, а тому бокові частини пересувалися повільніше за центральну частину дюни. Якщо додати до цього пояснення факт наявності сухішого піску у центральній частині, оскільки краї піщаного скупчення завжди зволювалися більше, то й рухомість сухого піску (центральна частина) була більшою. Під впливом постійних західних вітрів або денних бризів у прибережній зоні поліських озер, розташованих уздовж краю льодовика, улітку можливим було пересування сухого піску на опуклих елементах піщаної поверхні. Таким чином виникала дуга зі спадистим внутрішнім та крутим зовнішнім схилами. Довжина параболічних дюн чи їхніх ланцюжків сягає декількох кілометрів, а висота перевищує 10-15 м. У заболочених районах Українського та Білоруського Полісся параболічні дюни являли собою підвищення, що були придатними для будівництва та заселення. У даний час з причин освоєння та вирубок лісів параболічні дюни руйнуються і піддаються вторинному вітровому перевіюванню.

Поряд із параболічними дюнами значно поширені також *поперечні валоподібні дюни*. Це – більш-менш прямолінійні гряди, що простягаються перпендикулярно до напрямку вітру, яким вони утворені:

аридним, а семиаридним перигляціальним областям. Висувалися також ендегенні чинники формування параболічних дюн на Поліссі (Кошик Ю.А., Тимофеев В.М., Чмихал В.Н. Особенности рельефа ледниковой области Житомирского Полесья. - Киев : Наукова думка, 1976.) – ред.

¹⁹ - тут О. Маринич, погоджуючись із поглядами П. Тутковського про схожість походження параболічних дюн із барханами, називає зовнішнім схилом насправді підвітряний схил, і навпаки. Тому виникають невідповідності у характеристиці морфологічних ознак параболічних дюн і типових барханів, які, по суті, є антиподами щодо напрямку вітру, який їх утворив.

так, у Західній Європі, напрямок вітру із півночі на південь; західний схил у цих дюн є спадистим, а східний – крутим. Інколи валоподібні дюни на Поліссі виявляють незначну опуклість до сходу і утворюють форми, що розцінюються як перехідні до параболічних.

Зустрічаються і *поздовжні прямолінійні дюни* – прямолінійні гряди, що простягаються у напрямку пануючих вітрів (у Західній Європі та на Поліссі відповідно, *із заходу на схід*). Дюни цього типу розвиваються із параболічних. Якщо заростання дюни відбувається повільно, а рух середньої частини параболічної дюни відбувається швидко, то бічні гілки параболи витягуються у вигляді особливо довгих паралельних гряд, з'єднаних лише вузькою перемичкою при вершині параболи. Остання врешті може розірватися і тоді виникають дві паралельні одна одній та напрямку вітру дюнні гряди – валоподібні поздовжні дюни.

Еолові форми рельєфу розташовані на терасах річкових долин і межиріччях, де поширені водно-льодовикові форми рельєфу. Про водне їхнє походження свідчить і внутрішня будова, елементи залягання піску усередині пасом, пагорбів і валів. За І. Рослим та ін. (1990), лише угорі піски потужністю 2 – 3 м перевіяні піском. Утворення еолових форм рельєфу відбувалося після дніпровської льодовикової епохи у наступному. Особливо сприятливі обставини для їхнього утворення існували у московський та валдайський перигляціал. У даний час піщані еолові форми Поліської низовини зазвичай закріплені рослинністю і не піддаються розвіюванню, за винятком випадків порушення їх господарськими заходами.

Лінійні акумулятивні форми рельєфу. Останніми десятиліттями отримані нові дані щодо поширення, будови і генезису так званих лінійних акумулятивних форм рельєфу Поліської низовини. Складені піщаним матеріалом, ці форми є значно поширеними в акумулятивному рельєфі низовини. Попередні дослідники відносили їх до еолових (Тутковський, 1910; Кобець, 1965). В сучасному рельєфі акумулятивні пасма, лінійного простягання виглядають як вузькі, лінійно-витягнуті позитивні форми довжиною від кількох десятків метрів до 10 – 30 км (межиріччя річок Уж, Юринь, Жерев) шириною від 10 – 150 м, висотою 1 – 25 м. Уздовж пасом, як правило, спостерігається поступове зростання висоти їх гребеня. Відстань між окремими пасмами від 70 м до 1,5 км. Більшість пасом мають вузький гострокінцевий гребінь,

виразну асиметрію схилів. Поперечний профіль пасом часто буває ускладнений дрібними западинами та улоговинами, орієнтованими, як правило, паралельно простяганню пасма.

Різноманітні і планові конфігурації пасом: витягнуті, гострокутні кільцеві, наполовину кільцеві, овальні, параболічні, більш складні – змішані. Виділяються окремі райони з тим чи іншим типом обрисів пасом, спостерігаються явища «розщеплення» крупних пасом на більш дрібні, є приклади телескопічного вкладення одних параболічних пасом в інші. Переважаючим напрямком більшості є західне, північно-західне (азимут 280 – 300°). У параболічних форм опуклий бік найчастіше орієнтований *на схід, південь та північний схід*. Круті схили спостерігаються в пасмах як із одного боку (найчастіше опуклого схилу), так і з обох боків. Характерною є відсутність випадків прихилення та накладення різних пасом одного на інше. Але мають місце випадки злиття простих пасом у складні.

Рельєф пасом спостерігається на ділянках, складених з поверхні пухкими відкладами різного генезису та віку (глинах, вторинних каолінах, каоліністих та інших пісках, суглинках від раннього крейдяного до пізньоантропогенового віку).

Пасма, часто, складені добре відсортованими піщаними відкладами, в яких часто спостерігається паралельна або діагональна шаруватість. В будові пасом у багатьох випадках відзначається присутність щебеню, гравію, гальок, дрібних валунів порід однотипних тим, які містяться у навколишніх формах рельєфу або у породах, які підстеляють зазначені пасма. Нерідко у верствах, які складають пасма, спостерігаються дрібні порушення, які нагадують тектонічні (скиди, розломи та ін.) з амплітудою до десятків сантиметрів.

Великі пасма іноді ділять територію на ділянки з поширеними на них різними типами пасмового рельєфу. У багатьох місцях перетину пасмами річкових долин спостерігаються деформації поздовжніх профілів терас та русел, існують виразна зміна морфології усієї долини, або окремих її елементів. Пасма інколи відсікають верхів'я річок, перетворюючи їх на релікти давньої гідрографічної мережі.

Ерозійний рельєф. Спостерігається у районах поширення так званих «лесових островів» (Новоград-Волинського, Ярунського, Корецького, Городницького, Гульського та інших більш масивів поширення лесових порід). Вони є більшими чи меншими останцями денудаційних процесів (флювіальних, водно-льодовикових), які відбувалися після дніпровського зледеніння, у тому числі – останнім часом.



Рис. П.9. Фрагмент «лесового острова» над р. Случ поблизу Звягеля

Неотектонічні підняття за четвертинний час призвели до інтенсивного врізання у поверхню лесових порід та інших генетичних типів осадових антропогенових відкладів сучасної річково-долинної мережі та численних ерозійних форм. Тому, морфологія поверхні сучасного рельєфу лесових островів характеризується поширенням ізометричних та незначних за довжиною лінійних увзиш, яким властиві найвищі позначки поверхні. Зокрема, яружно-балкова та річкова мережа (малі річки) Словечансько-Овруцького кряжу не розчленовує його наскрізь із півночі до півдня, але окреслює виразні підвищення, схожі на великі останці розмірами до 3 – 5 км². Такими є ділянки у районі на захід та північний захід від с. Городець (висоти 274 м, 249 м), між сс. Городець і Словечно (316 м), на схід від с. Нова Рудня (261 м), на схід від с. Тхорин (254 м) та багато інших.

Крупні ерозійні форми – яри – на південному схилі кряжу утворюють складну розгалужену систему. Особливо щільною є яружна мережа біля сс. Збраньки, Сорокопень, Левковичі. Вел. Хайчі, Довгиничі та ін. Глибина ярів сягає 20 – 25 м, довжина від декількох сотень метрів до 3 – 5 км. На деяких територіях яри займають більшу площу, ніж ділянки межиріч, перетворюючи місцевість на «бедленди».

Ерозійний рельєф. Спостерігається у районах поширення так званих «лесових островів» (Новоград-Волинського, Ярунського, Корецького, Городницького, Гульського та інших більш масивів поширення лесових порід). Вони є більшими чи меншими останцями денудаційних процесів (флювіальних, водно-льодовикових), які відбувалися після дніпровського зледеніння, у тому числі – останнім часом.



Рис. П.9. Фрагмент «лесового острова» над р. Случ поблизу Звягеля

Неотектонічні підняття за четвертинний час призвели до інтенсивного врізання у поверхню лесових порід та інших генетичних типів осадових антропогенових відкладів сучасної річково-долинної мережі та численних ерозійних форм. Тому, морфологія поверхні сучасного рельєфу лесових островів характеризується поширенням ізометричних та незначних за довжиною лінійних увзиш, яким властиві найвищі позначки поверхні. Зокрема, яружно-балкова та річкова мережа (малі річки) Словечансько-Овруцького кряжу не розчленовує його наскрізь із півночі до півдня, але окреслює виразні підвищення, схожі на великі останці розмірами до 3 – 5 км². Такими є ділянки у районі на захід та північний захід від с. Городець (висоти 274 м, 249 м), між сс. Городець і Словечно (316 м), на схід від с. Нова Рудня (261 м), на схід від с. Тхорин (254 м) та багато інших.

Крупні ерозійні форми – яри – на південному схилі кряжу утворюють складну розгалужену систему. Особливо щільною є яружна мережа біля сс. Збраньки, Сорокопень, Левковичі. Вел. Хайчі, Довгиничі та ін. Глибина ярів сягає 20 – 25 м, довжина від декількох сотень метрів до 3 – 5 км. На деяких територіях яри займають більшу площу, ніж ділянки межиріч, перетворюючи місцевість на «бедленди».

Процеси просідання лесових порід, що відбувалися у минулому, сформували значні за площею водозбори і це сприяло концентрації поверхневого стоку й активній ерозійній діяльності. У результаті яри мають круті схили, на яких поширені гравітаційні процеси – зсування, обвалювання і осипання. Поперечний профіль ярів часто має V-подібну форму, а глибина врізування може сягати 50 м.

Великі яри часто мають широке (до 10 м) і плоске днище і з часом перетворюються на балки. На схилах останніх, які мають крутизну усього до 15 - 17⁰, поширені процеси делювіального змиву, а при підніжжі схилів формуються акумулятивні делювіальні шлейфи.

Схожими морфологічними рисами характеризуються наслідки ерозійної діяльності, нетипової для Поліської низовини, у межах Волинської височини та на інших «лесових островах».

Рельєф районів поширення озерних котловин і заболоченість.

Поліська низовина відрізняється від інших геоморфологічних областей України присутністю великої кількості озер (особливо Волинське Полісся) та високою заболоченістю.

В свій час було висловлено декілька думок про походження озер, які спирались на деякі специфічні особливості цих форм рельєфу. Обґрунтовувалися льодовикове, ерозійне та реліктове походження озерних котловин але найбільше визнання отримала карстова гіпотеза.

Найважливішою закономірністю поширення озер Полісся є їхня приуроченість до порід, здатних до карсту, пізнього крейдяного віку (мергелеві та крейдові породи Волино-Поділля). Саме це й зумовило тенденцію більшості дослідників розглядати практично всі озерні котловини як карстові форми рельєфу. Наразі, у межах уподобання карстової гіпотези висловлювалися зауваження про існування певного зв'язку між озерами та тектонічними структурами (П. Тутковський, О. Маринич). Було встановлено, що більшість карстових озер розташовані на перетині регіональних розломів та зон дроблення в мергельно-крейдовій основі. Крім поодиноких озер зустрічаються групи або ланцюги, приурочені до смуг тектонічних порушень. Існує, певна залежність і між простяганням довгих осей озер і мікро- западин з одного боку, та простягання тектонічних тріщин – з іншого. Походження більшості великих озерних котловин, розташованих в Білоруському та Українському Поліссі (наприклад, Шацькі озера)

пояснюється їхньою структурною позицією на межі тектонічної депресії та Ратнівського виступу кристалічного фундаменту, де спостерігається незначна потужність четвертинних відкладів та висока тріщинуватість нижче розташованих мергельно-крейдових відкладів.

В останні десятиріччя, унаслідок проведення великомасштабних геологічних та гідромеліоративних робіт, які супроводжувались геофізичними дослідженнями та дешифруванням космічних та аерофотознімків були отримані нові результати про геологічну будову території Волинського Полісся і, зокрема, ділянок розвитку озерних котловин. Так, більшість озер мають в плані чіткі округлі або овальні окреслення, відносно рівну берегову лінію без ускладнень, що характерно для карстових форм. Деякі озера заповнюють одночасно дві і більше котловин, які мають характерні виступи мисів, симетрично розташованих один навпроти іншого. Така конфігурація створює малюнок обрисів озер у вигляді «вісімки» (озера Лука, Мілане, Оріхове). Специфічною особливістю озерних районів є широке розповсюдження тут гряд, валів та валоподібних узвиш, складених переважно піщаними відкладами. Висота цих узвиш – 10 - 15 м. Вали безпосередньо оточують озера, утворюючи при цьому суцільне кільце, або знаходяться на деякій відстані від озера, але часто паралельні до його берегової лінії. В поперечному розрізі гряди часто асиметричні, більш крутий схил їх звернений до озера. Системи гряд та пагорбів оточують як великі, так і малі озера, при цьому залежності між висотою гряд та розмірами озер немає. Наразі, між деякими озерами та грядами безпосереднього зв'язку в рельєфі не спостерігається.

Сучасні уявлення про зазначені риси розвитку озерних западин вже аналізувалися вище.

В зниженнях сучасного рельєфу (у поліській низовині крім озер широко розповсюдені також ділянки надмірного зволоження та площинного утворення боліт, окремих болотних низин, крупні болотні масиви та урочища. Як і у випадку з озерами, ні одна із висловлених гіпотез їх виникнення (карстова, термокарстова, суфозія, річкова ерозія, дефляція, льодовикового моделювання) не в змозі пояснити всіх особливостей морфології, поширення та геологічної будови ділянок розвитку цих понижень.



Рис. П.10. Межиріччя рр. Шестень та Уж

Наразі, незважаючи на геолого-геоморфологічні умови окремих районів Приприп'ятської низовини, болотні ділянки та болота мають і ряд однакових ознак, які свідчать, на нашу думку, про деякі спільні закономірності в процесі їх виникнення. Це, наприклад, їх площадні розміри та форма болотних низин, час їх утворення (після дніпровський), відсутність під ними льодовикових відкладів, їхній тісний зв'язок з позитивними і негативними формами сучасного та похованого рельєфів. Але одним із найважливіших висновків є значна участь в утворенні багатьох болотних низин розломно-блокових структур кристалічного фундаменту та мезозой-кайнозойського осадового покриву. Ці дослідження показали, що найважливішим фактором в утворенні заболочених негативних форм рельєфу Приприп'ятської низовини є неотектонічні (після дніпровські) опускання різномасштабних блокових структур. Під їх впливом формуються основні особливості морфології та геологічної будови болотних низин. Різні екзогенні фактори (денудація, карст, суфозія, біогенні) різною мірою ускладнюють та маскують слабо амплітудні тектонічні рухи. За зв'язком з тектонічними структурами В. Тимофєєв зі співавторами виділяє тут чотири основні групи боліт.

1. Овальні або округлі порівняно невеликі за розмірам, (70-700 м), болота, як відображення в рельєфі негативних рухів окремих неотектонічних блоків. Вони розташовані над поглибленнями на поверхні кристалічних порід. В поперечному розрізі ці форми мають відносно круті схили та плоскі, слабо нахилені або субгоризонтальні днища. Такі болотні низини виникають вздовж по-різному спрямованих тектонічних зон та місць їх перетину. Інколи ці

болота є локальними базисами ерозії, в них впадають невеликі водотоки, система яких може утворювати радіально збігаючий малюнок («фрозетка»). Багато боліт цієї групи розвинуті в крупних долиноподібних пониженнях та долинах річок. Нерідко, в межах таких блокових структур спостерігаються болота, які знаходяться на різних стадіях розвитку. Для цих блоків характерні інверсійні рухи.

2. Великими є за площею в десятки-сотні квадратних кілометрів болотні, озерно-болотні масиви та урочища. Вони утворюються в межах крупних та складних тектонічних структур, які характеризуються негативними рухами. Нерідко ці структури є успадкованими від більш давніх. За плановою конфігурацією тут виділяються два основних типи боліт – лінійні та ізометричні, що зумовлено типами тектонічного блокування, які утворюються комбінаціями дрібних блоків, які їх утворюють.

3. Аномальні, сильно розширені та заболочені ділянки річкових заплав. Вони утворені поперечними по відношенню до сучасних річкових долин підняттями окремих блоків. Такі болота мають у плані вигляд смуг і поступово, вище за течією, змінюються заплавою звичайної ширини.

4. Численні невеликі заболочені ділянки, пов'язані із застоюванням поверхневих вод у відносно опущених частинах блокових структур, поверхні яких характеризуються нерівномірними рухами або так званими перекосами. Вони мають часто в плані складну, нечітку форму і спостерігаються в зонах переходу до слабо зволжених або опущених ділянок..

В цілому, для Поліської низовини характерне складне поєднання наведених вище типів болотних низин.



Костянтин Степанук, «Жовтневий вечір»

П.3. Словечансько-Овруцький кряж та Поліські болота

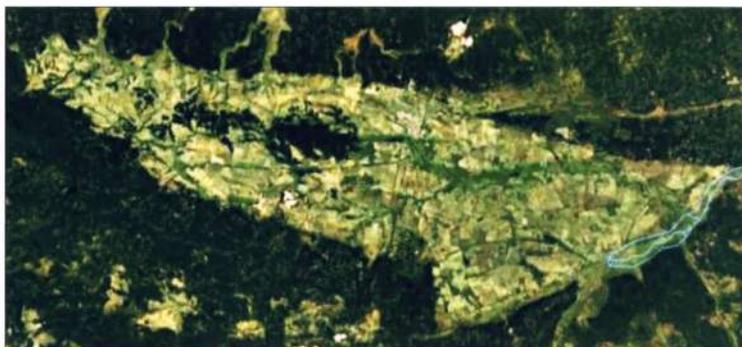


Рис. П.11. Словечансько-Овруцький кряж на тлі Поліської низовини

Розташування та орогідрографія. Словечансько-Овруцький кряж різко височіє у рельєфі Поліської низовини, відділяється від неї порівняно крутим уступом і відносні перевищення його поверхні над безпосередньо прилягаючими низовинними заболоченими поверхнями складають 50 - 60 м. Морфологія поверхні характеризується плоскохвилястим і хвилястим виглядом, що ускладнюється численними ерозійними зниженнями – малими річками та ярочно-балковими системами. На заході кряж містить долини річок Зимуха, Пертниця, Червонка, Селивониха та інші. Річкова мережа тут має виразний характер розтоку в різні боки. По виході із меж Словечансько-Овруцького кряжу на низовинну рівнину їхня течія значно слабшає, долини різко розширюються, стають заболоченими. Те ж саме трапляється і з дрібними ярами.

Структурна цілісність природного феномену полягає у розумінні його як двох регіонів, різко протилежних за природними характеристиками. Саме у контактній зоні Поліських боліт і Словечансько-Овруцького кряжу виявляються різні тенденції еволюції геоморфологічних, гідрологічних, мікрокліматичних, ландшафтних та екосистемних властивостей довкілля. Тому, контактна зона цих двох природних утворень є ідеальною моделлю вивчення міграції ландшафтних меж.

У геологічному сенсі – це контакт районів поширення осадово-метаморфічних товщ Словечансько-Овруцького кряжу та інтрузивних

магматичних порід «коростенського плутону» (регіональна стратиграфічна схема).

У тектонічному сенсі – це контакт районів інтенсивних неотектонічного підняття (Словечансько-Овруцький кряж) та відносних тектонічних опускань (Поліські болота).

У геоморфологічному сенсі – це контакт низовинної водно-льодовикової та алювіальної рівнини (Поліські болота) та типової горбистої височини, що розташована на платформі, має значний за товщиною лесовий покрив і розчленована інтенсивними ерозійними процесами – Словечансько-Овруцький кряж.

У сенсі ландшафтоутворюючої основи – це контакт переважно піщаних водно-льодовикових та алювіальних порід із високим рівнем залягання підземних вод (Поліські болота) з переважно лесовими, делювіальними та пролювіальними породами із глибоким заляганням рівня підземних вод Словечансько-Овруцький кряж).



Із середини травня до середини червня – час розкошування азалії понтійської

Болотиста лісова галявина на околиці кряжу

Рис. П.12. Різноманіття рослинного світу також пов'язане з історією розвитку рельєфу та геологічною будовою Словечансько-Овруцького кряжу (фото В. Стецюка, 2000 рік)

Схожі критерії диференціації і для інших компонентів довкілля регіону у зоні зчленування його складових частин.

В етнокультурному сенсі – це межа виразної диференціації наявності і кількості археологічних, історичних та культурних пам'яток, способів господарської діяльності та рівня зміни природних умов.

Критерії унікальності Словечансько-Овруцького кряжу та їхнє обґрунтування

1. Словечансько-Овруцький кряж є одним з найбільш репрезентативних зразків та важливим етапом історичного розвитку земної кори, що містить визначні геолого-тектонічні, геодинамічні, геоморфологічні феномени та документацію фізико-географічних явищ.

Поліські болота мають геолого-тектонічною основою граніти найпотужнішого інтрузивного магматичного комплексу на усьому Українському кристалічному щиті – «коростенського плутону». Це – комплекс магматичних порід основного складу (переважно лабрадорити), гранітів типу «рапаківі» та сієнітів – свідків виразних етапів інтрузивної діяльності.

Основа другого складника регіону – Словечансько-Овруцького кряжу – овруцька осадово-метаморфічна товща є залишком найдавнішого осадового покриву на кристалічному фундаменті усїєї Східноєвропейської платформи. Тут цей покрив утворився у межах пізньопротерозойської ступінчастої западини широтної орієнтації типу «грабен-синкліналі» у водоймі типу континентальної лагуни. Збігання її контурів із межами сучасного Кряжу свідчить про різку інверсію геодинамічних процесів у подальшому розвитку рельєфу цього об'єкту. Кряж є виразною геоморфологічною аномалією від часу межі неогену та антропогену на тлі низовинної рівнини Поліських боліт.



Рис. П. 13. Інтенсивне видобування будівельних матеріалів зазвичай завершується затопленням кар'єрів підземними та поверхневими водами

2. Це – єдиний приклад такої значної цілісної території, що збереглася у мало зміненому вигляді і репрезентує цілий ряд типових екосистем.

Головні складники регіону – Поліські болота і Словечансько-Овруцький кряж є цілісними природними утвореннями, яких поєднала еволюція Землі. Поліські болота характеризуються цілісністю геолого-тектонічного, геоморфологічного (алювіальна та водно-льодовикова низовинна рівнина), ландшафтного характеру, що зберігають свої природні характеристики, властиві значним водно-болотним масивам, принаймні, упродовж голоцену, а Кряж зберігає свої морфологічні, ландшафтні та екосистемні риси із часу середнього плейстоцену. Територія об'єкту репрезентує екосистеми відкритих і заліснених торфових боліт; широколистяних і хвойних лісів, у тому числі на кам'янистій основі; річкові, озерні та заплавні екосистеми.

3. Регіон репрезентує мальовничі природні простори виняткового естетичного значення.

Поліські болота вражають своєю таємничістю, яка віднайшла своє відображення у безлічі місцевих легенд та переказів, поезії та інших письмових творах. Надзвичайно вражаючим є також період весняних розливів води.

Кряж завжди приваблював виходами на поверхню каміння і зачаровував у травні-червні масовим жовтим квітом і надзвичайно приємними ароматами реліктової рослини – азалії понтійської, яка, крім того, є надзвичайно цінною лікарською рослиною.



Рис. П. 14. В межах поширення порід лесової формації відбувається інтенсивний обробіток сільськогосподарських угідь

Ознаки геолого-геоморфологічної унікальності. Регіон заповідних Поліських боліт та Словечанско-Овруцького кряжу повністю розташований у межах північної частини Українського кристалічного щита, що є найдавнішим ядром формування Східноєвропейської платформи і має незначний за потужністю осадовий покрив. Основу **болотної частини об'єкта** складають граніти так званого «коростенського плутону» – крупного масиву інтрузивних магматичних порід.

Основу **кряжу** складає наймолодший у Європі осадово-метаморфічний комплекс протерозойської ери. Ці породи являють собою залишки найдавнішого осадового покриву на кристалічному фундаменті платформи. Особливості залягання порід свідчать, що овруцька (за регіональною стратиграфічною схемою) осадово-метаморфічна товща утворилася у зниженнях і западинах кристалічного фундаменту у пізньопротерозойській час. Ці верстви складаються із двох частин. **Нижня – ефузивна**, вулканогенного характеру, має товщину 350 м і часто перемежується теригенними відкладами, що свідчить про ритмічний характер ефузивних явищ. **Верхня** частина є **теригенною**, утвореною відкладами кварцитовидних пісковиків із прошарками пірофілітових сланців. Товщина відкладів сягає від 930 м у центральній частині кряжу до 260 м – у східній частині. Кварцитовидні пісковики є водними осадовими відкладами, а пірофілітові сланці – результат перевідкладення і літифікації розмитої нижче розташованої ефузивної товщі. Співвідношення цих геологічних утворень, таких різних за походженням, складає унікальність геологічної будови кристалічного фундаменту цього регіону Східноєвропейської платформи.

Кварцити і пірофіліти, що складають основу кряжу, мають червоне, рожеве, або зовсім світле забарвлення (рис. П.15.) і становлять цінну породу каменю, придатну для виробництва предметів широкого вжитку, виготовлення архітектурних деталей тощо.

Зазначена різноманітність інтрузивних і ефузивних утворень пізньопротерозойського часу, що мала місце в умовах континентальної лагуни-синкліналі з явними ознаками ріфтогенних процесів, а також гігантський скид у північній частині кряжу, що є північною межею

усього Українського кристалічного щита, надають геологічній будові кристалічного фундаменту ознак унікальності.

Скидовий характер тектоніки, властивий північній окраїні Українського кристалічного щита, дещо північніше району Словечансько-Овруцького кряжу представлений найбільш різко. Тут, між сс. Виступовичі та Нова Рудня на відстані у декілька кілометрів по площі різниця у заляганні кристалічного фундаменту досягає 4000 – 4500 м. Скид має ступінчастий характер, одна із його сходинок перебуває на глибині 2000 – 2500 м.

Подальша геологічна історія розвитку Словечансько-Овруцького кряжу зумовлена сталим розвитком потужного мантійного діапіру, що спричинив формування потужних інтрузивних товщ («коростенського плутону» за регіональною схемою).

За такої тенденції на поверхні кристалічних порід у подальшому майже не існувало умов для збереження осадових відкладів палеозою, мезозою та більшої частини кайнозою.

Лише за антропогенового періоду, що характеризується пануванням континентальних умов, настав час для нагромадження субаеральних відкладів.





Рис. П. 15. Ділянка відслонення на поверхні овруцького кварциту з пірофілітом неподалік с. Листвин (фото В. Стецюка, 2013 рік)



Рис. П. 16. Приклади декоративних виробів з пірофіліту

У складі антропогенових відкладів Поліської низовини і Словечансько-Овруцького кряжу розрізняють такі генетичні типи:

- льодовикові, представлені моренними валунними суглинками дніпровського (ріського) часу, що залягають на різних гіпсометричних рівнях і різновікових підстилаючих породах.

- водно-льодовикові і озерно-льодовикові відклади представлені двома стратиграфічними утвореннями. Нижня частина являє собою відклади оксько-дніпровського часу (міндель-рісс) і представлена, головним чином, пісками товщиною до 18 м, що добре збереглися у зниженнях доантропогенового рельєфу. Верхня частина має післядніпровський (післяріський) вік.

- алювіальні відклади першої та другої надзаплавних терас, представлені різно-зернистими пісками, супісками та суглинками, поширені у всіх річкових долинах регіону.

- озерні відклади ріс-вюрмського часу заповнюють озерні котловини на межиріччях і невеликі зниження. Являють собою блакитнувато-сірі та зеленкувато-сірі суглинки товщиною від 3 до 10 м.



Рис. П. 17. Ніжпорожевий овруцький кварцит часто виступає на денну поверхню (фото В. Стецюка, 2013 та 2001 роки)

- еолові поширені фрагментами на поверхні водно-льодовикових рівнин і надзаплавних терас.

- пролювіальні відклади мають значне поширення у зв'язку із активною ерозійною діяльністю у межах поширення лесових порід.

Унікальним явищем у межах кряжу є наявність осадових порід лесової формації. Шаруватий характер лесовидних суглинків, наявність прошарку піщаних відкладів і існування прісноводних молюсків свідчать про водне походження суглинків. Їхнє положення над моренними відкладами вказує на те, що вони відклалися після максимального зледеніння, ймовірно, під час деградації дніпровського (ріського) льодовика.

Щодо **геоморфологічних ознак унікальності**, то рельєф різко розрізняється у межах Поліських боліт і Словечансько-Овруцького кряжу.

* * *

Розташування та орогідрографія. Поліські болота та ліси розташовані у межах низовинної рівнини Полісся. Пануючі абсолютні висоти сягають 150 – 175 м, місцями – до 200 м. Ця акумулятивна низовина характеризується значною заболоченістю, яка займає 10-12% площі. Тут є великі болотні масиви площею до 1000 га. Головними ріками низовинної частини є р.р. Уборть, Перга, Плотниця, Бегунь, Болотниця, Зимуха, Словечна та ін.

Поліські болота – це сукупність високих піщаних гряд, дюн і валів, що утворилися в льодовиковий період, та понижень між ними, які зайняті сфагновими болотами.

Основна площа низовинних межиріч являє собою водно-льодовикову рівнину, на породах кристалічного фундаменту. Товщина водно-льодовикових відкладів складає 5 – 7 м, а у місцях давніх ерозійних розмивів збільшується до 18-20 м. На поверхні зандрової рівнини поширені піщані пагорби, дюни, арени, гряди, а уздовж річкових долин – давні піщані вали. Висота піщаних форм рельєфу сягає 15 м. Їхнє проблематичне походження і розвиток не раз ставали причиною дискусій та хибних думок.

Давні материкові дюни. Під терміном «материкові» розуміють дюни, які формуються у глибині материкових просторів, оддалік від морських узбереж (характерною ознакою акумулятивних узбереж є значне поширення масивів піщаних відкладів, де можливе утворення дюн), та, наразі, поза сферою впливу аридних умов (переважно тропічних пустель). Материкові дюни у такому розумінні приурочені до колишніх позальодовикових зон, де існує вдосталь піщаних обширів: зандрів, русел давніх льодовикових річок та їхніх дельт, осушених дниць озер, що існували уздовж краю крижаного щита. Утворення

материкових дюн відноситься до часів деградації льодовикових покривів і поступового осушення перигляціальної зони зникаючими талими водами. Часто ці дюни зустрічаються серед торфових боліт, що могли утворитися лише за умови значного підвищення дзеркала підземних вод. Очевидно, що формування материкових дюн відбувалося у кліматичних умовах, значно відмінних від сучасних.

Формування материкових дюн на піщаних просторах розпочалося лише тоді, коли льодовик зазнав відступу із цих місць вже на значну відстань, оскільки у безпосередній близькості до нього піски ще зволожувалися талими водами і не мали здатності рухатися. Наразі, клімат мав бути ще досить суворим, щоб не допустити стрімкого завоювання цих теренів деревною рослинністю, яка б закріпила ще незахищені піски, а розріджена трав'яниста рослинність не перешкождала б розвитку перевіювання.

У перигляціальних областях Європи давні материкові дюни поширені у Швеції, Північній Німеччині, Польщі, а у межах України – на Поліссі, у Полтавській та Чернігівській областях.



Рис. П. 18. Характерні форми розвіюваних дюн Українського Полісся

На теренах поліських боліт більшою мірою дюни зустрічаються не поодинокі, а утворюють справжні дюнні масиви, часто вельми значної площі. Найпоширенішою формою материкових дюн Полісся, як і у Європі взагалі, є *параболічні дюни*. Вони мають вигляд вузького та довгого (до кількох кілометрів по гребеню) валу, що вигнутий на кшталт дуги чи підкови, частіше за усе з різним розвитком по довжині обох колін. Середня висота валу складає 10-12 м, інколи до 20 м. У дюн Німеччини, Польщі та Полісся опуклий бік дуги звернено до сходу, увігнутий – до заходу. У Швеції увігнутий бік дюн звернено до північного заходу, у східній частині Східноєвропейської рівнини – до півдня. Зазвичай, увігнутий бік дюни має спадистий схил, а опуклий – крутий. Така форма дюн, на переконання І. Щукіна (1960), вказує на утворення їх вітрами, які переважали у Західній Європі із заходу, у Швеції – з північного заходу, а у Східній Європі – із півдня, оскільки у дюнних гряд сторона, звернена до вітру є завжди спадистою, а сторона, розташована у напрямку вітру – крутою. Таким чином, параболічні дюни морфологічно різко відмінні від барханів. Проте, саме барханами їх помилково вважали деякі дослідники

(П. Тутковський, Ф. Зольгер), що привело їх до неправильного розуміння умов їхнього утворення²⁰.

Дюни правильної форми зустрічаються на Українському Поліссі серед інших піщаних форм рельєфу. О. Маринич (1963) характеризує їх як такі, що мають напівмісяцеву чи підковоподібну форму з короткими гілками, що поступово знижуються. Їхня відносна висота коливається у межах від 8 – 12 до 20 – 25 м; довжина кожної гілки складає 300 – 600 м. Зовнішній схил²¹ таких дюн спадистий і має ухил 9 – 10⁰, а внутрішній – крутий – до 20 – 22⁰. Частіше за усе ці параболічні дюни орієнтовані увігнутою частиною до заходу. П. Тутковський (1910) вважав, що вони виникли «за допомогою постійних і притому східних вітрів».

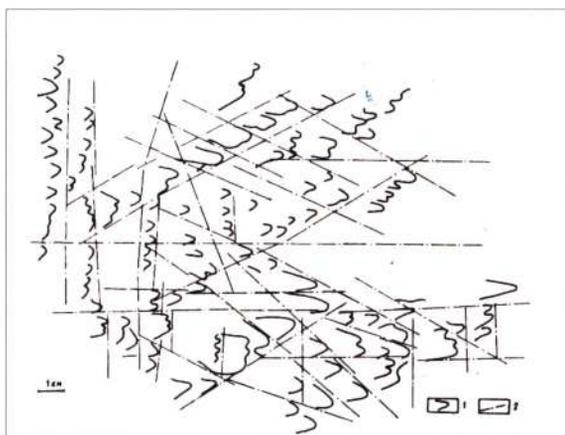


Рис. П. 19. Співвідношення морених пасом з крупними розривними неотектонічними порушеннями (за даними дешифрування): 1 – лінійні пасмові форми; 2 – неотектонічні порушення (Кошик Ю.А., Тимофєєв В.М., Чмихал В.Н., 1976)

Російський дослідник Н. Соколов, який першим описав параболічні дюни, вважав, що вони утворюються із рухомого первинного нагромадження

²⁰ - до речі, ця помилка П. Тутковського часто служить підставою для загального заперечення еолової природи параболічних дюн на Поліссі. Один раз негативно сприйнявши погляди відомого українського природознавця, сучасні дослідники не розглядали інший механізм еолового процесу, властивого не аридним, а семіаридним перигляціальним областям. Натомість, висувалися вже не екзогенні, а ендогенні чинники формування параболічних дюн на Поліссі (Кошик Ю.А., Тимофєєв В.М., Чмихал В.Н. Особенности рельефа ледниковой области Житомирского Полесья. - Киев : Наукова думка, 1976. - 48 с.) – автор.

²¹ - тут О. Маринич, погоджуючись із поглядами П. Тутковського про схожість походження параболічних дюн із барханами, називає зовнішнім схилом насправді підвітряний схил, і навпаки. Тому виникають невідповідності у характеристиці морфологічних ознак параболічних дюн і типових барханів, які, по суті, є антиподами щодо напрямку вітру, який їх утворив.

піску, шляхом відставання бічних його частин; із боків піщаного скупчення пісок мав меншу масу, був зволуженим і краще захищеним рослинністю, яка проростала крізь нього, а тому бокові частини пересувалися повільніше за центральну частину дюни. Якщо додати до цього пояснення факт наявності сухішого піску у центральній частині, оскільки краї піщаного скупчення завжди зволожувалися більше, то й рухомість сухого піску (центральна частина) була більшою. Під впливом постійних західних вітрів або денних бризів у прибережній зоні поліських озер, розташованих уздовж краю льодовика, улітку можливим було пересування сухого піску на опуклих елементах піщаної поверхні. Таким чином виникала дуга зі спадистим внутрішнім та крутим зовнішнім схилами. Довжина параболічних дюн чи їхніх ланцюжків сягає декількох кілометрів, а висота перевищує 10-15 м. У заболочених районах Українського та Білоруського Полісся параболічні дюни являли собою підвищення, що були придатними для будівництва та заселення. У даний час з причин освоєння та вирубок лісів параболічні дюни руйнуються і піддаються вторинному вітровому перевіюванню.



Рис. П. 20. Обширне поле водно-льодовикових пісків поблизу м. Броди (Мале Полісся)

Поряд із параболічними дюнами значно поширені також *поперечні валоподібні дюни*. Це – більш-менш прямолінійні гряди, що простягаються перпендикулярно до напрямку вітру, яким вони утворені: так, у Західній Європі, напрямок вітру із півночі на південь; західний схил у цих дюн є спадистим, а східний – крутим. Інколи валоподібні дюни на Поліссі виявляють незначну опуклість до сходу і утворюють форми, що розцінюються як перехідні до параболічних.

Зустрічаються і *поздовжні прямолінійні дюни* – прямолінійні гряди, що простягаються у напрямку пануючих вітрів (у Західній Європі та на Поліссі відповідно, із заходу на схід). Дюни цього типу розвиваються із

параболічних. Якщо заростання дюни відбувається повільно, а рух середньої частини параболічної дюни відбувається швидко, то бічні гілки параболи витягуються у вигляді особливо довгих паралельних гряд, з'єднаних лише вузькою перемичкою при вершині параболи. Остання врешті може розірватися і тоді виникають дві паралельні одна одній та напрямку вітру дюнні гряди – валоподібні поздовжні дюни.

Поверхня ускладнена річковими долинами (рр. Уборть, Перга, Плотниця, Бегунь, Болотниця, Зимуха, Словечна та ін.). Долини добре відображені у рельєфі, хоча береги у них низькі. В окремих місцях у долинах відслонюються кристалічні породи, схили підвищуються а русла стають кам'янистими.

Унікальним геолого-геоморфологічним феноменом регіону є геологічний заказник «Камінне село» біля с. Рудня-Замисловицька, Олевського району Житомирщини. Тут серед низовинних просторів височіють гігантські кам'яні брили, обточені денудаційними процесами за мільйонолітню історію розвитку природи цієї території.

За результатами дослідження тектонічних особливостей, геологічної структури ділянки Устинівського гранітного масиву, в межах якої розташовані гранітні валуноподібні скелі геологічного заказника «Кам'яне село», встановлена приуроченість скель до систем розломів північної частини Українського щита (Пац Р.Р., Деревська К.І., Коженевський С.Р., Руденко К.В., 2015).

Структурні риси рельєфу **Словечансько-Овруцького кряжу** (тобто, вияв у рельєфі особливостей тектонічної структури і режиму неотектонічних рухів, а також відображення неоднорідності у будові кристалічного фундаменту) стали причиною його аномально високого гіпсометричного положення на тлі низовинної Прип'ятської рівнини.

У західній частині абсолютні висоти сягають 316 м, у східній – 150 м. Південні схили кряжу круті, північні – спадисті. За зовнішнім виглядом і впливом ендегенних чинників кряж поділяється на дві частини: південну та північну. Північна частина відрізняється високим залягання кварцитів, що подекуди відслонюються на поверхні і часто утворюють чудернацькі форми вивітрування та нагромадження окремих крупних брил.

У межах південної частини кряжу від с. Городець до м. Овруч на ділянці довжиною більше, ніж 45 км при ширині 5 – 7 км із поверхні

поширені відклади осадових порід лесової формації товщиною 15–20 м. Вони містять рештки фауни моллюсків прісноводного характеру, що значно ускладнює однозначне розуміння проблеми походження лесів.

Неотектонічні підняття за четвертинний час призвели до інтенсивного врізання у поверхню лесових порід та інших генетичних типів осадових антропогенових відкладів сучасної річково-долинної мережі та численних ерозійних форм.

Тому, морфологія поверхні сучасного рельєфу характеризується поширенням ізометричних та незначних за довжиною лінійних підвищень, яким властиві найвищі позначки поверхні. Яружно-балкова та річкова мережа (малі річки) Словечансько-Овруцького кряжу не розчленовує його із півночі до півдня, але окреслює виразні підвищення, схожі на крупні останці розмірами до 3–5 км².

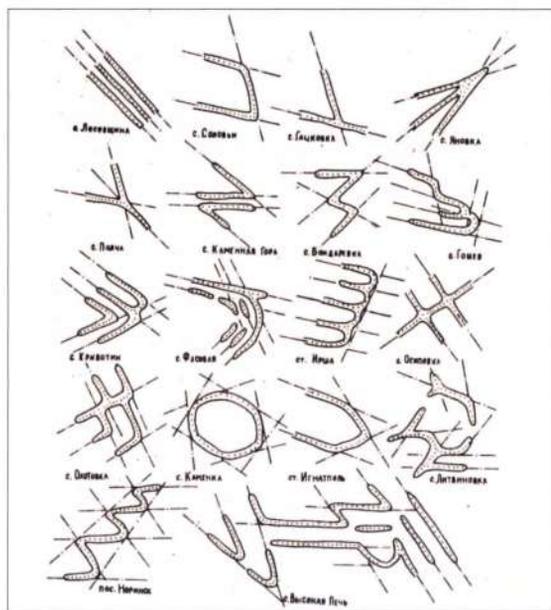


Рис. П. 21. Морфологічні різновиди поліських дюн (за Ю. О. Кошиком, В. М. Тімофєєвим, В. М. Чмихалом, 1976)

Такими є ділянки у районі на захід та північний захід від с. Городець (висоти 274 м, 249 м), між сс. Городець і Словечно (316 м), на схід від с. Нова Рудня (261 м), на схід від с. Тхорин (254 м) та багато

інших. Крупні ерозійні форми – яри – на південному схилі кряжу утворюють складну розгалужену систему.

Особливо щільною є яружна мережа біля сс. Збраньки, Сорокопень, Левковичі. Вел. Хайчі, Довгиничі та ін. Глибина ярів сягає 20 – 25 м, довжина від декількох сотень метрів до 3 – 5 км. На деяких територіях яри займають більшу площу, ніж ділянки межиріч, перетворюючи місцевість на «бедленди».

Процеси просідання лесових порід, що відбувалися у минулому, сформували значні за площею водозбори і це сприяло концентрації поверхневого стоку і активній ерозійній діяльності. У результаті яри мають круті схили, на яких поширені гравітаційні процеси – зсування, обвалювання і осипання. Поперечний профіль ярів часто має V - подібну форму, а глибина врізування може сягати 50 м.

Великі яри часто мають широке (до 10 м) і плоске днище і з часом перетворюються на балки. На схилах останніх, які мають крутизну усього до 15 - 17⁰, поширені процеси делювіального змиву, а при підніжжі схилів формуються акумулятивні делювіальні шлейфи.

Ландшафти та етнокультурні риси. Розташування регіону у межах визначної тектонічної структури – Українського кристалічного щита – зумовило тривалий континентальний етап розвитку території.

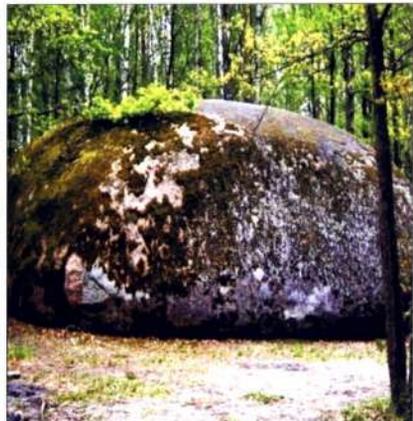




Рис. П. 22. Геологічний заказник «Кам'яне село» постійно користується пильною увагою науковців. Наукова екскурсія до 155-річчя П. Тютковського. (Фото В. Стецюка, 2013 р.)

Сталі тектонічні підняття, що продовжувалися тут упродовж палеозою, мезозою та кайнозою, не дали можливості нагромадитися тут скільки-небудь значній товщі субаеральних відкладів. Поверхня кристалічного фундаменту, який залягає тут вельми близько до поверхні, вкрита лише корою вивітрювання різної потужності та складу.

На території Поліських боліт та Словечансько-Овруцького кряжу лише за антропогенного періоду настав час для нагромадження субаеральних відкладів. Їхні генетичні типи свідчать про яскраві етапи розвитку природи цього краю.

Так, льодовикові відклади, що представлені моренними валунними суглинками дніпровського (ріського) часу, є свідками тривалого поширення у регіоні дніпровського льодовикового щита. Водно-льодовикові і озерно-льодовикові відклади – свідки поширення просторих дольодовикових та післяльодовикових озерних басейнів та інтенсивних водно-льодовикових потоків. Алювіальні відклади першої та другої надзаплавних терас, представлені різно-зернистими пісками, супісками та суглинками, поширені у всіх річкових долинах регіону і є ознаками виразної ритмічності у кліматичних характеристиках пізнього етапу антропогенного періоду.

Визначним явищем у межах регіону є наявність осадових порід лесової формації, що свідчать про водне походження суглинків і відкладення у спокійних тектоно-кліматичних обстановках. Їхнє положення над моренними відкладами вказує на те, що вони відклалися після максимального зледеніння, ймовірно, під час деградації дніпровського (ріського) льодовика.

Поліський природний заповідник розташований у районі, що характеризується суцільним поширенням піщаних водно-льодовикових та алювіальних відкладів, що обумовлює бідність ґрунтового покриву. Іншим чинником, що відрізняє його територію від кряжу є значна заболоченість (10-12%) і поширення соснових лісів (до 50%).

Поверхня рівнинна із незначними ухилами, слабо дренована. Переважають місцевості зандрової заболоченої рівнини з переважанням дерново-слабокідзолистих і болотних ґрунтів та лісів борового типу.

Болота поширені на зниженнях межиріч, між піщаними пагорбами та у річкових долинах. Болота відносяться до верхового, перехідного та низинного типів. У цьому типі місцевостей переважають піщані, дерново-слабо підзолисті ґрунти, часто оглеєні, що чергуються із болотними ґрунтами. Западниці між піщаними пагорбами вкриті торфово-глеєвими ґрунтами та торфовищами.

Значні площі займають заплавні лугово-болотні та долинно-терасові піщано-горбисті типи місцевості. На окремих ділянках зустрічається денудаційно-горбистий тип місцевості на кристалічній основі із дерново-слабо підзолистими щебеневими ґрунтами.

Ландшафти Словечанско-Овруцького кряжу різко відрізняються від Поліського природного заповідника.

Південна частина кряжу перекрита з поверхні лесовими породами і являє собою ландшафт широколистяно-лісового типу, аналогічний ландшафтам лісостепової зони, тобто лісостеповим островом серед мішаних лісів. Сформовані під широколистяними лісами, сірі лісові ґрунти на лесовій основі відзначаються родючістю і сприятливими агрономічними властивостями. Можливість ведення інтенсивного землеробського господарства на цьому «острові» в глибинах болотяного Полісся, а також наявність унікальних покладів пірофілітової сировини, зумовили інтенсивне і щільне заселення кряжу в X – XIII ст. Аграрне і промислове освоєння Овруцького кряжу призвело до зведення прадавніх

лісів, майже суцільної розораності ґрунтів і, як наслідок, – швидкого розповсюдження потужних ерозійних процесів.

Північна і західна частина кряжу являє собою підвищену розчленовану рівнину, перекриту водно-льодовиковими відкладами, на яких сформувались, переважно під судібровами і суборами, підзолисто-дернові ґрунти супіщаного, піщаного та суглинкового складу, які в сільському господарстві практично не використовуються і вкриті лісами первинного складу. В західній частині переважають дубові ліси. В долинах річок простежуються процеси заболочення, розвинуті болотні, лучно-болотні ґрунти, торфовища низовинні та торфво-болотні ґрунти та оглеєні відміни дернових ґрунтів. Частина долин рік вкрита березовими лісами. Значна частина заплавл меліорована.

Ландшафти кряжу мають давню історію, відмінну від ландшафтів навколишньої зниженої рівнини. Завдяки високому залягання кристалічних порід, він залишався острівним суходолом протягом мільйонів років геологічної історії. Тому тут спостерігається велике різноманіття і складність біотичного компоненту. В районі пам'ятки природи «Корніїв», заказника «Кам'яна гірка» серед інших рослин і тварин охороняються реліктові дуб скельний *Quercus petraea* (Matt.) Liebl., та азалія понтійську *Rhododendron luteum* Sweet, яку по праву вважають «аборигеном Полісся».

Унікальність кряжу за ландшафтними умовами і родючістю ґрунтів завжди приваблювали населення і призводило до його концентрації в межах кряжу. Основна частина поселень розміщені в широтному напрямку, збігаючись із розораністю ґрунтів, та представлені в переважній більшості дрібними малими та середніми за людністю селами

На берегах річок Уборті (за 10 км на захід від кряжу) та Нориня виявлено стоянки мезолітичних мисливців на північного оленя, поселення культури шнурової кераміки бронзового віку. Тут розташовані стародавні міста древлянських племен (одного із протоетносів української нації) Олевськ та Овруч та багато курганних могильників від доби бронзи до давньоруських часів.

По-справжньому інтенсивно ця територія почала використовуватись за часів Київської Русі. З того часу відомо понад 50 археологічних об'єктів, що представлені городищами, селищами, курганними

могильниками, майстернями та окремими знахідками-скарбами. Крім землеробства за часів Київської Русі широко розвинулось видобування і обробіток каміння для будівництва та побутових виробів. Найяскравішим проявом розвитку кам'янообробного виробництва в давньоруський час є розробки покладів пірофілітового сланцю (червоного шиферу) на території Овруцького кряжу.

Очевидно, ці ресурсно-господарські обставини та природна ізольованість кряжу, а також його вигідне комунікаційне положення зумовили утворення тут адміністративного центру, підкореного древлянського князівства і заснування волості князя Олега в 970-х роках. Столиця волості місто Овруч (літописне місто Вручий) вперше згадується в літописах 977 р. Наступні століття Овруч багато разів фігурує в літописах як столиця удільного володіння. Овруцький район і його центр мали стосунки з крупними центрами Київської землі та інших земель Русі (згадуються Київ, Вишгород, Полонне, Дорогобуж). Династичні і політичні зв'язки супроводжувались економічними відносинами, широким розповсюдженням продукції овруцьких ремісників.

Сумовито відсвічує чорним лабрадоритом пам'ятний знак на місці поховання удільного князя древлянської землі – Олега, який у 977 р. став жертвою честолюбних задумів свого брата – великого князя київського Ярополка.

Від першої згадки про Овруч у «Повісті временних літ» під 946 роком, коли княгиня Ольга присєднала древлянські землі до Київської держави, цей куточок київської землі став свідком багатьох драматичних подій. Його мешканці мужньо боролися з полчищами Батия і князями литовськими, разом із загоном полковника Голоти овручани боролися і роки визвольної боротьби, а надалі із Семеном Палієм у 1702 – 1704 р.р. та разом із гайдамаками у 1720 р. громили польську шляхту.

Територія районного центру м. Овруча містить значну кількість археологічних, архітектурних та культурно-історичних пам'яток. Тут знайдені поселення неолітичної доби та бронзи, але найбільш широко представлені часи Київської Русі: городища первинного міста Вручий, курганні могильники та ремісничі майстерні з обробки каменю та виробництва скла.

Найвідомішою пам'яткою давньоруського зодчества всієї Східної Волині є Василівська церква, збудована в XII ст. відомим давньоруським архітектором П. Милонігом. Церква побудована на високому березі р. Норин на замовлення князя Рюрика Ростиславовича, за переказом, на місці дерев'яної церкви, що була збудована 997 р. за наказом князя Володимира Святославича і поіменована Василівською за його християнським іменем.



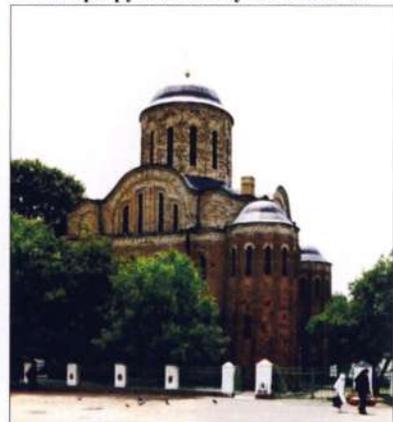
В береговому урвищі р. Уж – відслонення порід раннього протерозою



Жваве зацікавлення наукової мандрівки «Маршрутами П. Тутковського»



Висота поліських дюн сягає часом значних розмірів



Реставрований храм Св. Василя (архітектор П. Милоніг)

Рис. П. 23. Фрагменти природної та етнокультурної спадщини Словечансько-Овруцького кряжу (фото з опублікованих джерел та В. Стецюка, 2013 р.)

Розділ III.

Геолого-геоморфологічні пам'ятки Українського Полісся

Оскільки метою цього видання є встановлення «природничого підходу» до характеристики геолого-геоморфологічних пам'яток в межах природного регіону, то остання покликана з'ясувати перспективи встановлення напрямків та способів природопізнавального туризму (геотуризму). Така характеристика не повинна обмежуватися туристичною програмою, яка б становила лише перелік (реєстр) і власне фахову характеристику певних пам'яток, отримання візуальних вражень ландшафтно-пейзажного змісту, а в доступній формі з застосуванням наочних прикладів донести до рекреанта знання про природне середовище, які можуть бути ілюстровані змістом пам'ятки.

Тому, в цьому напрямку на першому плані мають перебувати відомості про *атрактивні властивості рельєфу земної поверхні*, у яких більш глибоко зосереджені феномени геологічного, палеогеографічного, екологічного характеру тощо. Як наслідок, в процесі подальшого знайомства, висвітлення яскравих прикладів еволюції природного середовища здійснюється шляхом творчої інтерпретації виразних ландшафтно-пейзажних ознак певної пам'ятки, як відображення її геологічного та геоморфологічного змісту.

Очевидним є методологічний імператив про те, що *більшість типів геологічних пам'яток виявляється доступним для ознайомлення унаслідок різноманітних морфологічних, генетичних, вікових та динамічних особливостей формування рельєфу земної поверхні* (це – властивості рельєфу, тобто, предмет вивчення геоморфологічної науки).

При природоохоронних дослідженнях рельєфу певного регіону важливим є оцінювання репрезентативності заповідних об'єктів рельєфу у складі різних морфогенетичних і регіональних геоморфологічних утворень. Як відомо, геоморфологічні процеси прийнято класифікувати з точки зору їхнього генезису, тобто, у вигляді їх генетичних типів.

Саме встановлення походження певних геолого-геоморфологічних об'єктів надає дослідникові інформацію про найважливіші події минулого – часи формування об'єкта, які недоступні спостереженню в даний час і тому мають виразне пізнавальне значення для геотуризму.

Основними генетичними типами рельєфу України прийнято вважати наступні: тектогенні, вулканогенні, елювіальні, водно-ерозійні, гравітаційні, морські, льодовикові і водно-льодовикові, кріогенні, гравітаційні, карстово-суфозійні, еолові. Їхній зміст щодо формування геолого-геоморфологічних пам'яток представлено наступною ілюстрованою таблицею (таблиця).

Таблиця 1.

Ілюстрована генетична класифікація геоморфологічних процесів України, здатних створити геолого-геоморфологічні пам'ятки

Ендогенні тектогенні процеси

(геосинклінальні процеси, вертикальні та горизонтальні зміщення, сейсмозсування, сейсмообвали, складки та розломи, діапірова тектоніка)



Полонина Боржава (фото Ігора Меліки)



Яйла у Кримських горах

Ендогенні вулканічні процеси

(давній та сучасний вулканізм, площинна ефузивна діяльність, експлозивна та екструзивна діяльність, грязьовий вулканізм)



Панорама Вулканічного хребта та його вигляд з долини р. Уж



Грязьовий вулкан Старуня

Екзогенні процеси

Вивітрювання

(температурне, ріст кристалів, хімічне, сольове, десквамація, біохімічне, руйнування кореневими системами тощо). Зазвичай, фізико-хімічні властивості гірських порід разом з різними видами вивітрювання призводять до вибіркового («селективного») вивітрювання



«Писаний камінь» (Карпати)

Делювіальні процеси
(яскраві плями змитих ґрунтів у верхніх частинах схилів, спадисті акумулятивні поверхні при підніжжях схилів, сформовані змитими речовинними масами, конуси виносу)



Яскраві плями змитих ґрунтів (північний схил Придніпровської височини до Малого Полісся)

Гравітаційні процеси
(обвалювання, зсування, осипання, розсідання і розсідання, селеві потоки, снігові лавини тощо)



Зсуви на крутосхилах Кисва та на берегах одеського узбережжя

Флювіальні процеси
(борозни, проміїни, яри, балки, живописні струмочки у вироблених долинах, давні сформовані річкові долини з комплексом надзаплавних терас, грандіозні каньйони і водопади)



Одна з ділянок Дністровського каньйону



Поступ діяльності флювіальних процесів



Велика ерозійна форма у виробленій улоговині

Карстово-суфозійні
(карстові печери – «теплі» і «холодні», у карбонатних, сульфатних чи сольових відкладах, одноярусні чи багаторусні, лійки просідання, «степові блюдця»)



Натічні форми Мармурової печери



Фрагмент покрівлі залу печери «Кришталева»

Берегові процеси
(узбережжя морів, озер, водосховищ, абразійні та акумулятивні процеси: хвилеприбійні ніші, кліфи, пляжі, бенчі, підводні берегові вали, коси, пересипи, томболо та ін.)



Абразійна ніша



Берегове абразійне урвище (кліф)

Еолові процеси
(коразія: екзотичні скельні останці;
дефляція: котловини видування з солончаками;
аккумуляція: дюни, бархани та ін.). В Україні майже не зустрічаються.



Початкові наслідки коразії



Пірамідальні дюни

Кріогенні (мерзлотні) процеси
 Поширені в Україні лише у вигляді давніх мерзлотних форм у Карпатах.



Елементи морозного сортування вивітрілих порід (Карпати)



Фрагменти давніх соліфлюкційних тіл на схилах

Наслідки давніх гляціальних процесів – льодовикові форми представлені давніми карами, ознаками морозобійного розтріскування порід



Льодовиковий кар з озером

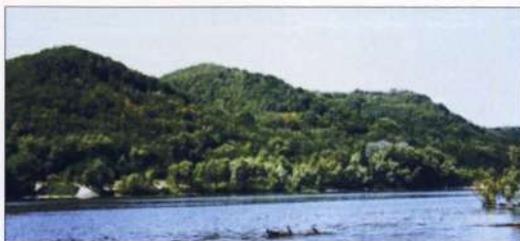


Приклад морозобійного розтріскування порід



Давні льодовикові кари приурочені до верхньої частини схилів гірських хребтів (Карпати)

Гляціодислокації – форми рельєфу, утворені внаслідок порушення природного залягання гірських порід (складки, насуви): Канівські «гори», Мошногірський «кряж», куполоподібні «гори» Пивиха, Калитва, Кленова



Канівські «гори»

Генетична класифікація геоморфологічних процесів, здатних створити геолого-геоморфологічні пам'ятки, покликана стимулювати читача до прагнення власноручного пояснення побачених ландшафтно-пейзажних рис, ймовірних здогадок про походження певного об'єкта та навколишніх умов його формування, про причини змін давньої і сучасної природи регіону, про оцінку стану певної пам'ятки тощо

* * *

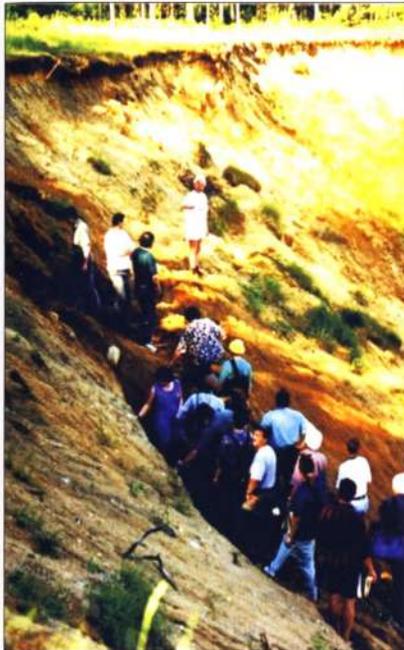
Характеристика геолого-геоморфологічних пам'яток у цьому виданні послідовно подається у процесі віртуального руху територією Українського Полісся від західного державного кордону держави на схід.

І першою буде проаналізована територія Волинської області

Відслонення середньоплейстоценових льодовикових відкладів Полісся неподалік с. Ростань. У кар'єрі відслонюються відклади льодовикової формації дніпровського зледеніння, яке мало місце в середньому плейстоцені. Це – піски кварцові, жовтого та бурого кольору, місцями з незначними прошарками піску, в якому в значній кількості присутні гравій та галька з найрізноманітніших кристалічних порід. Зустрічаються й окремі валуни, представлені переважно гранітами та кварцитами. Серед порід, принесених льодовиком з Балтійського щита, відзначають і місцеві відторженці крейдових порід з характерною фауною – рештками белемнітів, заміщених арагонітом. Загальна видима потужність льодовикових відкладів в кар'єру складає до 10 м.

Найбільш показовою для огляду є південно-західна стінка кар'єру протяжністю 45 м. відклади льодовикової формації в районі с. Ростань складають кінцево-моренні пагорби напірного типу. Відслонення має

велике наукове значення. Розріз прийнятий як стратотип середньоплейстоценової льодовикової формації Полісся.



Одна з наукових екскурсій IV з'їзду польських геоморфологів.
У кар'єрі біля с. Ростань, керівник маршруту Люблін – Світязь професор А. Богуцький

Рис. III.1. Загальний вигляд і окремі фрагменти кар'єру біля с. Ростань (фото В. Стецюка, 1998 р.)

Відслонення плейстоценової лесової формації в с. Коршів. Кар'єром розкрито породи лесової формації. Це – світло-палеві та палево-сірі лесовидні суглинки. В придонній частині кар'єру під 15-метровою товщею суглинків спостерігаються поховані ґрунти. В суглинках зустрічаються органічні рештки, які дозволяють визначити вік порід як середньо- та пізньоплейстоценовий. Загальна потужність видимої стінки кар'єру, яку рекомендують як об'єкт природно-

заповідного фонду, 18 метрів, загальна протяжність 142 метри. Згідно з фізико-географічним районуванням, кар'єр розташований на північному схилі Сокальсько-Торчинського плато поблизу її межі з зандровою рівниною (Поліською низовиною). Межа між ними проходить в широтному напрямку приблизно по лінії Ульяновки – Іванчичі – Ківерці і виразно відображена у рельєфі.



Рис. III.2. Стратотип плейстоценової лесової формації Полісся на північному схилі Волинської височини (фрагмент кар'єру з відкритих джерел)

Фото з матеріалів видання
«Геологічні пам'ятки України»,
т. I, 2007



Рис. III.3. Видляд на північний схил Волинської височини з Полісся в районі Коршів - Ратні

Відслонення має наукове значення – стратотип плейстоценової лесової формації Полісся. Під'їзд майже до самого кар'єру по автомобільній дорозі Львів – Луцьк, а прямо в кар'єр – по ґрунтовій дорозі.

Озеро Світязь. Серед учених немає єдиної думки щодо походження Світязю та інших Шацьких озер. Озера вважаються

реліктовими, тобто є залишками гігантського водоймища, западина якого з часом поглибилися вимиванням вапняків підземними потоками. Проблема походження озера Світіязь та інших озер Полісся вже згадувалася вище (розділ II).

Світіязь – одне з найбільших природних озер України, його площа становить 24.2 км², максимальна глибина – 58.4 м. Гадають, що озеро має карстове походження, входить до групи Шацьких озер, які в басейні р. Західний Буг виповнюють лійкоподібні провали у крейдових породах. Це – значний резервуар дуже чистої прісної води. На озері є острів площею 7.5 га. Рівень води досить сталий, оскільки живлення відбувається не лише за рахунок атмосферних опадів, а й з вод нижчих крейдових горизонтів. Улоговина Світіязя має дуже складну будову, складається з серії лійок, які в північній частині мають глибину 30 – 50 м і розташовані одна за одною по лінії тектонічного розлому північно-східного напрямку, а в південній частині – з безсистемно розкиданих, глибиною 15 – 20 м, серед яких зустрічаються бухти і западини зі значними відмілинами. Навколо озера на денну поверхню виходять середньоплейстоценові відклади, серед яких переважають утворення льодовикового та водно-льодовикового походження. В окремих місцях береги озера мають білястий вигляд завдяки близькому заляганню до денної поверхні крейдових відкладів, що підтверджує наявність розлому. На території Шацького національного парку окрім озера Світіязь розташовані ще 21 озеро.



Рис. III.4. Загальний вигляд озера Світіязь

Це зона активного відпочинку, на березі озера діють сформовані і впорядковані прибережні водні комплекси, які інтенсивно використовуються і підтримуються в належному стані.

Озеро Світязь державний заказник, який входить до Шацького національного природного парку.

Наступний фрагмент характеристики геолого-геоморфологічних пам'яток Поліської низовини – **Рівненська область.**

Відслонення надзаплавної тераси р. Стир біля сс. Набережне та Боремель. Біля сіл Набережне (колишня назва Новосілки) та Боремель спостерігається надзаплавна тераса р. Стир, яка складена лесовидними суглинками. За літературними даними – це третя надзаплавна тераса (перша та друга – затоплені) утворень верхнього плейстоцену. В результаті бокової ерозії в місцях інтенсивного підмиву, в результаті найбільшого розгону хвиль від переважаючих вітрів північно-західного напрямку, утворилися круті урвисті береги Хрінниківського водосховища висотою до 18 метрів. Легкий механічний склад алювіальних відкладів надзаплавної тераси сприяв інтенсивній переробці берега.

Командні висоти крутої луки рр. Стир в районі сіл Набережного та Боремелю підказали побудову тут церковних храмів, які гідно височіють на навколишніми обширами.



Рис. III.5. Загальний вигляд III тераси р. Стир

Використовують виразні морфологічні ознаки рельєфу і сучасні споруди, наприклад готель «Boremel hills».

Вихід базальтів у кар'єрах Івано-Долинського родовища, с. Базальтове. В кар'єрах родовища виходи базальтів трапової формації

нижнього венду (волинська серія, ратненська світа) мають класичну стовпчасту окремість.

На сьогодні виходи базальтів такого типу розкрито лише в кар'єрах Янкової долини сс. Берестовець, Мідськ. Найбільш «досконалі» базальтові стовпи відслонюються в кар'єрах № 3 і № 5. Вивчення форм залягання базальтів, характеру окремісті має значення для з'ясування особливостей ранньо-вендського вулканізму та палеорекострукцій вулканогенних зон. Під середньо-четвертинними флювіогляціальними пісками і писальною крейдою здолбунівської світи (верхня крейда) загальною потужністю 3.5 - 6.0 м залягають нижньовендські базальти волинської серії. Базальти афанітові дрібно- і тонкозернисті, темно-сірі до чорних, масивні, складені з основного плагіоклазу, енстатит-авгіту, вулканічного скла. Мають стовпчасту окремість, висота стовпів до 30 метрів. Кар'єр розроблявся трьома видобувними уступами, висота стовпів в уступах від 4 до 11 м.



Рис. III.6. Стовпчаста окремість базальтів в кар'єрі Івано-Долинського родовища

Стовпи переважно шестикутні, розміром у поперечному перерізі 0.4 - 1.2 м. У центральній частині північної стінки кар'єру № 3 відслонюються базальти з бриловою окремістю, а в західній – базальти з віялоподібною окремістю. Загальна протяжність відслонень базальтів у межах заказника 180 - 230 м. В кар'єрі можна зустріти мінерали адуляр, хлорит, яніт, кварц, халцедон, кварцит, барит, гематит, пірит, марказит, псиломелан, борніт, азурит, мідь самородну.



Рис. III.7. Деякі пейзажні риси території родовища

Берестовецьке відслонення базальтів. Базальти трапової формації нижнього венду (волинська серія, ратненська світа) зі стовпчастою окремістю розкриті лише в кар'єрах Янової долини, Берестовця, Мідська. У південній стінці кар'єру № 7 розкриваються темно-сірі до чорних, афанітові масивні базальти, які складаються з основного плагіоклазу, енстатит-авгіту, вулканічного скла. Вони характеризуються стовпчастою окремістю. У східній частині стінки на відстані 100 м вона нахилена, ймовірно через взаємодію двох потоків. У західній частині стінки упродовж 50 м окремість вертикальна, стовпи мають 4 – 6 граней, поперечний переріз 0.4 – 0.7 м. Видима висота в уступі 8 – 11 м. Вище спостерігається кора вивітрювання базальтів, яка представлена сірими, зеленкувато-сірими монтморилонітовими глинами з жорсткою та більш крупними уламками базальтів. Потужність 0.3 – 0.4 м. На корі вивітрювання залягає крейда здолбунівської світи (верхня крейда туринський ярус), яка містить рештки фауни (брахіоподи, морських їжаків та ін.) Потужність крейдових відкладів –

1.4–2.5 м. На крейді залягає флювіогляціальний пісок (дніпровський горизонт середнього плейстоцену), дрібно- тонкозернистий, сильно глинистий зі слабким зеленкуватим відтінком потужністю 0.4 м.



Рис. III.8. Брилова та стовпчаста окремість базальтів родовища біля с. Берестовець

Завершує розріз світло-сірий супіщаний ґрунтово-рослинний шар потужністю 0.2 м. В кар'єрі № 7, на схід від пам'ятки, можна зустріти такі мінерали як кварц, халцедон, жильний агат, кальцит, барит, хлорит, гематит, селадоніт, різноманітні цеоліти. Відносно рідко зустрічаються ісландський шпат, аметистоподібний кварц, аметист, агат. Часто тут можна знайти жили, складені кристалічним кальцитом з домішками зеленого селадоніту та інших мінералів, різноманітні комбінації яких утворюють пейзажні малюнки. Інколи в цих жилах зустрічаються вкраплення самородної міді.

Відслонення кристалічних порід по р. Случ. Скельні виходи кристалічних порід вздовж берега р. Случ утворені різноманітними за складом гнейсами тетерівської серії та гранітами житомирського комплексу палеопротерозойського віку, які залягають у вигляді лінійних складок переважно субширотного напрямку з досить крутим,

часто вертикальним, як це часто спостерігається на схід від с. Маринин, крутим падінням порід. Місцями схил складок стає похилим (кут падіння 20 - 45⁰).

Майже всі виходи мають ознаки тектонічних процесів із субширотним напрямком зон катаклазу. Це добре виявляється в тому, що гранітні ін'єкції майже ідеально повторюють всі вигини складок мігматитів і гнейсів. З гранітами житомирського комплексу генетично пов'язані різні пегматито-аплітові утворення, які досить поширені і утворюють місцями тіла досить значних розмірів (лівий берег р. Случ в с. Більчаки). Тут розміщується Усть-Більчаківське поле пегматитів.

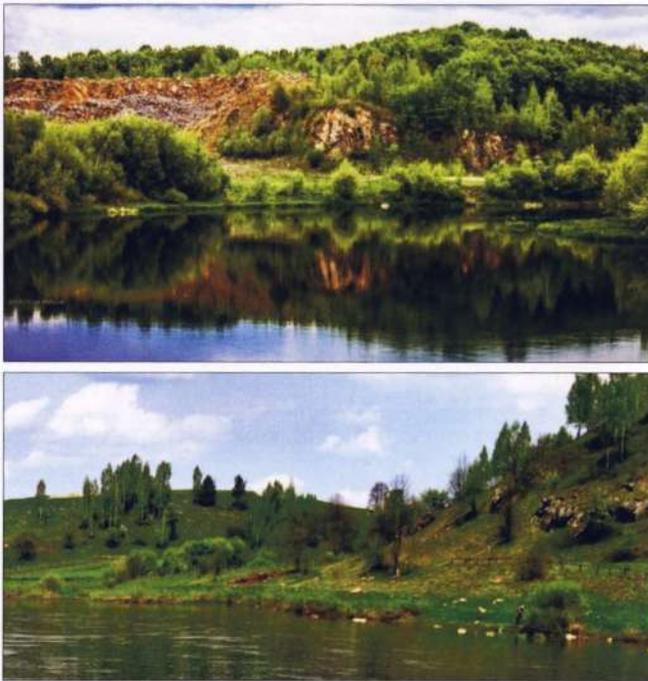


Рис. III.9. Відслонення гнейсів та гранітів палеопротерозойського віку на схилах долини р. Случ біля м. Звягеля та вниз за течією (фото - Ілля Стешок)

Соколинні гори. Місцевість такої назви простягається від с. Соснового до с. Маринин і в широкому вжитку іменується «Соколиними горами» за свої мальовничі ландшафтно-пейзажні риси. Наразі, окрім зовнішньої привабливості тут у відслоненнях по берегах р. Случ можна спостерігати граніти та мігматити житомирського

комплексу (палеопротерозой), а також ксеноліти порід тетерівської світи (палеопротерозой) – біотитові, біотит-гранатові, графітові гнейси, амфіболіти та кристалосланці. Породи зібрані в лінійні складки субширотного напрямку з кутом падіння порід 25° – 45° . У правому борті долини р. Случ на південній окраїні с. Губків між церквою та Губківським замком спостерігається тіло амфіболітів з кулеподібною окремістю потужністю до 80 м, яке простягається на північний схід. В сукупності зі складними вимушеними меандрами ріки, лісовими масивами на лівому березі, видимими перекатами в річищі могутні скелі складають неабияку привабливість пізнавального характеру.



Рис. III. 10. Мальовничі фрагменти відслонених і закритих скельних ландшафтів Соколинних гір

Мізоцький кряж. Обмежує Поліську низовину з півдня і Мале Полісся – з півночі. Простягається вузькою смугою через межиріччя Горинь – Іква, вище піднятий на північному заході і знижується до південного сходу. Вважають, що його тектонічна активність зумовлює розвиток ярів у південно-західній частині.

Останніми десятиліттями правий берег невеличкої річки Стубелки в районі с. Мізочик із болотистого перетворився на сухий, а лівий навпаки – на болотистий. Кряж складений писальною крейдою здолбунівської світи (туринський ярус, верхня крейда) та ерозійними останцями міоцену, а також вапняками та пісками, серед яких

зустрічаються поховані ґрунти, уламки скам'янілого дерева та добре виражена коса верстуватість, яка характерна для прибережних мілководних відкладів. Уламки скам'янілого дерева та вуглеподібні прошарки зустрічаються в пісках сарматського ярусу в районі сс. Спасів, Стара та Нова Мощаниця, Дермань-1 та Дермань-2. До здолбунівської світи приурочені знахідки рисунчастих кремені в районі сс. Півче, Ульбарів, Будераж (Лоше), суйми, Грушвиця, Острів, Святе. Перекриваються неогенові та крейдові відклади лесовидними суглинками, які легко піддаються ерозійним процесам. Найвища позначка Мізоцького кряжу (342 м) розташована на північно-східній околиці с. Гіриники Дубенського району.



Рис. III.11. Науково-значимі та живописні місця Мізоцького кряжу (Дермань, Новомалин, Гурби)

Рельєф Мізоцького кряжу має визначні пейзажні властивості, порослі лісами значні за висотою пагорби не можуть заховати численні яри, що в цілому надає ландшафту своєрідного естетичного вигляду.

Виходи льодовикової морени по р. Стир. Поширені у Володимирецькому та Дубенському р-нах, від смт Володимирець до

с. Бережниця Дубровицького р-ну, на правому березі р. Стир в районі сс. Стара Рафалівка, Рафалівка, Балаховичі. Під час дніпровського зледеніння формувався рельєф моренного типу – числені пагорби та пасма, до яких прилягають зандрові рівнини. Від смт Володимирець до с. Бережниця можна побачити валуни, що, як вважається, залишились від кінцевої морени дніпровського зледеніння (250 – 140 тис. років тому). Найбільш виразно відображається у рельєфі пасмо моренних відкладів, що розташоване на південний схід від с. Кідри Володимирецького р-ну. Максимальна висота пасма 195 м над рівнем моря. В складі морени переважають пісок, гравій та гальки, зустрічаються уламки кременів. Валуни зустрічаються рідко. Серед валунів переважають вивітрілі пісковики та граніти. Подібні за складом морени можна побачити вздовж правого берега р. Стир неподалік мосту через р. Стир за с. Стара Рафалівка.



Рис. III.12. Вигляд з моренного пасма на долину р. Стир

Висловлюється ймовірність формування давньої долини р. Стир, швидше за все, флювіогляціальними потоками, натомість, по завершенні дніпровського похолодання р. Стир успадкувала вже вироблену долину.

Наявність моренних відкладів підтверджує, що дніпровське зледеніння досягало цих районів.

Під'їхати до розрізів можна ґрунтовими дорогами, а перед в'їздом до с. Стара Рафалівка можна побачити залишки морени з правого боку дороги Рафалівка – Стара Рафалівка. Геолого-геоморфологічна пам'ятка розташована у межах Рівненського природного заповідника і тим самим користується його охороною.

Відслонення лептитів біля смт Клесів. Пам'ятка виникла з утворенням кар'єру, який має завдання видобувати і постачати господарству держави бут та щебінь. Кар'єр має чотири уступи на глибину до 80 м, в яких розкрито породи клесівської серії (палеопротерозой). Лептити (клесовіти) являють собою тонкозернисті породи, інколи порфіровидні, порівняно монотонного кварц-польовошпатового складу з майже відсутніми темноколірними мінералами. Зовні досить подібні до аплітоїдних гранітів. Гелефлінти – досить тонкозернисті, близькі до фельзитів породи темно рожевого кольору. Діабазові порфірити здебільшого зустрічаються у вигляді ксенолітів або незначних пластових тіл серед лептитів. Внаслідок гранітизації змінені до діоритів вирівського типу.

В кар'єрі найбільш повно розкрито розріз і взаємовідносини порід клесівської серії лептитів, гелефлінтів, діабазових порфіритів. Різноманітність кристалічних порід здатна стати атрактором для екскурсій так званого «гірничодобувного туризму», який вже розвивається в Україні, багатій мінеральними ресурсами.





Рис. III.13. Розташовані обабіч залізниці лептитові кар'єри різною мірою експлуатуються або перебувають в застої і поступово затоплюються підземними та поверхневими водами

Відслонення вирівських діоритів і гранодіоритів осницького комплексу. Кар'єр утворено для видобутку буту і щебеню, має глибину до 50 м і розкриває вирівські діорити, гранодіорити та крупнозерністі граніти осницького комплексу (палеопротерозой). Найбільш давні – вирівські діорити, темно-сірі майже до чорних дрібнозерністі породи. Діорити перетинають жили крупнозернистих гранітів з бузковим кварцом, на контактах яких спостерігаються пегматитоподібні тіла. Пегматити складені крупними виділеннями бузкового, сірувато-жовтого кварцу, плагіоклазу, рожевого мікрокліну. В стінках кар'єру можна спостерігати різноманітні взаємовідносини порід осницького комплексу, послідовність їх формування. Зокрема, доведено, що кварцові діорити і гранодіорити з їх взаємними переходами утворились в результаті дії гранітного розплаву на первинні габроїдні породи. *Кар'єр частково затоплений водами і використовується для відпочинку.*

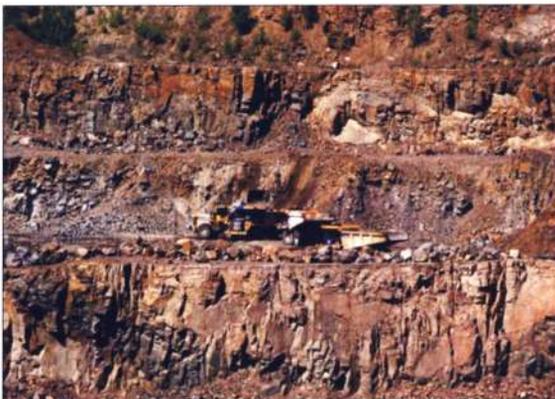


Рис. III. 14. Уступи працюючого кар'єру поблизу с. Вирі

Відслонення гранітів осницького комплексу біля смт Клесів.

Відслонення являє собою кар'єр з видобутку облицовального граніту (глибина до 40 м), представленого крупнозернистими гранітами осницького комплексу (палеопротерозой). Граніт рожево-сірий до червоного, порфіро видний, масивний, монолітний з характерним бузковим кварцом, крім якого присутні мікроклін, альбіт-олігоклаз і біотит. У деяких місцях гранітний масив перетинають малопотужні дайки аплітоїдних гранітів і пегматитів, складених кварцем та мікрокліном.

Кар'єр частково затоплений, користується успіхом у відпочивальників.



Рис. III. 15. Видяд кар'єру в місцевості «Коплище» на схід від Клесова

Берестовецька комплексна геологічна пам'ятка. Розташована на північно-західній околиці с. Берестовець Костопільського району, являє собою кар'єр кристалічних порід діаметром 200 – 220 метрів. Висота уступу а також стовпчастих окремоостей базальтів змінюється від 3 до 8 метрів. Більша частина першого уступу затоплена водою. Найдавніші породи, які розкрито кар'єром – нижньовендські базальти волинської серії (протерозой). Базальти, в основному, мають стовпчасту окремість, але зустрічаються з кулястою, рідко – з циліндричною. Стовпчасті окремості залягають вертикально, що вказує на горизонтальне розташування потоку лави. Лавобрекчії простежуються смугою шириною 10 – 15 метрів і проходять через центральну затоплену частину кар'єру.



Рис. III. 16. Північно-західна частина кар'єру зі змінами окремістю базальтів (лавобрекчії - скельні - вертикальні)

Нині виходи можна спостерігати в північно-західній частині кар'єру. Лавобрекчії, за розрізом, змінюють скельні базальти, які є перехідними до базальтів зі стовпчастою окремістю.



Рис. III.17. Затоплена частина кар'єру

На базальтах стратиграфічно незгідно, у вигляді лінз, спорадично залягають сеноманські конгломерати, які збереглися лише в північній частині кар'єру. Потужність – від декількох сантиметрів до 5 метрів. Галька в конгломератах представлена вивітрілими базальтами. На конгломератах і безпосередньо на базальтах залягають рифогенні вапняки туринського віку з двома пачками. У нижній, частково скам'янілій, яка виповнювала заглиблення на дотуронській поверхні, у

фауністичному комплексу багато гастропод. У верхній верстві потужністю до двох метрів переважають брахіоподи.



Рис. III.18. Частина кар'єру з відкладами сеноману та турону

У сеноманських конгломератах, які перекривають базальти в північно-західній частині кар'єру, часто трапляється різноманітна морська фауна: рідкісні види форамініфер, рештки губок, коралів (тришестипроменевих), морських черв'яків, уламки двостулкових молюсків, ядра гастропод, брахіоподи, морських їжаків, уламки морських лілій. Рідше спостерігаються ростри белемнітів, зуби акул.

Туронські вапнякові відклади, які залягають в північній частині кар'єру, також характеризуються наявністю морської фауни із закономірним розподілом по вертикалі. У покрівлі їх зустрічаються голки морських їжаків роду *Cidaris*, ядра морських їжаків роду *Conilis* уламки раковин устриць. В середній частині розрізу переважають черепашки брахіоподи. В підшві вапняки містять рештки різноманітних губок, ходи морських черв'яків. Рідше зустрічаються колонії мшанок, зуби плезіозаврів, акул, в тому числі – моллюскоїдних. У районі кар'єру № 10 на захід від виходів вапняків розташоване відслонення конгломератів завдовжки 15 – 20 м.

Всі описані утворення перекриваються чохлам четвертинних солово-делювіальних суглинків.

Відслонення габро-діабазів Томашгородської дайки біля смт Томашгород. За 3 км на схід від смт Томашгород у кар'єрі Пщельє з видобутку буту та щебеню трьома уступами висотою до 15 - 20 м

розкрито габро-діабази Томашгородської дайки та вміщуючих її лептитів клесівської серії (палеопротерозой, 2 млрд. років). Габро-діабази - темно-сірі до чорних середньозернисті породи, досить масивні, на контакті з лептитами дрібнозернисті до тонкозернистих. Вони місцями вміщують виділення в кілька квадратних метрів габро-пегматитів зовнішньо досить подібних до габро-анортозиті, збагачених ільменітом та магнетитом до 15 %. Вміщуючі породи - лептити і гелефлінти клесівської серії. Габро-діабази вміщують невеликі ксеноліти гнейсів тетерівської та діабазів клесівської серії.

Найповніше розкрито розріз однієї з найбільш потужних дайок ранньопротерозойського віку північного заходу щита, її взаємовідносини з лептитами.



Рис. III.19. Панорама кар'єру Пшельс

Розповідь продовжується на теренах Поліської низовини у межах **Житомирської області**

В межах Волинської, Рівненської, Житомирської та Київської областей південну межу Поліської низовини зазвичай проводять через пункти північніше Луцька та Рівного – Звягель – Радомишль – Вишгород. В межах трьох останніх визначну роль в поширенні геолого-геоморфологічних пам'яток відіграє присутність Українського кристалічного щита, підпорядкована роль належить осадовому комплексу гірських порід, проте, наукознавчі, прикладні, естетичні та рекреаційні властивості геолого-геоморфологічної будови вельми широкі у всіх знаних місцях.

Відслонення гранітів лизниківського типу біля с. Лизники. Відслонення являє собою кар'єр розміром 700 на 500 м глибиною 50 метрів, де розкриті лизниківські граніти коростенського комплексу мезопротерозойського віку. Макроскопічно вони являють собою рожево-червону, рідше сірувато-рожеву середньозернисту до крупнозернистої неясно смугасту породу з характерними видовженими зернами кварцу. Смугастість простежується за субпаралельним розміщенням лусок біотиту і орієнтованим розміщенням польових шпатів і кварцу. Простягання смугастості південно-західне 200° з падінням на північний захід під кутом 70° .

В гранітах часто зустрічаються прожилки темно-сірого кварцу потужність до 2 - 3⁰, які мають форму вузьких лінз. Зустрічаються також жиловидні або шліровидні тіла дрібнозернистого біотитового граніту і світло-рожевого дрібнозернистого апліту. Місцями в ньому присутні пегматитові відособлення, звичайно витягнуті в певній площині, які мають розмір від кількох сантиметрів до 1.5 м. Перехід від пегматитів до вміщуючої породи поступовий, через малопотужні зони крупнозернистого пегматоїдного граніту, який поблизу пегматитового тіла дещо збагачений біотитом. Лизниківські граніти мають обмежене поширення і утворюють вузьке витягнуте в субширотному напрямку вздовж контакту з габро-анортозитами тіло довжиною близько 7 км, ширина його становить 1.3 - 1.8 км. Можливо це – дайкові, наймолодші утворення коростенського комплексу, але їх співвідношення з вміщуючи ми породами не вивчено. За структурно-

мінералогічними особливостями ці породи різко відрізняються від інших гранітоїдів коростенського комплексу.

Гранітам властиві високі декоративні властивості. Вони широко використовуються як облицювальне каміння та сировина для архітектурно-монументальних виробів, широко відомі вони і за межами України.

Геоморфологічний складник цієї пам'ятки суто формальний, але враження від вигляду велетенського та глибокого кар'єру, незвичайні кольори різновидностей гранітів, врешті враження про можливості людини з допомогою потужних транспортних та виробничих пристроїв в такому масштабі змінювати вигляд земної поверхні - гідні поваги і уваги.



Рис. III. 20. Колишня робоча стінка Лизниківського кар'єру

Водоспад Вчелька. Розташований між сс. Сінгури і Перлявка. Водоспади розташовані у вигляді каскаду з трьох уступів загальною висотою до 10 метрів у руслі р. Гнилоп'ять; їх довжина 60 - 80 м, ширина до 40 м. Береги річки являють собою прямовисні скелі висотою 6 - 10 м, характерно, що на правому березі кристалічні породи перекриті лесовими відкладами верхнього неоплейстоцену, а на лівому – флювіогляціальними пісками дніпровського кліматоліту середнього неоплейстоцену. Кристалічні породи представлені кристалічними породами житомирського комплексу та гнейсами тетерівської серії. Водоспад розташований за 100 м вище по течії річки від скелі Кращевського і може бути єдиним комплексом.

Каскадні водоспади є рідкісними в зоні Полісся, об'єкт має мальовничий та естетичний вигляд.

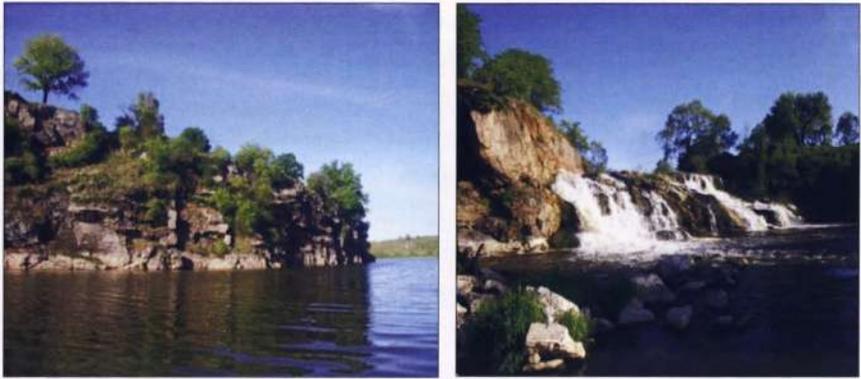
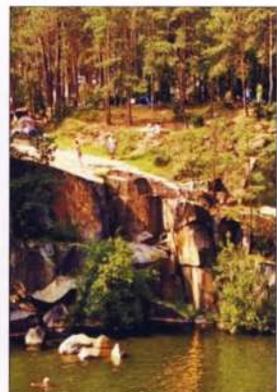


Рис. III. 21. Урочище «Шумськ» і водоспад «Вчелька». Фото Дмитра Слинька.

Скельні відслонення коростишівських гранітів біля м. Коростишів. На обох берегах р. Тетерів, ліворуч від дороги Київ – Житомир, біля в'їзду в м. Коростишів в скельних урвищах висотою до 10 м відслонюються сірі середньозернисті порфіробластичні граніти коростишівського типу, які мають вік 2040 млн. років і відносяться до житомирського комплексу палеопротерозою.

Граніти прориваються малопотужними пегматитовими жилами. У відслоненнях можна спостерігати інтрузивний контакт цих гранітів з дещо древнішим (2080 млн. років) рівномірнозернистими гранітами житомирського типу.

Цокольна тераса на правому скелястому березі вкрита сосновим лісом, придатна для відпочинку, обладнана відповідною парковою інфраструктурою. Навколишня місцевість має мальовничий вигляд.



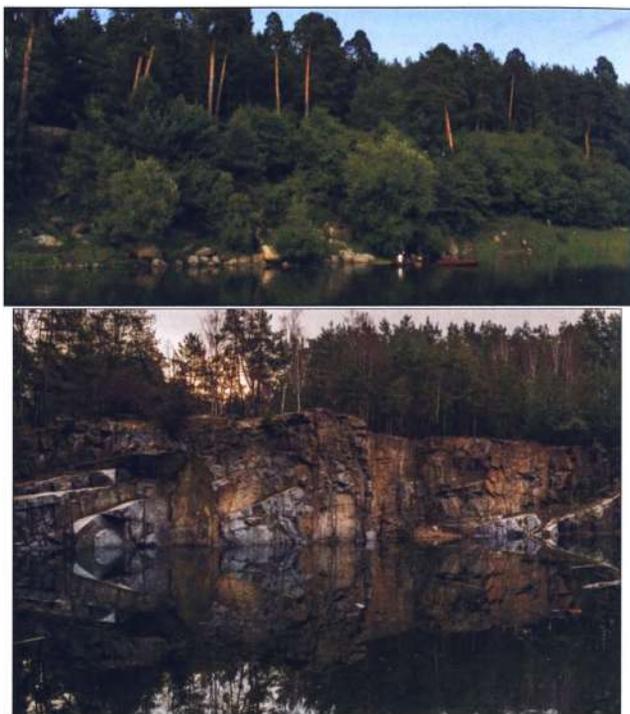


Рис. III. 22. Відслонення коростишівських гранітів на березі р. Тетерів та у неподалік розташованому кар'єрі

Відслонення олівінового габро-нориту в с. Головине (Сліпчицький кар'єр). У кар'єрі овальної форми з видобутку блокового каменю (розмір кар'єру з видобутку блокового каменю (розмір кар'єру 360 x 260 м, глибина 30 м) розкрито габро їди крайової фації Володарсько-Волинського масиву основних порід Коростенського плутону. Під малопотужною товщею піщано-глинистих утворень середньо четвертинного віку кар'єром розкрито олівінів габро-норит коростенського комплексу палеопротерозойського віку, Це – сірі і темно-сірі середньозернисті і рівномірно зернисті породи, щільні та масивні. Вони являють високоякісну декоративно-облицювальну і монументально-архітектурну сировину, яка широко відома та інтенсивно розробляється більш, ніж століття.

Породи чудово колються, розпилюються і набувають дзеркальної поверхні при поліруванні.

Пам'ятка юридично оформлена, має вражаючі пейзажні риси.



Рис. III.23. Панорама та фрагменти Сліпчицького кар'єру.
Фото - «Україна Інкогніта».

Пегматити в с. Високий Камінь. Об'єкт розташований на лівому березі р. Тетерів, на південній околиці с. Високий Камінь. Тут у заплаві річки біля урізу води розташований скельний вихід пегматиту висотою до 10 м, який залягає серед гранітоїдів житомирського комплексу палеопротерозойського віку (за даними буріння).

Пегматит (потужність тіл – більше 30 м) є представником недиференційованих і не заміщених пегматитових жил кварц-олігоклаз-мікроклинового складу, (керамічного типу). Це середньо- і крупнозернисті породи червоного і рожевувато-сірого кольору, пегматоїдної з фрагментами графічної структури, в яких спостерігаються скупчення сріблястого мусковіту так званого ялинкового типу з довжиною окремих «гілочок» до 10 - 15 см. Є окремі округлі тріщинуваті кристали бурого гранату розміром 1 - 1.5 см.

Відслонення такої потужності і збереженості є рідкісними. Скельний вихід порід у борту русла річки надає місцевості пейзажної привабливості і мальовничості.



Рис. III. 24. «Високий Камінь» та околиця об'єкту

Ольжині Купальні, Гігантські Котли, Баранячі Лоби. Так називають відслонення гранітів рапаківі рожево-сірих, червонувато-рожевих та бурувато-червоних різнозернистих, переважно дрібно-, середньозернистих, овоїд них та майже безовоїдних з різним вмістом рогової обманки та біотиту. Граніти відносяться до коростенського комплексу палеопротерозойського віку і добре відпрепаровані вивітрянням, ерозією у межах заплави та русла р. Вуж (Уж).

Наукова цінність об'єктів переважно визначається історичними відомостями, пов'язаними з давньоруською княгинею Ольгою. Дике каміння, вода і навколишній парк надають об'єкту мальовничого вигляду.

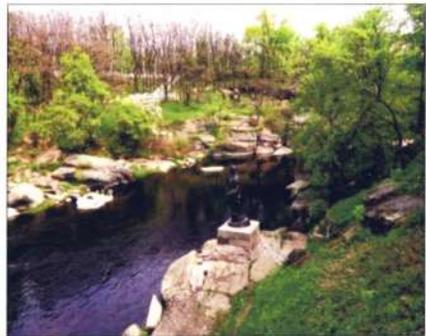


Рис. III. 25. Граніти рапаківі коростенського комплексу палеопротерозою - «Ольжині купальні» у міському саду м. Коростеня. Фото Ігора Давиденка.

Опорний розріз полтавської серії в с. Городське. В крутому схилі лівого берега р. Тетерів біля дороги, на східній окраїні с. Городське розкритий рідкісний для Полісся, достатньо повний розріз полтавської серії неогену, потужність якого сягає 10 – 12 м.

Вона перекрита четвертинними відкладами, які складені мореною (потужність 2.0 м) під моренними горизонтально верстуватими пісками (3.0 м). Між четвертинними відкладами та пісками полтавської серії залягають глинисті піски, кварцові, бурі, різнозерністі, грубошаруваті, в нижній частині з галькою, гравієм, та уламками пісковиків верхньо-новопетрівської підсвіти. Контакт з підстеляючими пісками чіткий, різкий, потужність до 2 м.

Верхня частина новопетрівської світи неогену, яку складають пісковики кварцові, каолініті, зрізані та перевідкладені. Нижня частина верхньої підсвіти збереглася. Це піски кварцові, різнозерністі, жовто-сірі, каоліністі з вохристими плямами (потужність 1.5 м), нижче залягають піски значно менше кал іністі, середньозерністі, горизонтально шаруваті, інтенсивно озалізовані. В подошві шару піски глинисті, середньо-, крупнозерністі, зцементовані до пухкого пісковика (потужність до 2.5 м).

Середня підсвіта є типовою по складу: піски кварцові, світло-сірі, білі, дрібно- та тонкозерністі, слабо каоліністі, в нижній частині прошарки слабо зцементованого пісковика (потужність 2.5 м).

Нижня підсвіта представлена шаруватою товщею пісків кварцових, сірих і бурувато-сірих, глинистих і сипких, середньо- і крупнозернистих, різною мірою каолінистих. В подошві підсвіти залягає прошарок (0.3 м) гравелистого піску. Потужність підсвіти – до 3.0 м.

Нижню частину розрізу полтавської серії складає берекська світа. Це піски кварцові, білі, тонкозерністі, горизонтально верстуваті, з високим вмістом темно кольорових мінералів. Видима потужність – 1.5м.



Рис. III. 26. Відслонення полтавської серії і четвертинних відкладів
(фото з матеріалів видання «Геологічні пам'ятки України», т. II, 2007)

Відслонення граніту в с. Норинськ. У діючому кар'єрі спостерігаються виходи гранітів коростенського комплексу палеопротерозойського віку.

Граніти зеленувато-сірі, рожево-сірі, червонувато-рожеві і бурувато-червоні різнозернисті, переважно дрібно-середньозернисті, овоїдні і майже безовоїдні, з різним вмістом рогової обманки та біотиту.

Широко представлені структури графічного проростання, порфірові виділення переважно овоїдні.





Рис. III. 27. Кар'єр на правому березі р. Норинь

Відслонення овруцьких кварцито-пісковиків біля смт Першотравневе. В живописному озері, оточеному густим сосновим лісом, на місці виробленого кар'єру розкрито кварцито-пісковики товкачівської світи овруцької серії мезопротерозойського віку, що виповнюють грабеноподібну западину субширотного простягання. Кварцито-пісковики мають рожевий та малиновий колір, вони масивні, дрібнозернисті, косошаруваті. Часто на поверхні пісковиків трапляються хвилеприбійні знаки.

Наразі, озеро-кар'єр є місцем відпочинку і користується увагою мешканців навколишніх міст і містечок, які залюбки купаються у чистій воді або займаються риболовлю.



Рис. III. 28. Овруцькі кварцито-пісковики товкачівської світи овруцької серії мезопротерозойського віку. Фото Олександра Тихонова.

Камі́нне Селó (Кам'яне́ Селó). Геологічний заказник місцевого значення. Розташований на схід від села Рудня-Замисловицька Коростенського району Житомирської області.

Являє собою скупчення великих валунів. Площа 15 га. Розташований у лісовому масиві на території Замисловицького лісництва.

Найчастіше оперують двома гіпотезами виникнення урочища. Згідно з однією, 200 тис. років тому валуни були принесені льодовиком, що мало ймовірно, оскільки будь-які власне льодовикові відклади та форми рельєфу відсутні в околицях, а сам заказник розташований за межами ймовірного поширення крижаних товщ Дніпровського зледеніння.

За іншою гіпотезою вони являють собою залишки підніжжя древніх повністю зниклих гір, оголені льодовиком від ґрунтових нашарувань, що теж мало ймовірно.

Найбільш ймовірно, дані валуни – звичайні денудаційні останці, що є поширеними у межах Українського кристалічного щита загалом та в околицях конкретно (наприклад, урочища Сідлач біля с. Замисловичі та Чортів Млин біля с. Шебедиха)

Цю гіпотезу підтверджує те, що ці валуни морфологічно і за складом не відрізняються від корінних порід, які належать до устинівського підтипу кишинської серії гранітів.

За результатами дослідження тектонічних особливостей, геологічної структури ділянки Устинівського гранітного масиву, в межах якої розташовані гранітні валуноподібні скелі геологічного заказника «Кам'яне село», встановлена приуроченість скель до систем розломів північної частини Українського щита (Пац Р.Р., Деревська К.І., Коженевський С.Р., Руденко К.В., 2015) і вони являються нічим іншим як залишками тривалої денудації кристалічних порід.

У 2020 році злодії вкрали мох, який ріс на валунах в «Українському Стоунхенджі» – Камінному селі в Олевському районі. Подальша доля цього моху невідома.

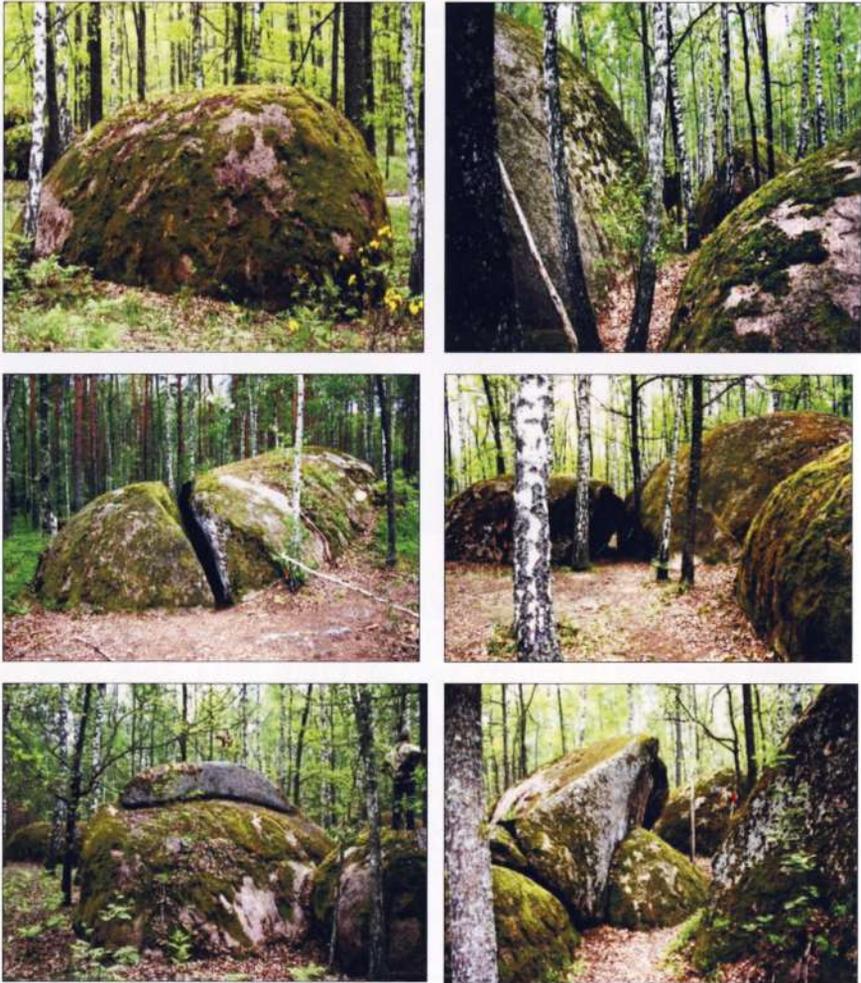


Рис. III. 29. Морфологічне різноманіття денудаційних останців Камінного Села (фото В. Стецюка, 2013 р.)

Лесові відклади біля с. Хайча. Розташоване відслонення в Овруцькому районі за 0.5 км на північ від с. Хайча. В одній із стінок яру у відслоненні в лесових відкладах висотою в 6 метрів упродовж 40 метрів спостерігаються леси та лесовидні суглинки еолового походження, характерні для Овруцького лесового острова. Вони світло-жовті, пально-жовті, нешаруваті потужністю до 44 метрів. Зрідка зустрічаються рештки трав'янистої рослинності, черепашки наземних молюсків. Леси та лесовидні суглинки утворюють вертикальні стінки.

Екологічний стан задовільний. З огляду на безперечні риси походження лесів та лесовидних суглинків (еолове походження) варто вважати їх геолого-геоморфологічною пам'яткою.



Рис. 30. Відслонення лесів та лесовидних суглинків біля с. Хайча
(фото з матеріалів видання «Геологічні пам'ятки України», т. II, 2007)

Дружбівський гранітний кар'єр. Розташований в Олевському районі, неподалік смт Дружба, побудованого з метою поселення працівників цього гранітно-щебеневого кар'єру.

Формувався шляхом розкопування кристалічних порід і осадові породи, так звана «вскриша», нагромаджувалися на західній околиці кар'єру. Осадовий покрив містить тут кору вивітрювання кристалічних порід значно каолінізовану до стану глини, флювіогляціальні піски, дрібний щебінь і вкупі ці літологічні відміни склали товщу, яку зазвичай називають «пісками». Упродовж десятиліть нагромаджені рихлі породи зазнавали впливу тимчасових ерозійних процесів під час значних опадів або танення снігового покриву, і перетворилися в знайомий ландшафт «бедленде», який живописно виглядає і приваблює відпочивальників.

Товща кристалічних порід представлена значно кварцованими піщаниками, з добре видимою шаруватістю метаморфізованих товщ з ознаками слабкої складчастості і тріщинами розсідання та відсідання.

Прозора вода кар'єру з блакитним відтінком, живописні ерозійні ущелини, густий сосновий ліс – важливі чинники для використання

цього затопленого кар'єру як геолого-геоморфологічної пам'ятки з рекреаційним спрямуванням.

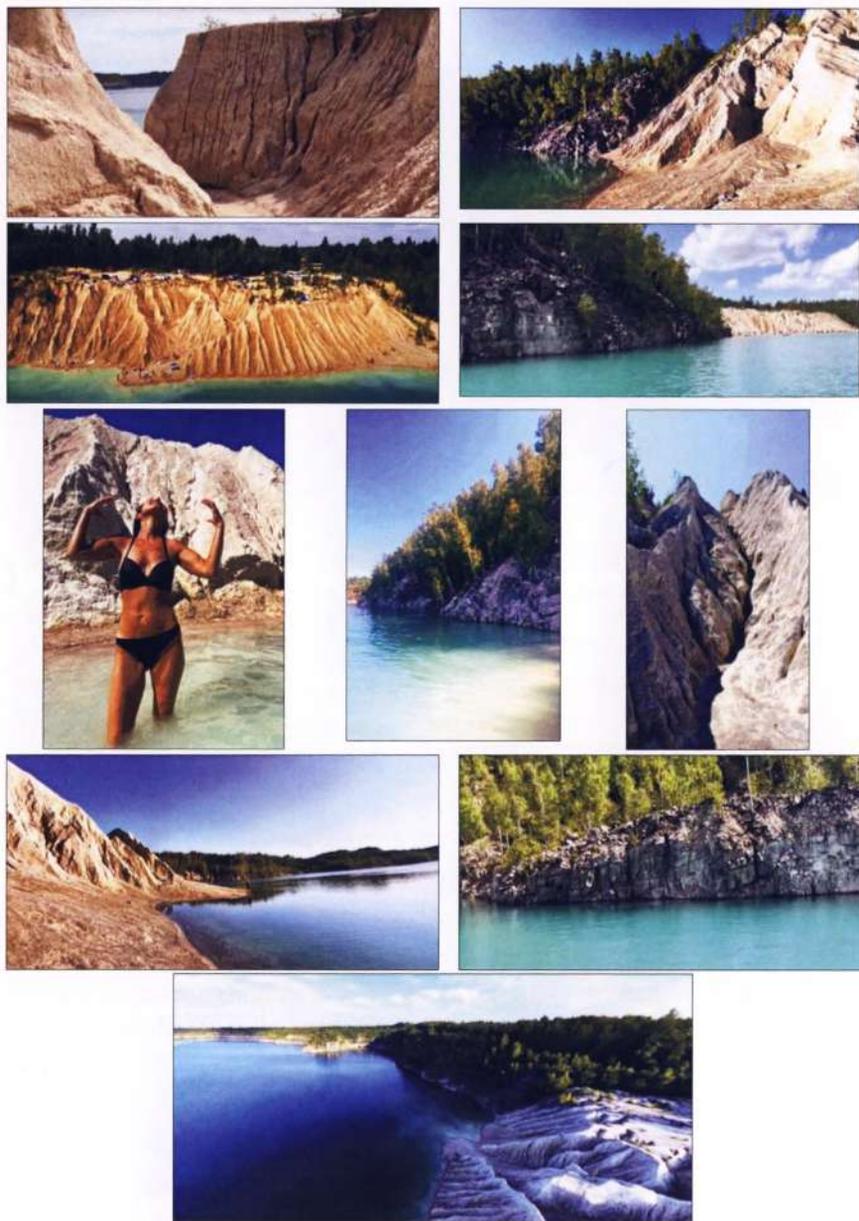


Рис. 31. Загальний вигляд і важливі фрагменти куточків Дружбівського кар'єру



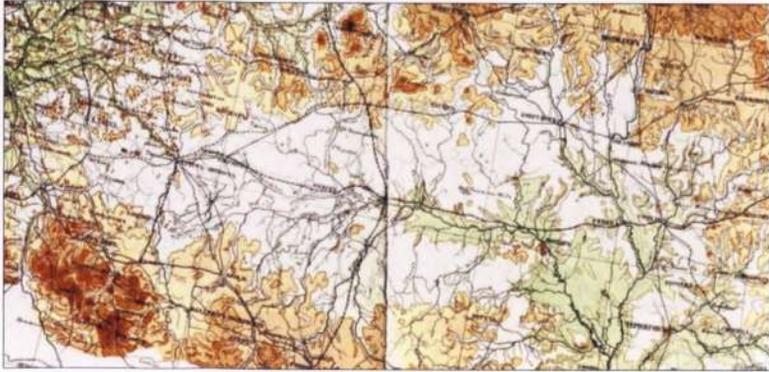
Іван Шижкін «Поліське болото»



Костянтин СТЕПАНЮК, «Осінь на Горині»

Прикінцеве слово

Поліська низовина. Велетенська низовинна рівнина, яка простягається від Варшави через білоруський Брест до Києва і далі, продовжується до об'єднання з Придніпровською низовиною.



«Так і кортить» сказати, що вирішальну роль у її формуванні зіграла ріка Прип'ять, яка збирала до себе притоки одеснУю і ошУю, виразно визначила напрямок свого руху до Дніпра, у процесі свого формування розсунула свою долину (вірніше – басейн) урізноміч на сотні кілометрів, зрізавши сукупністю денудаційних процесів гірські породи аж до кристалічного фундаменту і вивівши на поверхню силусиленну різноманітності властивостей гірських порід у вигляді відповідних для певної генетичної сили форм рельєфу.

Та воно, чи ні, спробуймо переконатися у цьому прикінцевому слові.

1. Літні автори і молодші колеги ще з давніх часів вбачають в цьому природному регіоні незвичайні відмінності в мові, в діалектах, у звичаях, одязі, етносі, який мешкає на Поліській низовині, схвалюють оригінальність споруд, які незвичні для більшості мешканців України, пам'ятають вони і про історичні події, які увійшли в епос прадавньої Русі.

Подальший виклад вражень цього етнокультурного характеру так, чи інакше, спонукає до пошуку зв'язків між природним та етнокультурним чинниками у розвитку Поліської низовини. А вони є ...

2. Скільки списів зламано науковцями щодо багатьох природничих питань у довіклі низовини!

Величезна строкатість тектонічних умов регіону, яка полягає в існуванні різних системно-формаційних комплексів, відображених в особливостях будови головних геоструктурних елементів двох тектонічних структур регіону – Українського кристалічного щита та Волино-Подільської плити.

3. Очевидний вплив цих особливостей земної кори на формування рельєфу земної поверхні, який у складних, часто – протилежних за генезисом і динамікою умовах, у різні часи здійснював відповідні реакції свого вигляду (морфології), сьогодні відомого і реального, а в давні часи – похованого.

4. Розвиток природних процесів в межах Поліської низовини реалізувався формуванням незвичайних та унікальних явищ в житті довкілля, наприклад – наслідки магматичних процесів, представлених інтрузивними та ефузивними феноменами, або унікальними рослинними угрупованнями.

5. Згадані обставини обумовили існування в межах Поліської низовини низку унікальних геолого-геоморфологічних та палеогеографічних феноменів, гідних стати надбанням природної та етнокультурної спадщини України і Європи.

Словечансько-Овруцький кряж, базальтові масиви з дивовижною морфологією відслонень своїх окреможестей, моренні пасма Дніпровського льодовика повсюдні в низовині, численні форми еолової переробки обширів водно-льодовикових та алювіальних піщаних масивів, дивовижне «Кам'яне Село» в Олевському краї, велетенські відпрацьовані і затоплені кар'єри, з чистими водами, оточені густими сосновими лісами й придатними для низки рекреаційних заходів, велетенські за розмірами і глибиною озера Шацького краю, – і не перелічити феноменів Поліського Краю, здатних викликати щире захоплення найрізноманітнішого відвідувача.

Автори сподіваються, що це видання стане додатковим стимулом до вивчення і оцінювання не тільки геолого-геоморфологічних пам'яток, а усіх природних та етнокультурних феноменів Українського Полісся, представленого в роботі Поліською низовиною.

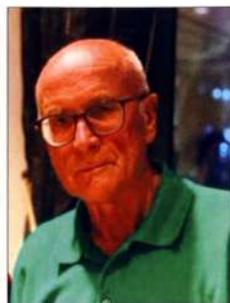
Література

1. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Малюк Б. І., Лисенко О. М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2002. № 1–2. С. 46–67.
2. Бондарчук В.Г. Геологія України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1959. – 832 с.
3. Веклич М.Ф. Палеогеоморфологія області Українського щита. – К.: Наукова думка, 1966. – 120 с.
4. Веклич М.Ф. Стратиграфія лессової формації України і сопредельних стран. – К.: Наукова думка, 1968, – 238 с.
5. Географічна енциклопедія України: В 3-т. / Ред.кол.: О.М.Маринич (відпов. ред.) та ін. – К.: УРЕ, 1989 – 93. – Т.1: А–Ж. – 416 с.; Т.2: З–О. – 480 с.; Т.3: П–Я. – 480 с.
6. Геологічні пам'ятки України: У 3 т. / В.П. Безвинний, С.В. Білецький, О.Б. Бобров та ін.; За ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського, І.В. Антакової. – К.: ДІА, 2006. – Т. I. – 320 с. – Т. II. – 320 с.
7. Геологические памятники Украины: справочник-путеводитель / Н.Е. Коротенко, А.С. Щирца, А.Я. Каневский и др. ; [редкол.: А.И. Зарицкий (отв. ред.) и др.]. К. : Наукова думка, 1985. – 156 с.
8. Гарецкий Р. Т. Айзберг Р. Е. Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и смежных областей//Сов. геология. 1975. № 5. С. 55–68.
12. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000/Ред. Л. С. Галецкий, В. Г. Пастухов. К.: ГПП «Геолпрогноз», 1993.
13. Геологическая карта основных структурных этажей Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:1 000 000.(Геологическая карта на шести листах и объяснительная записка). Главный редактор А. И. Зарицкий. К.: Мингео УССР, 1989. 126 с.
14. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. Н. П. Щербак. К.: Мингео УССР, 1983.
15. Геологический словарь. М: Недра, 1973
16. Геологічна карта докайнозойських утворень України. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. В. І. Калінін. К.: ДГС України, – 2000.
17. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:100 000. Объяснительная записка/Л. С. Галецкий, Б. А. Горлицкий, Л. А. Кипнис и др. Кн. 1. К.: Мингео. УССР, 1984. 150 с.
18. Геотектоника Вольно-Подолни. Отв. ред. И. И. Чебаненко. К.: Наукова думка, 1990. 244 с.
19. Гинтов О. Б. Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры//Геофизический журнал. Т. 26. 2004. № 3. С. 3–24.
20. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П. Структура центральной и северо-западной частей Украинского щита и процессы автономной активизации//Геол. журнал. 1978. № 1. С. 68–77.
21. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. Журнал. 2000. № 2/3. С. 77–91.
22. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др. К.: Наукова думка, 1984. 192 с.
23. Гуржий Д. В. К вопросу о выделении вертикального ряда геотформаций в Советских Карпатах//Геологический журнал. Т. 43. 1983. № 6. С. 128–129.
24. Дранник А. С., Костенко М. М., Есипчук К. Ю. та ін. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень // Мінеральні ресурси України. 2003. № 1. С. 26–29.

25. Сентін В. А., Шимків Л. М. Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита // Мінеральні ресурси України. 2004. № 1. С. 12-13.
26. Закономерности развития региональной тектоники Украины / Бондарчук В. Г., Чебаненко И. И., Довгаль Ю. М. и др. К.: Наукова думка, 1983. 184 с.
27. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Блоковая тектоника Волыно-Подольи. К.: Наукова думка. 1985. 152 с.
28. Знаменська Т. О., Коренчук Л. В., Приходько В. Л. Палеотектонічні умови формування волинської серії Волино-Поділля//Геол. журнал.-1990.-№ 3. С. 133-141.
29. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов. Л.: Наука, 1988. 215 с.
30. Ильченко Т. В. Глубинное строение северо-западной части Украинского щита вдоль профиля ГСЗ Шепетовка Чернигов//Доп. АН Украины. 2001, №8. С. 97-102.
31. Ільченко Т. В., Пашкевич І. К., Каратаєв Г. І. Взаємозв'язок складу і потужності земної кори Українського щита//Доп.АН УРСР. Сер. 5. 1988. № 4. С. 13-16.
32. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита//Регион. тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 18- 32.
33. Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. К.: Наукова думка, 1984. 240 с.
34. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000 /Глав. ред. Е. М. Лазько. К.: Госкомгеология Украины, 1991.
35. Карта розломно-блокової тектоніки Українського щита. Масштаб 1:1 000 000/Ред. Г. І. Каляєв. К.: Мінгео УРСР, ЦТЕ, 1984.
36. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Отв. ред. Н. П. Щербак. К.: Наукова думка, 1978. 222 с.
37. Кирилюк В. П. Головні геоструктурні та геодинамічні елементи Українського щита в матеріалах геологічного картування (оглядовий аналіз)//Геодинаміка. 2000. № 1 (3). С. 75- 89.
38. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Об основных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита//Геол. журнал.1993. № 3. С. 54-69.
39. Колий В. Д., Сиворонов А. А., Бобров А. Б. и др. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского блока Украинского щита//Геол. журнал. 1991, № 4. С. 28-40.
40. Косыгин Ю. А. Тектоника. М: Недра, 1983. 536 с. 128
41. Красовский С. С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. К.: Наукова думка, 1989. 248 с.
42. Круглов С. С., Хижняков А. В. Разработка методик и легенд для составления макетов тектонических карт разных регионов Украины//Геодинаміка. 1998, № 1. С. 92-98.
43. Кутас Р. И., Красовский С. С., Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Модель глубинного строения и тектонического развития литосферы запада Украины//Геофиз. журнал. 1996. Т. 18, № 6. С. 18-29.
44. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе)//Геол. журнал. 1986, №2. С. 27-32.
45. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртный П. А. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина)//Геофиз. журнал. 1999, 21. № 1. С. 64-84.
46. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртный П. А., Корнейчик Г. Н., Панкратов И. Н., Николенко К. И. Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита//Геофиз. журнал. 1995. 17, № 5. С. 30-37.

47. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований/Отв. ред. А. В. Чекунов. К.: Наукова думка. 1993а. 258 с.
48. Маринич О.М. Геоморфология Южного Полесья. – Київ : вид-во Київ. ун-ту, 1963. – 252 с.
49. Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Магнитная модель юго-западного края Восточно-Европейской платформы//Геофиз. журнал. 1995, 17. № 6. С. 31–36.
50. Основные черты тектоники Украины/Отв. ред. В. Г. Бондарчук. К.: Наукова думка, 1978. 162 с.
51. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - Київ : Наукова думка, 1992. - 116 с.
52. Панов Г. М. Вертикальный ряд геотформаций в Советских Карнатах // Докл. АН УССР. 1982. Сер.Б. № 7. С. 22–24.
53. Паранько І. С. Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита. Автореф. доктор. дис. Львів, 1997. 37 с.
54. Паталаха Е. И., Трофименко С. П., Трегубенко В. Н., Лебедь Н. И. Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. К., 2002. 251 с.
55. Попадюк И. В., Полухтович Б. М., Самарский А. Д. и соавт.. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 255 с.
56. Радзивилл А. Я. Углеродистые формации и тектоно-магматические структуры Украины. К.: Наукова думка, 1994. 176 с.
57. Рельєф України. Навчальний посібник / [Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк] ; За загальною ред. В.В. Стецюка. – К.: Видавничий Дім «Слово», 2010. – 688 с.
58. Рослый И.М., Грубрин Ю.Л. Рельеф территории УССР и его геоморфологическая интерпретация на карте обзорного масштаба //Фіз. географія та геоморфологія. – 1979. – Вип. 22. – С. 79–87.
59. Рослый И.М., Кошик Ю.А., Палиенко Э.Т. Геоморфология Украинской ССР: [учебное пособие] / За ред. И.М. Рослого. – К., 1990.
60. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - Київ : Наукова думка, 1992. - 116 с.
61. Рябенко В. А., Міхницька Т. П. Рифей України. К.: ІГН НАН, 2000.
62. Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Масштаб 1:1 000 000. К.: Изд-во АН УССР, 1964. 15 с.
63. Семененко Н. П., Бойко В. А., Бордунов И. Н. и др. Геология осадочнвулканогенных формаций Украинского щита. К.: Наукова думка, 1967. 380 с.
64. Соллогуб В. Б. Особенности строения пологих разломных зон в пределах Центральной части Украинского щита по данным ГСЗ//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 3. С. 26–30.
65. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры//Проблемы физики Земли на Украине. К. 1975. С. 118–141.
66. Стецюк В.В. Рельєф України / Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк. - Київ: «Слово», 2010. - 699 с.
67. Судовцев В. Ф. Отчет по глубинному геологическому картированию листа М-35-II (Любешов) и сев.-вост. части листа М-35VIII (Луцк) масштаба 1: 200 000. 1982.
68. Тектоника Украины. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988. С. 1–256.
69. Тектоника Украины/Отв. ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. Тр. УкрНИГРИ. Вип. XXXVI. М.: Недра, 1988. 254 с.

Відомості про авторів



СТЕЦЮК Володимир Васильович – доктор географічних наук, професор кафедри землезнавства та геоморфології Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Народився в 1947 році і виріс у м. Ізяславі, Хмельницької області. Закінчив географічний факультет Київського університету (1971). Працював у польових інженерно-вишукувальних (траси нафто- і газопроводів), геоморфологічних та екологічних експедиціях на Становому нагір'ї, Східному та Західному Сибіру, у Карпатах, на Поліссі, в українському Лісостепу, Північному Причорномор'ї, на Кавказі, та Європейському Заполяр'ї – загалом 20 польових сезонів. З 1987 року –

доцент, з 2000 року – професор географічного факультету. Оpubлікував більше 200 наукових праць, з них 12 монографій та 15 навчальних посібників, в тому числі три підручники з грифом МОН для вищої школи.



КОРИННИЙ Володимир Іванович – кандидат геологічних наук, доцент кафедри екології та географії Житомирського державного університету імені Івана Франка. Народився в 1960 році на Черкащині. Закінчив природничо-географічний факультет Вінницького державного педагогічного інституту (1982). Працював учителем географії в школі та методистом у позашкільному закладі. По закінченні аспірантури Інституту геологічних наук НАН України тривалий час викладав геологію у Вінницькому державному педагогічному університеті. З польовими практиками студентів побував в різних куточках Євразії: Заполяр'ї, Поволжі, на Байкалі, Сахаліні,

Курільських островах, Середній Азії, Закавказзі, Польщі, Чехії, Австрії та в усіх регіонах України. Сфера наукових інтересів – палеогеографія, геологічна спадщина та геологічне краєзнавство. Автор близько 80 наукових і навчально-методичних праць.



ЛАВРИК Олександр Дмитрович – доктор географічних наук, професор кафедри екології та географії Житомирського державного університету імені Івана Франка. Народився у 1979 р. та виріс в с. Хоменки Вінницької області. Закінчив природничий факультет Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини (2001). Займався науковою та педагогічною діяльністю у цьому ж закладі вищої освіти. Досліджував ландшафти річкових долин Правобережної України. З 2019 р. – доцент. У 2021 р. перейшов працювати до Житомирського державного університету імені Івана Франка, де й отримав вчене звання професора (2022). Став ініціатором відродження діяльності Житомирського відділу

Українського географічного товариства. Оpubлікував понад 180 наукових праць, з них 3 монографії та 10 навчальних посібників.

У лютому 2022 р. був мобілізований до лав ЗСУ.

Навчальне видання

СТЕЦЮК Володимир Васильович
КОРІННИЙ Володимир Іванович
ЛАВРИК Олександр Дмитрович

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ПАМ'ЯТКИ
ПРИРОДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ
(Поліська низовина)

Навчальний посібник
до спецкурсів «Основи геотуристики»,
«Геотуристичні атракції України», «Експерсійна справа»,
«Геолого-геоморфологічні пам'ятки України»,
«Організація, правові та економічні основи геотуристики»

Підписано до друку 20.09.2024 р. Формат 60х90/16. Папір крейдований.
Гарнітура Times. Ум. друк. арк. 8,14. Тираж 50. Зам. № 0924-125.
Віддруковано з готового оригінал-макета.

Друкарня ТакиБук:
Телефон: +38 (050) 555 00 69
E-mail: mailbox@takibook.od.ua

Видавництво – Видавничий дім «Гельветика»
65101, Україна, м. Одеса, вул. Інглезі, 6/1
Телефони: +38 (095) 934 48 28, +38 (097) 723 06 08
E-mail: mailbox@helvetica.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 7623 від 22.06.2022 р.