

Розділ 3. РЕЛЬЄФ

Початок вивченню рельєфу досліджуваної території поклала комплексна експедиція, що працювала з 1874 до 1897 рр. під керівництвом Й. І. Жилінського. Експедицією була складена топографічна карта, що дала перше обґрунтоване уявлення про рельєф досліджуваного регіону. Цілу епоху в дослідженні Полісся, зокрема Західного, становлять дослідження П. А. Тутковського [22]. Дослідження рельєфу перед Другою світовою війною пов'язане з діяльністю «Бюро меліорації Польщі» та іменами вчених St. Lenczewicz, E. Rühle, St. Wołosowicz [27; 28; 29]. У післявоєнний час геологічна служба в зв'язку з проблемами меліорації паралельно з геологічними і гідрогеологічними дослідженнями вивчала також рельєф Західного Полісся, що засвідчують відповідні звіти М. Ф. Козлова (1953), Н. С. Ільїна (1962), В. С. Анисимова зі співавторами [2], И. И. Залесского зі співавторами [19; 20], Л. В. Приходька і ін. [3]. Глибокий геоморфологічний аналіз Полісся та його районування подано в наукових працях А. М. Маринича [17], К. І. Геренчука [21]. У 2004 р. В. П. Палієнко разом зі співавторами опублікувала наукову працю, де подає геоморфологічне районування України і Західного Полісся зокрема, що є загальноприйнятим [7]. Рельєфу Західного Полісся присвячені публікації И. В. Мельничука, И. И. Залесского [18], Ф. В. Зузук, І. І. Залеського [11], І. І. Залеського та Ф. В. Зузук [9; 10], І. І. Залеського і Л. Ф. Дубіс [8], І. І. Залеського зі співавторами [26] та інших. Значний внесок у вивчення рельєфу Шацького національного парку зробила Н. І. Карпенко [13; 14]. В останні роки значна увага дослідників, зокрема Л. Ф. Дубіс [1; 4; 5; 6] і М. А. Федонюка [23; 24; 25] була спрямована на вивчення еолових та карстових форм рельєфу.

Геоморфологічне районування. Геоморфологічне районування досліджуваного регіону вперше подається [21], згідно нього виділяються: Шацький вододільний горбисто-западинний карстово-озерний, Верхньоприп'ятський акумулятивний низовинний та Любомль-Ковельський кінцево-моренний райони [12]. Найбільшу площу охоплює район Верхньоприп'ятської акумулятивної низовини, де розрізняються заплава голоценового віку рр. Прип'ять та її приток та перша надзаплавна тераса верхньочетвертинного віку рр. Прип'ять та Вижівка, а також флювіогляціальні пологохвилясті поверхні дніпровського зледеніння. Шацький район відзначається флювіогляціальною пологохвилястою припіднятою рівниною дніпровського зледеніння з великою кількістю озер і карстових утворень. У цьому районі є кінцево-моренне горбисто-грядове підняття – Ростанська насипна морена дніпровського зледеніння. Любомль-Ковельський кінцево-моренний район розташований на флювіогляціальній пологохвилястій водно-льодовиковій рівнині дніпровського зледеніння. На півдні цього району простежується кінцево-моренна горбисто-грядова поверхня дніпровського зледеніння, що простягається від смт Головне до сіл Смолярі та Залюття.

Згідно геоморфологічному районуванню В. П. Палієнко зі співавторами [7] досліджувана територія розміщена в межах Східноєвропейської полігенної рівнини (А) і належить до Південно-Поліської області пластово-акумулятивних низовинних рівнин (А-І) та Прип'ятсько-Слуцької підобласті пластово-акумулятивної низовини на палеогенових і крейдових відкладах (А-І-1) (рис. 3.1).

У межах підобласті виділено два геоморфологічні райони: Верхньоприп'ятську алювіальну (терасну) плоску, дуже слабкорозчленовану рівнину (А-І-1.1) та Волинську моренно-водно-льодовикову слабкохвилясту, погорбовану, слабкорозчленовану рівнину (А-І-1.2) (рис. 3.1).

За морфоструктурним районуванням території України досліджуваний регіон розташований у межах Верхньоприп'ятської та частково Ковельської морфоструктур III порядку. В межах Верхньоприп'ятської морфоструктури III порядку виділяються морфоструктури IV порядку (з південного заходу на північний схід): Шацька, Заболоттівська, Жирицька. Ковельська морфоструктура III порядку на території досліджень представлена Любомльською морфоструктурою IV порядку.

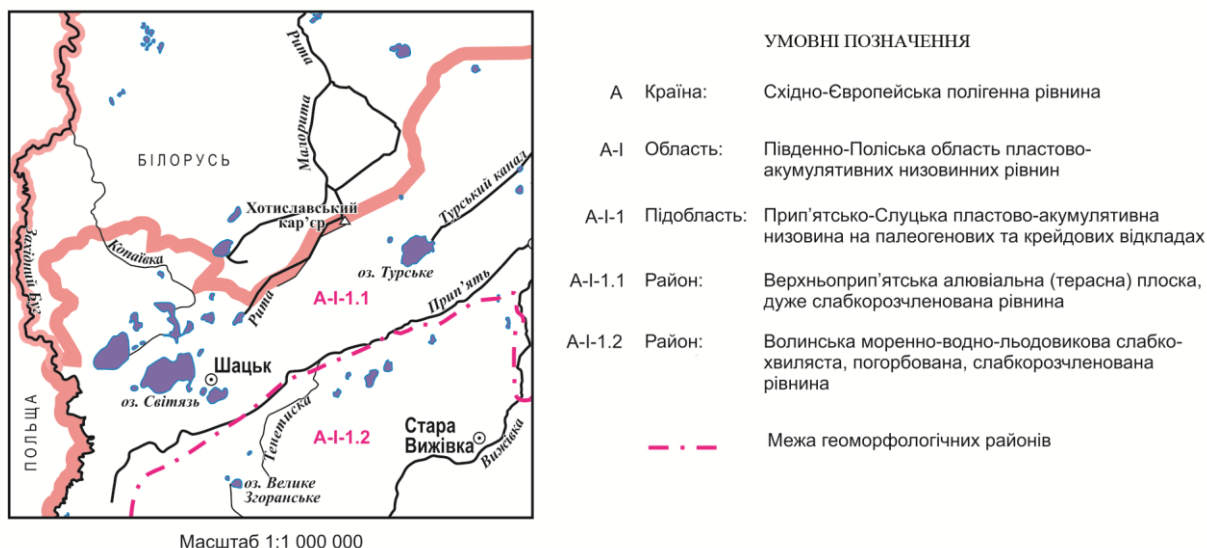


Рис. 3.1. Схема геоморфологічного районування [7]

Границя між морфоструктурами III порядку просторово співпадає з пониззям долини р. Прип'ять. Сумарні амплітуди неоген-антропогенових рухів у межах Верхньоприп'ятської морфоструктури сягають 190 м, а в межах Ковельської – 280 м, середня швидкість рельєфотвірних рухів становить, відповідно, +0,007 та +0,009–0,1 мм/рік [16].

А-I-1.1. Верхньоприп'ятська алювіальна (терасна) плоска, дуже слабкорозчленована рівнина охоплює частину басейну р. Малорита, заплаву та надзаплавну терасу р. Прип'ять. Типовою особливістю рельєфу є наявність великої кількості торфовищ, заболочених улоговинних понижень і озер. Озера, зазвичай, зосереджені в Турській котловині, в басейні р. Малорита і де-не-де трапляються в долині р. Прип'ять (рис. 3.1).

Рівнинні особливості рельєфу порушують еолові та делювіально-еолові форми висотою до 5–10 м.

У західній частині описуваного району, тобто в межах Шацького поозер'я, у сучасному рельєфі морфологічно виділяється підрайон Шацька вододільна моренно-зандрова карстово-озерна рівнина. Для нього типовим є підвищення рельєфу до абсолютних позначок 189 м над рівнем моря, високе залягання крейдової поверхні і незначна потужність четвертинних відкладів. Тут, окрім карстових западин, збереглися акумулятивно-льодовикові форми у вигляді кінцевих морен, озів та камів.

А-I-1.2. Волинська моренно-водно-льодовикова слабкохвиляста, погорбована, слабкорозчленована рівнина простежується у північній частині геоморфологічного району як зандрова плоско-хвиляста рівнина з ділянками основної морени і крайових утворень другого дніпровського стадіалу. На тлі плоского слабкорозчленованого рельєфу із заболоченими ділянками виділяються пологі моренні горби висотою 10–15 м та еолові дюни заввишки до 5 м. Тут поширені карстові западини, які в багатьох місцях простежуються як озера або невеликі болота; трапляються зандрові поля і давньоозерні улоговини. Південна частина району дещо більше розчленована та відзначається кінцево-моренними рівнинами. Тут поширені, зазвичай, заболочені і заліснені зандрові рівнини з карстовими і денудаційними формами рельєфу (рис. 3.1).

Загалом район А-I-1.2 є відносно підвищеним і має висоти, що в багатьох місцях перевищують 200 м над рівнем моря. Він вищий від району А-I-1.1 на 50–60 м.

Неотектоніка і рельєфотворення. Сучасний рельєф досліджуваної території сформований у процесі складної взаємодії ендегенних та екзогенних чинників рельєфотворення, головними серед яких є неотектонічні рухи, водно-льодовикова ерозія й акумуляція, флювіальний, еоловий та карстовий морфогенез.

Із неотектонічної точки зору [16] ця територія належить до області переважно односпрямованих тектонічних рухів нестійкого підняття, що переривалися періодами їх стабілізації та відносних опускань. Сумарна амплітуда неотектонічних рухів в неоген-четвертинний час за опублікованими оцінками [2] змінюється від 140–160 на півночі до 220 м на крайньому півдні досліджуваної території. Локальні переміщення не перевищували 50 м. Амплітуда рухів, що відбулися в сучасному рельєфі, вимірюється першими десятками метрів (10–20 м) [2; 16]. Просторовий розподіл сумарних амплітуд неоген-четвертинних переміщень, за інформацією дешифрування Матеріалів аерокосмічних зйомок [2], контролюється лінійними лінеаментними зонами і має блокові особливості.

Лінеаментні структури. За результатами геологічного картування на території виявлено 2 лінеаментних зони (Верхньо-Прип'ятська і Синовська) та 2 кільцевих лінеаментних утворень першого (Млинівська і Мшанецька) та 2 другого (Світязька і Рокитнянська) порядків (рис. 3.2).

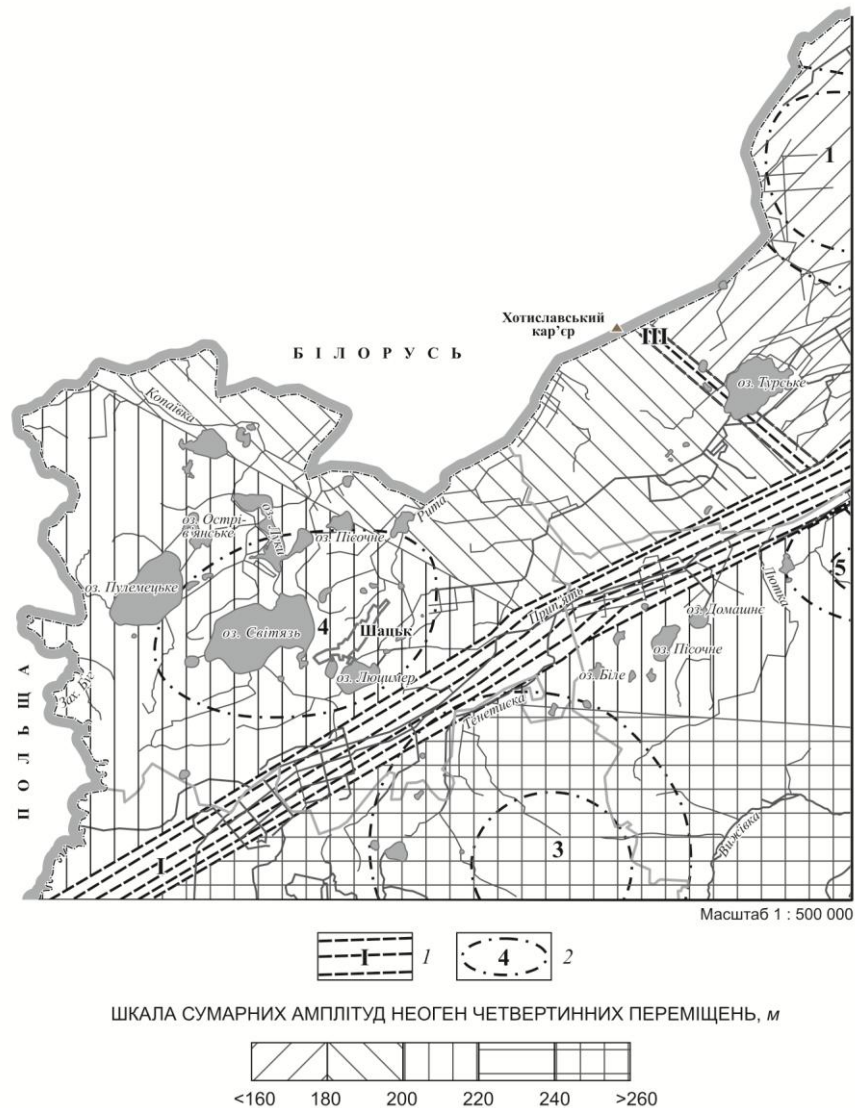


Рис. 3.2. Схема морфоструктурного дешифрування з елементами неотектоніки: 1 – регіональні зони лінеаментів (I – Верхньо-Прип'ятська, III – Синовська), 2 – кільцеві лінеаментні структури першого (1 – Млинівська, 3 – Мшанецька) і другого (4 – Світязька, 5 – Рокитнянська) порядків (за редакцією В. Г. Мельничука)

Верхньо-Прип'ятська лінеаментна зона має північно-східне простягання. Вона чітко трасується елементами гідромережі, лінійно спрямованими болотними масивами у долині р. Прип'ять, лінійними елементами терасових рівнів та уступів долини (рис. 3.3). Ця зона лінеаментів загалом збігається з розломами, що обмежують трансрегіональну Вижівсько-Мінську тектонічну зону.

Синовська лінеаментна зона простягається з північного заходу на південний схід. Основними ландшафтними ознаками прояву цієї зони є серія лінійно витягнутих елементів гідрографічної мережі, а також лінійно розміщеними видовженими пониженнями в рельєфі, що мають різні розміри. Проте інколи вони відзначаються неправильною конфігурацією, це – западини, невеличкі озера і заболочені ділянки. Ця зона лінеаментів має своє чітке продовження за межами досліджуваного району і на північний захід, і на південний схід, що засвідчує її важливу структурно-контролюючу роль у блоковій системі всього регіону.

Кільцеві структури першого порядку. *Млинівська кільцева структура* розташована на найпівнічнішому обрамленні території і має еліпсоподібну форму, витягнуту в північно-західному напрямку, її розмір 15x23 км. На дистанційних космічних світлинах вона виділяється двома кільцеподібними контурами, що трасуються дуговим розташуванням рослинності завдяки вибірковій зволоженості ґрунтового покриву та напрямками розвитку природної гідромережі. Це кільцеве утворення пересікають локальні лінійні лінеаментні зони, утворюючи структурний вузол, який на дочетвертинному зрізі відповідає підняттю в рельєфі.

Мишанецька кільцева структура. Ця кільцева структура знаходиться в південній частині досліджуваної території. Вона має форму, близьку до концентричної, діаметром 20 км. Дистанційна вираженість цієї структури завдячує концентричному розвитку гідрографічної мережі, що слугує її визначальною дешифрувальною ознакою. В гіпсометричному відношенні це є найпіднятіша частина території вивчення. На дочетвертинному зрізі їй відповідає пониження в рельєфі та збільшення потужності четвертинних відкладів, а на домезозойському – центральна частина Головнянської мульди.

Кільцеві структури другого порядку. *Світязька кільцева структура* розташована в Шацькому поозер'ї, де в її центрі знаходиться найбільше оз. Світязь, а навколо – менші озера: Пулемецьке, Острів'янське, Луки, Кримне, Люцимер. Ця структура виражена підняттям дочетвертинної поверхні, що має овалоподібну форму при розмірі 14x20 км (рис. 3.2).

Рокитнянська кільцева структура відзначається еліпсоподібною формою і подвійним лінеаментним контуром і сягає 8x13 км. Структура дешифрується за класичними ознаками: долинами річкових систем, зміною рисунка гідромережі, а в сучасному рельєфі – куполоподібною формою. На дочетвертинному зрізі їй відповідає підняття в рельєфі, а на домезозойському – вузол розривних порушень.

Генетичні типи рельєфу. Геоморфологічна будова досліджуваної території зумовлена ендо- та екзогенними чинниками, тому геоморфологічне картування виконане за структурно-генетичним принципом, в основу якого покладене виділення генетично однорідних форм та елементів рельєфу. В структурному відношенні територія знаходиться в північно-західній частині Волино-Подільської плити (ВППл) і розглядається як денудаційно-аккумулятивна похилена рівнина. Головними генетичними типами рельєфу досліджуваної території є льодовиковий, водно-льодовиковий, алювіальний ерозійно-аккумулятивний, аккумулятивний і біогенний (рис. 3.3). Вітровою діяльністю сформовані аккумулятивні еолові форми. Серед сучасних екзогенних процесів провідними є заболочування, еолове перевіювання та карстоутворення.

Льодовиковий рельєф. *Кінцево-моренні аккумулятивно-денудаційні форми* його поширені у південно-східній частині досліджуваної території. Це утворення, що простежуються у вигляді окремих останців, які формують погорбоване, хвилясте кінцево-моренне пасмо. Останнє простягається з південного заходу на північний схід від смт Головне до Старої Вижівки та на північ від неї, значне поле фіксується на захід від Нової Вижви (рис. 3.3). Поверхня пасма розчленована слабко врізаними долинами та борознами тимчасових водних потоків. Величина вертикального розчленування від 5–10 на півночі до 20–30 м на півдні. Трапляються також пасма абляційної та напірно-насіпної морени.

На крайньому північному заході регіону виділяється Ростанське кінцево-моренне пасмо висотою 180–189 м, яке розміщене в районі Шацького крейдового підвищення (фото 3.1). Його територія майже не розчленована природними водотоками. Вертикальне розчленування рельєфу 10–15 м.



Фото 3.1. Ростанська кінцева (насипна) морена (автор В. П. Войтюк)

Значне поле льодовикового рельєфу простягується між населеними пунктами Гута, Заболоття і Тур, тобто на границі з Білоруссю, а також південніше с. Сільця–Млинівські. На території Білорусі окремі поля простежуються південніше оз. Оріхівське, північніше р. Рита, навколо оз. Олтуське та с. Вотчін.

Водно-льодовиковий рельєф. Моренно-зандрові акумулятивно-денудаційні форми охоплюють значні вододільні поверхні між долинами річок Копаївка, Західний Буг, Прип'ять та її притоки Вижівки (рис. 3.3). На плоскому слабкорозчленованому рельєфі із заболоченими ділянками виділяються моренні горби з перевищеннями 10–15 м та еолові дюни заввишки до 5 м. Серед водно-льодовикових форм рельєфу поширені ози у вигляді довгих, витриманих за простяганням вузьких пасм.

Моренно-зандровий акумулятивно-денудаційний рельєф на правобережжі р. Прип'яті простягується у вигляді перервних смуг від оз. Пулемець та сс. Адамчуки, Забужжя на заході аж на північний схід від с. Тур та південніше с. Жиричі. Значне поле цього рельєфу охоплює Ростанську кінцеву морену. На лівобережжі моренно-зандровий акумулятивно-денудаційний рельєф огортає з північного боку льодовикові утворення. Перервні його смуги закартовані на право- і лівобережжі р. Вижівка. На території Білорусі він простягується майже суцільним плащем і поширений від с. Хрипськ на заході аж до с. Вочіна на сході. Загалом це плоский слабкорозчленований рельєф із розкиданими моренними горбами висотою 10–15 м.

Алювіальний ерозійно-акумулятивний рельєф розділяється на сучасні річкові заплави та днища балок, а також першу надзаплавну терасу.

Сучасні річкові заплави та днища балок. Як бачимо з карти, сучасна річкова заплава найчіткіше простежується на р. Західний Буг, а також р. Копаївки (рис. 3.3) Долина р. Західний Буг вироблена в крейдових, палеогенових та плейстоценових відкладах. Її довжина на досліджуваній території 25 км. Ширина долини майже 4–5 км. У її будові виділяються 2 рівні заплави. Низький рівень заплави має перевищення 1,0–1,5 м, а високий – 3–4 м при ширині до 2 км. Низька заплава заболочена, а висока відносно суха, зберегла стариці і покрита луговою рослинністю.

Найдовшою є долина р. Прип'ять. Її витік починається з болотяного масиву біля с. Гупали Любомльського району і не має сформованої долини аж до с. Положеве, тільки приблизно на околиці с. Прип'ять річка поступово створює заплаву шириною до 1,5 км. Прип'ять успадкувала дольодовикову прадолину, заповнену потужними шарами льодовикових і алювіальних пісків, валунних супісків та торфів. Поперечний профіль заплави коритоподібний, днище плоске, плоско-хвилясте, а уступи мають різну форму. Зазвичай вони пологі, ввігнуті, висотою 1–3 м. Тилові частини заплави, зазвичай, понижені, заболочені, перекриті великими низинними торфовищами. У межах досліджуваної території закартовані 4 відносно невеликі ділянки сучасної річкової заплави (рис. 3.3).

Русло р. Вижівка вузьке (5–8 м), подекуди слабо меандрує. Коефіцієнт меандрування 1,23. Меандри зазвичай сегментні, синусоїдоподібні. Сучасна річкова заплава не зафіксована.

Перша надзаплавна тераса. На р. Західний Буг перша надзаплавна тераса простежується у вигляді уступу висотою 4–6 м над поверхнею заплави. Подекуди він переходить в обрив. Тиловий шов першої надзаплавної тераси в рельєфі не виражений. Він простежується за рештками берегових валів меридіонального простягання, що слугують основою для еолових гряд. Поверхня тераси суха, рівна, із старичними озерами, невеликими болотами та еоловими дюнами (фото. 3.2).



Фото 3.2. Дюна на терасі р. Західний Буг (автор В. П. Войтюк)

Перша надзаплавна тераса Прип'яті слабо виражена в рельєфі. Перервна заболочена перша тераса фіксується в районі с. Прип'ять. Уступ першої надзаплавної тераси нечіткий, його висота сягає до 1 м. На сході досліджуваного регіону тераса простежується чіткіше, зазвичай вона картується на лівобережжі. Тилові шви заплави і тераси простежуються слабо.

На р. Вижівка перша надзаплавна тераса виражена краще, ніж на Прип'яті. Вона фіксується з обох боків річки. Перевищення над урізом води в руслі становить 2–5 м, а над заплавою – 1–3 м. Перехід від заплави до надзаплавних терас в рельєфі виражений достатньо чітко. Тилові шви терас простежуються слабо.

Абсолютні висоти поверхні терас на півдні Вижівки становлять 170 м, а при впадінні в р. Прип'ять знижуються до 147 м, тобто фіксується слабкий похил терас вниз за течією р. Вижівки.

Акумулятивний рельєф. *Озерно-алювіальні форми* охоплюють найбільші площі навколо озер Пулемецьке та Світязь. Плоска озерно-алювіальна низовина в ШНПП описується також [14]. Поле цього рельєфу закартоване в межах сс. Локутки та Вербівка на південному заході досліджуваного регіону. Закартовані дві значні площі на схід від с. Сільця Млинівські та навколо с. Жиричі на північному сході регіону. Поверхня рельєфу плоска, слабо похилена в північно-східному напрямку. На північному заході абсолютні позначки сягають 165–170 м, а на північному сході – 150 м. При поширенні еолових утворень поверхня стає горбистою. Пагорби можуть сягати 5–8 м (рис. 3.3).

Озера поширені на всій досліджуваній території за винятком Волинського кінцево-моренного пасма. Вони поділяються на карстові, льодовикові, заплавні, змішані.

Рельєф озерних улоговин формується двома шляхами: ерозія берегів озер і нагромадження донних відкладів. Трансформація озерних улоговин відбувалася в процесі вікових і сезонних коливань водного балансу, зміні рівневого режиму та седиментаційних процесів. Вододіли між ними виражені в рельєфі слабо. Перевищення над урізом води зрідка сягає більше 10 м. Рівнинність території спричинює переважання акумулятивних процесів та наливних форм рельєфу.

Біогенний рельєф. Він визначається як заболочені, заторфовані низини та улоговини. Аналіз карти засвідчує, що це один із найпоширеніших генетичних типів рельєфу на прилеглий до Хотиславського кар'єру території Західного Полісся. Він охоплює значні площі на півночі і сході Шацького поозер'я, зокрема навколо озер Луки, Кримне, вздовж річки Копаївка, а також на південний захід від оз. Оріхівське. Відносно вузькою смугою цей рельєф простежується від оз. Кримне на північний схід уздовж р. Рита.

Перервна смуга цього рельєфу тягнеться на лівобережжі Прип'яті від оз. Люцимер на північний схід до оз. Турське. Далше в тому ж напрямку між сс. Тур, Вотчін і Жиричі простежується найбільше поле цього утворення з «островами» льодовикового, моренно-зандрового і озерно-алювіального рельєфу. Він поширений в долині р. Прип'ять та на її правобережжі вздовж притоку річок Тенетиски і Вижівки та понижень серед моренно-зандрового акумулятивно-денудаційного рельєфу, що прилягає до кінцево-моренної гряди, яка простягується від смт Головне на північний схід дещо південніше сс. Смолярі та Залюття (рис. 3.3).

Цей рельєф відзначається торфовищами, що охоплюють значні площі, зокрема в долинах рр. Прип'яті, Вижівки, Західного Бугу, Рити та їх незначних приток. Типовою ознакою є купинний мікрорельєф. На вододілах заболочені окремі пониження при загальній рівнинній поверхні. Деякі пониження на заболочених територіях є, зазвичай, неглибокими озерами.

Основний вододіл досліджуваної території простежується північніше р. Прип'ять вздовж населених пунктів Шменьки, Краска, Яревище, Кропивники, Смолярі–Світязькі. В рельєфі він слабо помітний.

Техногенний рельєф спричинений господарською діяльністю людини. Він поділяється на форми, пов'язані з промисловим, агропромисловим, гідромеліоративним, дорожнім будівництвом та видобутком корисних копалин.

На досліджуваній території є відпрацьовані пісчані кар'єри еолово-озової гряди на околицях с. Галина Воля, смт Шацьк, м. Любомль, смт Стара Вижівка. Будівельний матеріал добували в кар'єрах кінцево-моренних форм рельєфу в межах Ростанської кінцевої морени та г. Йосифової. У ШНПП свого часу добували з донної морени глину для виробництва цегли. Стінки кар'єру сягають висоти 9 м. Всі кар'єри не піддавалися рекультивациі [11].

Окремі форми та елементи рельєфу. Сюди належать ками, озі, карсти, суфозійні блюдця, еолові акумуляції: дюни, пасма і горби, а також улоговини льодовикового виорювання і розмиву дніпровського часу.

Ками як льодовикові акумулятивні горбисті форми рельєфу сформувалися біля внутрішнього краю льодовика в процесі його дегляціациі і перемивання моренного матеріалу в останцях мертвого льоду. Відомий кам розміщений північно-східніше с. Кам'янка, що тяжіє до Ростанської кінцево-моренної гряди, а також на північному березі оз. Люцимер, що на околиці смт Шацьк. Вони мають овальну форму і висоту 5 м з крутими схилами. Зараз площа каму на околиці оз. Люцимер сягає 80 м². Вона зменшилася у післяльодовиковий період, що підтверджується наявністю у ґрунтовому покриві навколо форми галькового матеріалу [9; 10].

Озі поширені серед водно-льодовикових форм рельєфу у вигляді довгих, витриманих за простяганням вузьких пісчаних смуг (рис. 1.2, 3.3). Озові гряди радіального типу утворилися в процесі інтенсивного танення мертвого льоду та винесення дрібнозернистого матеріалу з льодовикового масиву тріщинним руслом протікаючої під льодом річки.

На території ШНПП озові центри закартовані на віддалі 1,0 км на південь від оз. Світязь біля с. Підманове, а також між смт Шацьк і с. Мельники. Висота їх 1–2 до 7 м. Просторово вони витягнуті в напрямку просування льодовика [9]. Пасма маргінальних озів протяжністю до 5 км закартовані в районі г. Йосифової на кордоні з Білоруссю.

Карсти на досліджуваній території простежуються у вигляді задернованих похилосхилих, глибиною 0,5–2,0 м, лійок діаметром 20–30 м. Згідно класифікації [24] досліджуваний регіон входить до двох карстових районів – Прибузького та Верхньоприп'ятського. У першому рівень карстової денудації становить 15–20, а в другому – 10–15 мм/1 000 років. Кількість карстових

форм рельєфу в досліджуваному регіоні коливається від 0–1 до 73 од/км² при пересічному значенні 4–12 од/км² [25]. Так, у с. Кримне кількість карстових форм становить 4,15 од/км², а в с. Піщане – 0,48 од/км². Площинна ураженість в басейні Прип'яті сягає 42,7 м²/км², а в басейні Західного Бугу – 74,3 м²/км². Крім зазвичай задернованих лійок трапляються ще провальні форми карстового рельєфу, наприклад, в оз. Світязь. Загалом М. А. Федонюк [24] робить висновок, що у Верхньоприп'ятському карстовому районі незначне карстоутворення, спричинене низхідними тектонічними рухами та значною потужністю перекиваючих крейдяні відклади четвертинних утворень. У Бузькому районі карстоутворення є поширенішим, що зумовлено відповідними тектонічними порушеннями та відносно незначною товщею четвертинних відкладів.

Карст простежується на всій досліджуваній території при перевазі, очевидно, поверхневих утворень. Глибинний карст відзначається порожнинами, виповненими піщано-глинисто-карбонатними відкладами еоценового, еоплейстоценового і ранньонеоплейстоценового віку. Поверхневі карстові процеси поширені на площинах високоцокольного залягання верхньокрейдяних порід, зокрема на ділянках неотектонічного підняття. Карстові лійки поширені на кінцево-моренному пасмі, а на моренно-зандровій рівнині вони трапляються менше.

На моренно-зандровій і Верхньоприп'ятській рівнинах трапляються карстові лійки і западини. Лійки овальні ізометричні при розмірі в поперечнику 100 м. Стінки біля верхнього уступу обривисті, задерновані. Днище заболочене або залите водою. Видима глибина лійок до 3 м.

У Шацькому поозер'ї карст насправді є основним рельєфотвірним чинником при утворенні більшості озерних котловин. Останні мають розміри від десятків метрів до декількох кілометрів у поперечнику (оз. Світязь та ін.).

Суфозійні блюдця поширені на кінцево-моренному пасмі. На моренно-зандровій рівнині вони поширені менше. Суфозійні блюдця мають ізометричну або овальну форму. Їх розміри в поперечнику коливаються від декількох до 100 м, інколи до 300 м. Стінки зазвичай круті, до 40°, вони неглибокі – 0,5–1,0 м. Днище вирівняне, слабко ввігнуте, подекуди заболочене.

Суфозійні процеси дуже часто накладаються на карстові, зокрема в кінцево-моренному пасмі, а також у Шацькому поозер'ї [24].

Еолові акумуляції: дюни, пасма і горби. Еолові форми рельєфу в досліджуваному регіоні вивчала Л. Ф. Дубіс [6]. У межах Великопольської області реліктові дюни поширені, зазвичай, на верхньоплейстоценових алювіальних і середньоплейстоценових льодовикових і воднольодовикових відкладах дніпровського зледеніння. У Верхньоприп'ятському районі (до нього входить і Шацьке поозер'я) переважають параболічні (39 %), пасмові (19 %), лукоподібні (12 %) реліктові дюни. Вони зазвичай пов'язані з верхньоплейстоценовими алювіальними відкладами першої надзаплавної тераси. Згідно Л. Ф. Дубіс [6], на досліджуваній території виділяють 4 поля реліктових дюн (рис. 3.4). Пізньоплейстоценові реліктові дюни утворилися вітрами, зазвичай, західних та західно-північно-західних напрямків (259–303°). Ними сформовані до 76 % дюн, серед яких 42 % параболічних. Південно-західні та західно-південно-західні (214–258°) вітри сприяли утворенню 9 % дюн. Загалом наприкінці пізнього плейстоцену домінували вітри зі швидкістю від 6,2 до 8,3 м/с, власне вони і сформували дюни. Крім згаданих вище, існували ще короткотермінові вітри зі швидкістю до 8,8–9,8 м/с, які особливого впливу на утворення дюн не мали. Л. Ф. Дубіс [6] стверджує, що реліктові дюни утворилися в інтервалі від 27,8 + 4,1 до 10,8 + 1,6 тис. років тому.

Крім того, розвіяні еолові, перевіяні флювіогляціальні, алювіальні моренні піски часто утворюють ділянки площею 1–2 км² полого-хвилястих і горбистих рівнин, що височіють над прилеглими поверхнями на 0,5–2,0 м. Їх називають «горбисті піски».

Тиловий шов першої надзаплавної тераси є основою для формування еолових гряд. Озерно-алювіальний рельєф відзначається наявністю еолових форм рельєфу висотою 5–8 м.

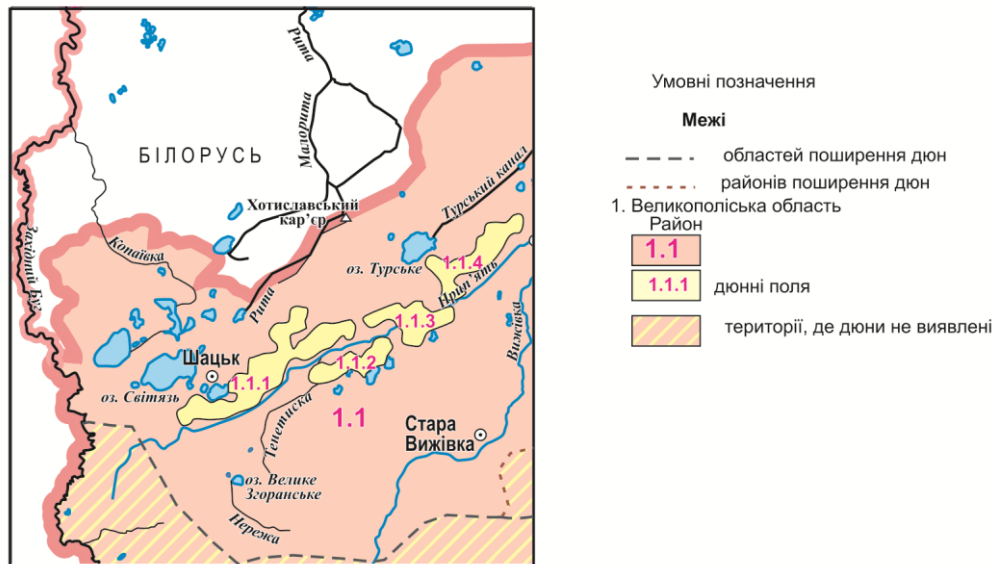


Рис. 3.4. Дюнні поля на досліджуваній території [6]

Улоговини льодовикового виорювання і розмиву дніпровського часу. На геоморфологічній карті вони зафіксовані на вододілі між річками Тенетискою та Прип'яттю на північ від с. Крушинець. Далше за течією Прип'яті в досліджуваному регіоні зафіксовані ще дві улоговини. Перша серед них знаходиться на Головному вододілі і частково в долині р. Прип'ять на північ від оз. Пісочне. Друга знаходиться безпосередньо в долині р. Прип'яті на сході досліджуваного регіону. Три улоговини закартовані на границі з Білоруссю між сс. Жиричі і Сільця-Млинівські. Частина улоговини зафіксована також на крайньому північному сході регіону (рис. 3.3).

Крейдовий і сучасний рельєф. Рельєф крейдової поверхні. У межах досліджуваного регіону перепад висот коливається від менше 80 до понад 170 м, тобто сягає більше 90 м. Це дало підставу виділити одинадцять рівнів висот: до 80, 80–90, 90–100, 100–110, 110–120, 120–130, 130–140, 140–150, 150–160, 160–170 і понад 170 м [12]. Усе це засвідчує значне розчленування рельєфу. Аналіз рельєфу крейдової поверхні засвідчує наявність пониження – долини Кшна–Прип'ять і прилеглих до неї північного та південного вододілів (рис. 3.5).

Тальвег долини Кшна–Прип'ять простягається з південного заходу в районі сіл Кошари й Вільшанка на північний схід південніше с. Прохода (рис. 3.5). На заході він проходить на висоті від 120–130 до 130–140 м (св. 1887, 33, 619, 370). Далше на північний схід у центральній частині досліджуваного регіону рівень тальвегу опускається від менше 100 до 130 м (св. 5783, 5706, 1899). На північно-східному відтинку долини Кшна–Прип'ять тальвег опускається до значень від менше 80 до 120 м (св. 5535, 5529, 5712). Отже, тальвег долини Кшна–Прип'ять поступово понижується з південного заходу на північний схід.

Північний вододіл на заході досліджуваного регіону проходить північніше с. Пулемця на висоті від 150 до вище 160 м. Далі на схід, зокрема на кордоні з Білоруссю, фіксується незначне пониження до 130–140 м. Друге підвищення простежується в районі сіл Гута і Тур, де висоти сягають від 140 до понад 160 м (св. 358, 347, 5548, 5776). На крайньому сході вододіл дещо понижується, сягаючи висот від 110 до 130 м (св. 1814, 1811, 5648). Описаний вододіл також має тенденцію до пониження висот із заходу на схід [12].

Південний вододіл у західній частині регіону чітко простежується північніше с. Грабового та смт Шацька, де висоти сягають від 140 до понад 160 м (св. 371, 620). Східніше, тобто в центрі, він виходить за межі досліджуваної території.

Північніше вододілу рівневі поверхні рельєфу майже збігаються з тальвегом (130 – понад 140 м), тобто маємо значну понижену територію південного спрямування. Нарешті, східна частина південного вододілу, що простягається в с. Любохини, сягає висот 150 і понад 170 м (св. 661, 287, 5575) (рис. 3.5).

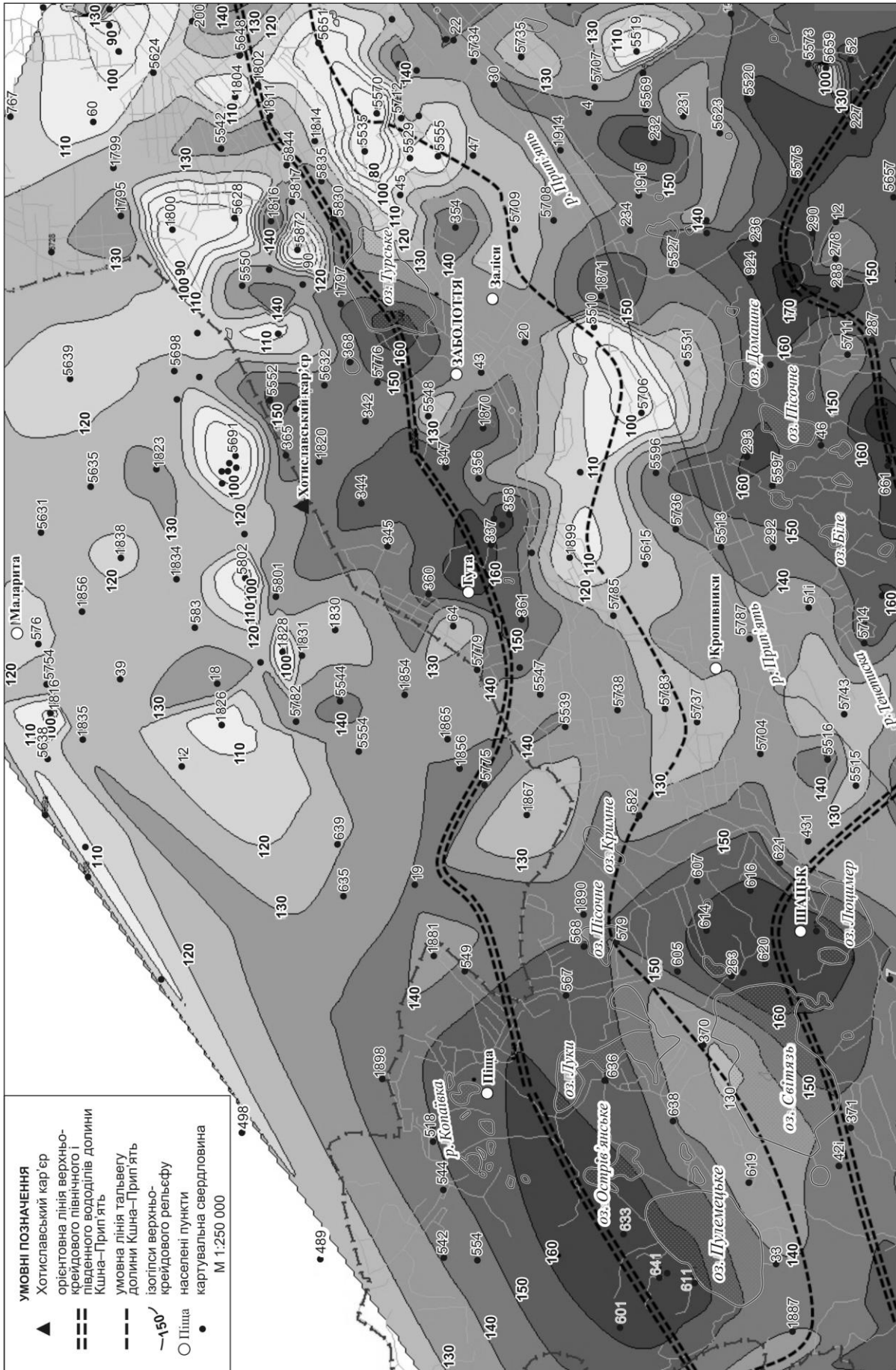


Рис. 3.5. Рельєф крейдової поверхні (склав В. В. Десятник)

Загалом поверхневі рівні тальвегу й північного вододілу мають тенденцію пониження висот із заходу на схід [12].

На території Білорусі, що прилягає до Хотиславського кар'єру, фіксується перепад висот від менше 100 до понад 140 м, тобто становить 40 м. У центральній частині регіону переважають рівні 130–140 м.

У центральній частині білоруської території в районі сс. Олтуш, Хотислав, Сушитніца фіксуються три «вікна» з позначками від 120 до менше 100 м. На північній границі досліджуваного регіону також фіксуються ще два таких поля з позначками від 120 до менше 100 м. Крім того, на крайньому сході території Білорусі простежується поле північного спрямування з рівнем висот менше 120 м.

Сучасний рельєф досліджуваної території. Досліджувана територія лежить у межах трьох геоморфологічних районів [21]: Шацького вододільного горбисто-западинного карстово-озерного, Верхньоприп'ятської акумулятивної низовини та Любомль–Ковельського кінцево-моренного [12; 15; 19]. Цією територією проходить Головний Європейський вододіл, який розділяє басейни Балтійського й Чорного морів, а також місцевий вододіл між Турським каналом і р. Прип'ять (рис. 3.6). Обидва вододіли в рельєфі слабкопомітні.

Аналіз топографічних карт масштабу 1 : 50 000 досліджуваного регіону засвідчує, що в ньому можна виділити сім гіпсометричних рівнів абсолютних висот: 150–160, 160–170, 170–180, 180–190, 190–200, 200–210, 210–220 м.

Найбільшу площу охоплює поверхня заввишки 160–170 м, що поширена на Шацькому поозер'ї і тягнеться широкою смугою до г. Йосифова у Верхньоприп'ятській акумулятивній низовині.

У Шацькому вододільному горбисто-западинному карстово-озерному геоморфологічному районі простежується Ростанське підняття на рівні 170–180 м. Окремі незначні площі таких піднять фіксуються південніше оз. Світязь. На Ростанському піднятті маємо незначну площу з висотою понад 180 м. У цьому геоморфологічному районі незначна територія на північному заході й на широті оз. Світязь та південніше від нього вздовж р. Західний Буг розташована на гіпсометричному рівні 150–160 м.

Геоморфологічний район Верхньоприп'ятська акумулятивна низовина на заході відзначається поверхнею з рівнем абсолютних висот 160–170 м, а східна половина району – 150–160 м. На останній наявні окремі вікна з висотами 160–170 м, які мають північно-східне простягання. На кордоні з Білоруссю на північ від смт Заболоття є незначні за площею підвищення з позначками 180–190, 190–200 м (г. Йосифова) [12].

Любомль–Ковельський кінцево-моренний геоморфологічний район розташований на півдні досліджуваного регіону. Його північна межа простягається від с. Гороховища на заході до с. Глухи на сході. На півночі району простягається смуга з рівнем висот 170–180 м над рівнем моря. Від смт Головне до с. Смолярі простежуються три смуги рівнів поверхні з висотами 180–190, 190–200, 200–210 м, які оперізують підняття вище 210 м північніше смт Головне. На сході району південніше сіл Кримне й Дубечне в басейні р. Вижівка рівневі поверхні опускаються до значень 160–170 м (рис. 3.6).

Територія Білорусі, що прилягає до Хотиславського кар'єру, відзначається двома гіпсометричними рівнями: 150–160 та 160–170 м над рівнем моря. Перший серед них охоплює східну і центральну частину досліджуваної території до населених пунктів Перовоє, Новояміца та Нікольська. На заході і південному заході фіксується підвищення з позначками 160–170 м – сс. Хмеліща, Перевись, Дрочава. Окремі незначні площі таких піднять фіксуються на північний схід і північ від оз. Оріхівське, а також поблизу с. Доброе. На останніх північніше с. Олтуш наявні поодинокі виступи з висотами 170–180 м.

Отже, більшість досліджуваної території відзначається рівнинним рельєфом зі слабким похилом на північ – північний схід. Кути похилу земної поверхні пересічно становлять від 0°30' до 1–3°. Пересічні абсолютні позначки північної частини території не перевищують 160 м, а в південній вони сягають 200 м при максимумі 214 м (г. Супа) на останці льодовикової рівнини північно-східніше смт Головне, а мінімальна – 154,0 м – у долині р. Рита біля с. Вочіно на території Білорусі. Амплітуда сучасного рельєфу становить майже 60 м.

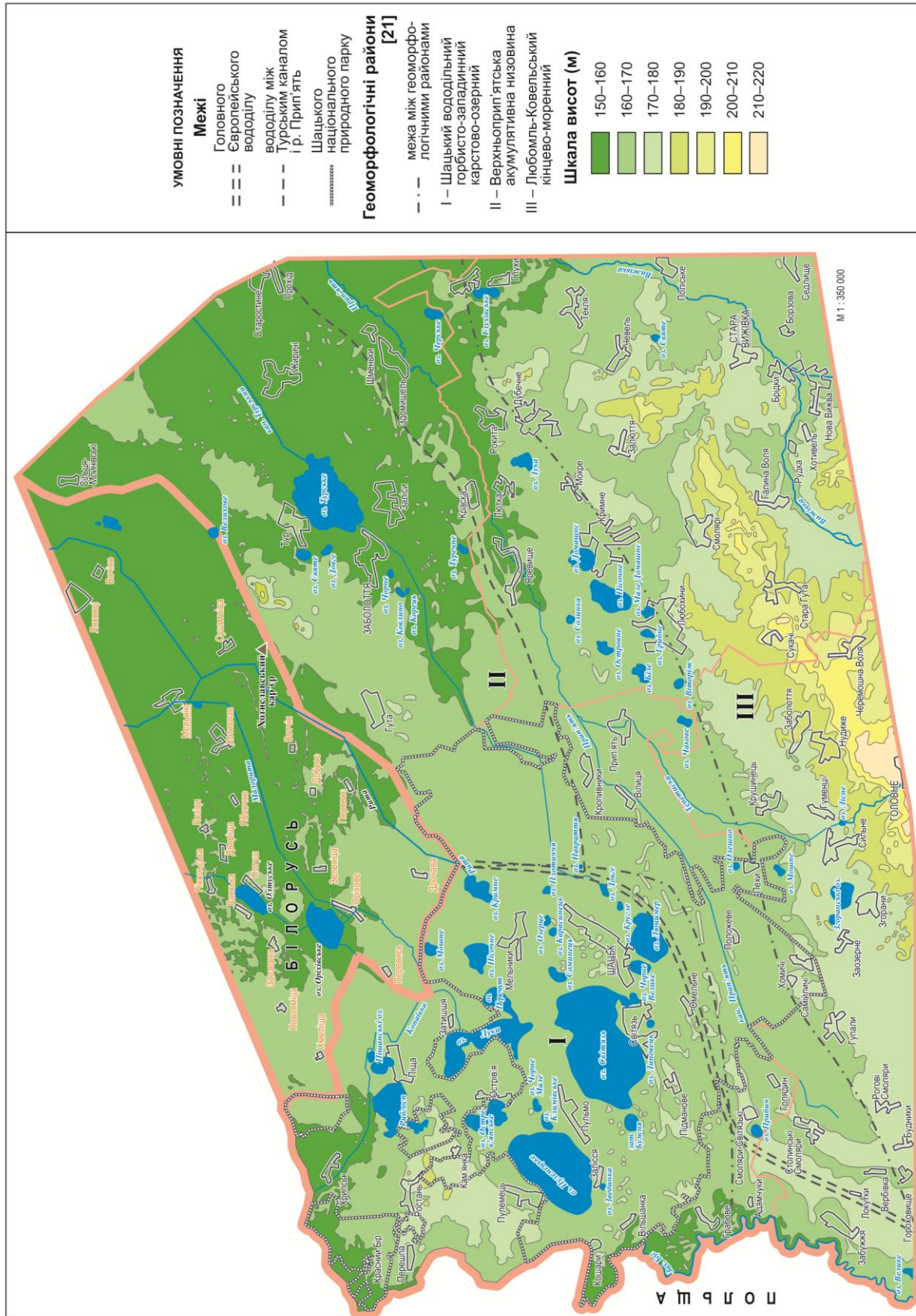


Рис. 3.6. Сучасний рельєф (склала О. В. Антишук)

Сучасні рельєфотвірні процеси. Поширення на досліджуваній території форм рельєфу екзогенної деструкції та акумуляції різного генезису тісно пов'язано із диференціацією сучасних тектонічних рухів. Так, процеси деструкції схилів найактивніше проявляються на горбистих кінцево-моренних і водно-льодовикових рівнинах. Зазвичай вони простежуються на ділянках, що піднімаються швидше, ніж суміжні. Сучасні карстові процеси найактивніші там, де наявне відносно вище залягання крейдяної товщі з малопотужним покривом моренних і водно-льодовикових відкладів. Лінійний зв'язок сучасних карстових проявів пов'язаний із лінеаментами та тектонічними зонами, зазвичай, північно-східного простягання.

Серед сучасних екзогенних чинників рельєфотворення найактивнішими є еолова дефляція, заболочування, річкова ерозія та акумуляція. Бічна річкова ерозія простежується там, де профіль річки близький до граничного і наявне посилене її меандрування – це стосується, насамперед, Західного Бугу (рис. 3.3) та Прип'яті. Особливу небезпеку становить бічна ерозія цих річок тоді, коли вона розмиває заплаву і підмиває ділянки територій, прилеглих до населених пунктів.

Сучасне заболочення фіксується, зазвичай, на ділянках слабкорозчленованого рельєфу, непрацюючих меліоративних систем, уздовж берегів численних озер, на заплавах річок та в межах озерно-алювіальної рівнини.

Сучасна площинна і лінійна ерозія тимчасових водних потоків поширена на крутих схилах кінцево-моренної гряди, зокрема біля сс. Нудиже і Сукачі. Ерозійна діяльність водних потоків переважно посилюється у випадку поздовжньої оранки схилів та після вирубки лісів та чагарників.

У долині р. Західний Буг бокова ерозія правого берега є інтенсивною майже вздовж усього русла. За інформацією Волинського держводгоспу в плані вона становить від 1,8 до 3,3 м/рік.

Список використаної літератури

1. Бортник С. Ю. Ідеї еолового морфогенезу в працях П. А. Тутковського / С. Ю. Бортник, Л. Ф. Дубіс // Фізична географія та геоморфологія. – 2009. – Вип. 55. – С. 87–98.
2. Геологическая карта. Лист М–34–VI (Владава), М–35–I (Камень-Каширский) : отчет Ратновской г/с партии Львовской экспедиции за 1961–1964 гг. Кн. I : текст отчета ЛГТ / В. С. Анисимов, Б. И. Власов, Б. Я. Воловник, В. М. Шестопалов. – Киев, 1964. – 595 с.
3. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 листа М–35–I (Камень-Каширский) и в .ч. листа М–34–VI (Владава) за 1983–1988 гг. т. I, II : текст отчета РГРЭ / В. Л. Приходько, Я. А. Косовский, Б. Н. Середя [и др.]. – Ровно, 1988. – 249 с.
4. Дубіс Л. До питання еолового морфолітогенезу піщаних акумулятивних форм рельєфу Шацького національного природного парку / Л. Дубіс, І. Залеський // Наук. вісн. Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки. – 2010. – № 17 : Геогр. науки [за матеріалами II Міжнар. наук.-практ. конф. "Шацький національний природний парк : перспективи міжнародної співпраці", с. Світязь, 16–18 верес. 2010 р.]. – С. 39–49.
5. Дубіс Л. Ф. Аналіз основних результатів вивчення сучасних еолових процесів, їх вплив на формування теорії еолового палеоморфогенезу / Л. Ф. Дубіс // Географія і сучасність. Сер. 4. – 2011. – Вип. 13 (25). – С. 92–98.
6. Дубіс Л. Ф. Еоловий палеоморфогенез правобережної частини Українського Полісся : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : спец. 11.00.04 "Геоморфологія та палеогеографія" / Л. Ф. Дубіс ; Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка. – К., 2013. – 37 с.
7. Загальне геоморфологічне районування території України / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, С. Ю. Бортник, Е. Т. Палієнко, Б. О. Вахрушев, Я. С. Кравчук, Р. М. Гнатюк, Ю. М. Зінько // Укр. геогр. журн. – 2004. – № 1. – С. 3–11.
8. Залеський І. Реліктові форми рельєфу як рекреаційно-туристичні об'єкти Шацького національного природного парку / І. Залеський, Л. Дубіс // Наук. вісн. Чернів. ун-ту. – 2010. – Вип. 519 / 520. Географія. – С. 76–81.
9. Залеський І. І. Геологія антропогену та ґрунтовий покрив Шацького національного природного парку / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук // Наук. вісн. Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки. – 2009 : [за матеріалами наук. конф. присвяч. 25-річчю Шацького національного природного парку, с. Світязь, 22–24 квіт. 2009 р.]. – № 1: Геогр. науки. – С. 26–31.

10. Залеський І. І. Пам'ятка льодовикового періоду урочища Ципель Шацького національного природного парку / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук // *Наук. вісн. Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки.* – 2009 : [за матеріалами наук. конф. присвяч. 25-річчю Шацького національного природного парку, с. Світязь, 22–24 квіт. 2009 р.]. – № 1 : Геогр. науки. – С. 34–36.
11. Зузук Ф. В. Антропогенна трансформація рельєфу в межах Волинської та Рівненської областей / Ф. В. Зузук, І. І. Залеський // *Природа Західного Полісся та прилеглих територій: зб. наук. пр.* – Луцьк : СНУ ім. Лесі Українки. – 2013. – № 10. – С. 3–9.
12. Зузук Ф. В. Особливості сучасного та крейдового рельєфу Західного Полісся, прилегло до Хотиславського кар'єру Білорусі / Ф. В. Зузук, І. І. Залеський // *Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук. пр.* – Луцьк : Східноєвроп. нац. ун-т ім. Лесі Українки, 2014. – № 11 : [за матеріалами Міжнар. наук.-практ. конф. до 30-річчя Шацького національного природного парку “Національні природні парки – минуле, сьогодення, майбутнє”, с. Світязь, 23–25 квіт. 2014 р.]. – С. 3–8.
13. Карпенко Н. І. Аналіз рельєфу для потреб природокористування (на прикладі Шацького поозер'я) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04 / Карпенко Н. І. ; Львів. держ. ун-т ім. І. Франка. – К., 1996. – 26 с.
14. Карпенко Н. І. Удосконалення територіальної структури Шацького національного природного парку / Н. І. Карпенко // *Наук. вісн. Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки.* – 2009 : [за матеріалами наук. конф. присвяч. 25-річчю Шацького національного природного парку, с. Світязь, 22–24 квіт. 2009 р.]. – № 1 : Геогр. науки. – С. 20–26.
15. Косовский Я. А. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками территории листов М–35-1-В,Г; М-35-13-А, Б, В, Г / Я. А. Косовский // *Отчет ГСО-4 за 1988–1992 гг. Фонды Ровенской ГЕ.* – Ровно : [б. и.], 1992. – 382 с.
16. Маккавеев А. А. Гидрогеологическая съемка в связи с осушением болот и заболоченных земель / А. А. Маккавеев // *Методическое руководство по производству гидрогеологической съемки в масштабах 1:50 000 и 1:25 000.* – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – С. 47–92.
17. Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья / А. М. Маринич. – К. : Изд-во Киев. ун-та, 1963. – 252 с.
18. Мельничук И. В. Особенности строения антропогенных отложений Волынского Полесья и их влияние на проведение осушительных мелиораций / И. В. Мельничук, И. И. Залесский // *V съезд географического общества УССР : тез. докл.* – К. : Наук. думка, 1985. – С. 23–24.
19. Отчет по гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории планшетов М–34–24–В (б. г.) (Собибур, Забужье), М–34–24–Г (Шацк), М–34–36–А (б. г.) (Гуща, Сверже), М–34–36–Б (Полапы), М–35–13–В (Головно) / И. И. Залесский, Н. С. Заяц, А. С. Хилюк, С. К. Вишинский. – Ровно, 1977. – 264 с. – (Фонды РГРЭ).
20. Отчет по гидрогеологической и инженерно геологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории планшетов М–35–14–Б, Г; М–35–15–А; М–35–26–А, В, 1979г. : текст отчета РГРЭ / И. И. Залесский, Н. С. Заяц, Н. И. Панасенко, Л. М. Хомяк. – Ровно, 1979. – 300 с.
21. *Природа Волинської області / за ред. К. І. Геренчука.* – Львів : Вища шк., 1975. – 147 с.
22. Тутковский П. А. Орографический очерк Центрального и Южного Полесья / П. А. Тутковский // *Землеведение.* – М. : [б. и.], 1911. – С. 67–141.
23. Федонюк М. А. Антропогенні чинники активізації карсту в межах Волинського Полісся / М. А. Федонюк // *Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр.* – 2008. – Вип. 35. – С. 174–181.
24. Федонюк М. А. Геопросторова диференціація сучасної карстової денудації території Волинського Полісся : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : спец. 11.00.04 “Геоморфологія та палеогеографія” / М. А. Федонюк ; Львів. нац. ун-т ім. І. Франка. – Львів, 2010. – 21 с.
25. Федонюк М. А. Обсяги карстової денудації в межах басейнів річок Волинського Полісся / М. А. Федонюк // *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* – 2002. – Вип. 4. – С. 256–260.
26. Шацьке поозер'я. Т. 1 : Геологічна будова та гідрологічні умови : монографія / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук, В. Г. Мельничук, В. В. Матеюк, Г. І. Бровко. – Луцьк : Східноєвропейський ун-т ім. Лесі Українки, 2014. – 190 с.
27. Lenczewicz St. Miedzyrzecze Bugu i Prypeci. Wody plynace i jeziora / St. Lenczewicz // *Przegląd Geolog.* – 1931. – Т. XI. – С. 68–92.
28. Rühle, E. Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego / E. Rühle // *Rocz. Wołyn.* – 1935. – Т. 4. – С. 210–241.
29. Wołosowicz St. W spawie wieku moren czolowych Polydniowego Polesia / St. Wołosowicz // *Posiedź. Nauk. Panst. Inst. Geol.* – 1924. – Т. VII. – С. 5–6.