

## Розділ 1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА

Перша науково обґрунтована інформація щодо геологічної будови досліджуваного регіону подається П. А. Тутковским [26; 27]. Дещо пізніше значний вклад у його вивчення вніс Е. Rühle [30; 31]. Непересічне значення у вивченні четвертинних відкладів мають наукові праці М. Ф. Веклич [8]. Геолого-гідрогеологічне картування регіону започатковано в 1961 р. Львівською геологічною експедицією. Ці дослідження були продовжені в 1961–1964 рр. під керівництвом В. С. Анисимова [3]. Було здійснено стратиграфічне розчленування крейдових і палеозойських відкладів.

У 80-х рр. минулого століття на схід від Шацького поозер'я виконане глибинне геологічне картування масштабу 1 : 200 000 під керівництвом В. Л. Приходько [6]. Геологічне картування масштабу 1 : 50 000 проведено під керівництвом Я. А. Косовского [7]. У 2008 р. були завершені роботи щодо геологічного вивчення території верхів'їв р. Прип'ять у масштабі 1 : 200 000 [4]. Всебічну інформацію про геологічну будову та історію розвитку регіону знаходимо в наукових працях А. Б. Богуцького, І. І. Залеського [1], І. І. Залеського [14; 17; 19] та І. І. Залеського зі співавторами у монографії «Шацьке поозер'я. Т. 1. Геологічна будова та гідрогеологічні умови» [28].

У структурно-геологічному плані досліджуваний регіон розташований на Волино-Подільському піднятті, зокрема осадовому плащі Волино-Подільської плити (ВППл) [1]. У геологічній будові виділяються стратифіковані кристалічні породи фундаменту, що належать до палеопротерозою, та численні мезо- неопротерозойські і фанерозойські нашарування потужного осадового плаща ВППл. Стратиграфічне розчленування формувань фанерозою здійснено згідно «Стратиграфічного кодексу України» та «Легенды к Государственной геологической карте Украины масштаба 1 : 200 000 Вольно-Подольской серии листов» [24]. Стратиграфічне розчленування четвертинних відкладів відповідає [24] та «Карті четвертинних відкладів України масштабу 1 : 1 000 000» [23].

Неопротерозойські утворення поділяються на рифейську еонотему та вендську систему; а серед фанерозойських виділяються кембрійська, ордовицька, силурійська, юрська, крейдова та четвертинна системи [5].

Четвертинні відклади на досліджуваній території формують суцільний плащ і відзначаються широким спектром генетичних типів, мінливих у просторі і часі.

Відклади верхнього відділу крейдової системи залягають на домезозойських утвореннях із різким стратиграфічним і кутовим неузгодженням. Вони також покривають територію суцільним плащем потужної до 100 м однорідної товщі крейди, в основі якої залягає базальний теригенний горизонт [14].

Відклади середнього й верхнього відділів юрської системи на території досліджень мають локальне поширення і розкриті тільки окремими свердловинами.

Силурійські утворення нижнього та верхнього відділів збереглися від розмиву лише в окремих опущених ділянках.

Відклади ордовицької системи спорадично залягають у вигляді тонкого шару зі стратиграфічним і кутовим неузгодженням на кембрійських утвореннях.

Кембрійські відклади сформовані, зазвичай, аргілітами й алевролітами. Загалом вони успадкували басейн осадо накопичення котлинських (канилівська серія) відкладів венду. Відклади бережківської та смолярської серій кембрію утворені дрібнозернистими кварцовими пісковиками (рис. 1.1, розріз).

Неопротерозойські протоплатформні утворення в досліджуваному регіоні стратифіковані на вендські та рифейські. На денну поверхню вони не виходять.

Вендські відклади є не тільки найпоширенішими, а й основною складовою осадового плаща південно-західної частини Східноєвропейської платформи. Вони є перспективними на виявлення стратоформних покладів міді та попутного рідкометального зруденіння. Серед цих утворень до нижнього венду належить волинська, а до верхнього – могилів-подільська та канилівська серії.

Утворення канилівської серії завершують єдиний трансгресивний цикл осадонакопичення, що розпочався в могилів-подільський час, і відповідають одному літоциклу з пісковиками в підосві та алевролітами й аргілітами в покрівлі (рис. 1.1, розріз).

Відклади могилів-подільської серії верхнього венду з кутовим та стратиграфічним неузгодженням залягають на утвореннях волинської серії нижнього венду, що сформовані вулканоміктовими пісковиками й алевролітами та відзначаються типовим бурим, строкатим і коричневатобурим забарвленням. Вони утворилися в басейні, що поступово трансгресував у західному і південно-західному напрямках.

До волинської серії верхнього венду відноситься складна за будовою фаціально мінлива пірокластично-ефузивна товща, в основі якої знаходиться теригенний горизонт. У цій товщі знизу вгору виділяються горбашівська, заболоттівська і бабинська світи. Остання поділяється на три літологічно відмінні пачки порід.

Відклади середнього й верхнього рифею сформовані теригенною поліською серією червоного забарвлення, що розчленована на три світи – ромейківську, полицьку і жобринську. Відклади ромейківської світи з кутовим та стратиграфічним неузгодженням залягають на кристалічному фундаменті.

**СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ.** Геологічна будова, починаючи від мезозойської ератеми, буде подана набагато детальніше, оскільки в монографії розглядатиметься рельєф кайнозою, напірні крейдові і ґрунтові води, ґрунти, заболочення, рослинність тощо.

**МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА (МЗ).** Відклади мезозою суцільним плащем потужністю 20–180 м перекривають різновікові утворення від раннього протерозою до раннього карбону включно. Домезозойська поверхня відзначається горбистим рельєфом з перепадом висот до 130 м. Мезозойські відклади території досліджень належать до юрської і крейдової систем.

Породи **ЮРСЬКОГО ПЕРІОДУ (J)** сформовані нерозчленованими середнім-верхнім відділами. Їх розрізи розкриті свердловинами 5510 і 1871 на ділянці східніше Хотиславського кар'єру. Юрські утворення утворені карбонатно-теригенними породами (рис. 1.1, розріз).

*Карбонатно-теригенна товща (J<sub>2-3kt</sub>)* – це вапнисті пісковики і органігенні вапняки, що відкладались в умовах прибережної шельфової зони. Їх максимальна потужність 49,3 м (св. 1871). У східному напрямку потужність юрських відкладів помітно зменшується. Вони збереглись лише у вигляді окремих останців з ознаками континентальних фацій. Згадана товща з різким кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягає на різновікових домезозойських відкладах. Юрські відклади співставляються з такими розрізами прилеглих районів Білорусі. Згадана товща розчленовується на келовейський і оксфордський яруси з під'ярусним поділом першого [24]. Підставою для таких кореляцій є знахідки мікрофауни *Lenticulina aff. hebetata* (Schwager), *L. muensteri belorussica* Mitjan., *L. aff. brestica* Mitjan., *Trochammina aff. Pygmalia* (Heusler), *Spirillina kuebleri* Mjalti (св. 1818, 1841, 1844 та ін.\*), а також відповідний спорово-пилковий комплекс, де переважає пилік голонасінних рослин (*Classopolis classoides* Pflug., *Cl.torosus* (ReIs.) Coup) при підлеглий кількості *Sciadopitys mesozoicus* та одиничними знахідками гінгоцикадових і хвойних (*Applanopsipollenites dampieri* (Palme) Dör, *Zonalapollenites acusus* (Palme) та ін.).

\* На території досліджень у різний час пробурено більше 2 тис. свердловин, результати опрацювання інформації яких враховані при складанні геологічної карти та написанні тексту. На картах подаються свердловини, які мають найважливіше стратиграфічне значення.

**КРЕЙДОВА СИСТЕМА (К)** в межах досліджуваної території сформована верхнім відділом, відклади якого з регіональним кутовим і стратиграфічним неузгодженнями залягають на домезозойських утвореннях і на середньо-верхньоюрській карбонатно-теригенній товщі. Локальні відслонення верхньокрейдових порід відомі лише в районі с. Ростань, смт Шацьк і на вододільних ділянках Головніанської гряди [30].

Загалом верхньокрейдові відклади формують велику монокліналь в межах північно-східного крила Львівсько-Люблінської крейдової западини і залягають субгоризонтально, з невеликим похилом на захід і південний захід (рис. 1.1, розріз). Загалом їх потужність у згаданому напрямку збільшується від 140 м на сході до 287 м (св. 33) на південному заході, що спричинено послідовною появою в розрізі молодших стратонів.

Серед верхньокрейдових відкладів на підставі виявленої мікрофауни виділені сеноманський, туронський, коньякський, сантонський, кампанський і маастріхтський яруси [28]. За літологічними особливостями та інформацією електро- і гамма-каротажу розріз поділяється на верхню підсвіту володимирецької світи, а верстви іноцерамових вапняків на здолбунівську та березнинську світи з підсвітами [4; 5].

**Сеноманський ярус.** *Володимирецька світа (K<sub>2</sub>v1)* розчленована на дві підсвіти: нижня відповідає альбському ярусу, верхня – нижньосеноманському під'ярусу. На досліджуваній території поширена тільки верхня підсвіта (K<sub>2</sub>v1<sub>2</sub>), що з кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягає на розмитих докрейдових утвореннях. Відклади цієї підсвіти сформовані пісками та пісковиками глауконіт-кварцовими, різнозернистими, вапнистими з мергелистим цементом, подекуди окремілими, зрідка піщано-гравійно-гальковими сумішами. У підшві підсвіти інколи трапляються гравеліти й конгломерати. Потужність відкладів нестабільна і коливається від 0,5 м в апікальній частині Прип'ятського валу до 49,8 м (св. 5510) в районі захороненої Залісинської брахісинклінали.

Серед верхньоволодимирецьких відкладів виділено дві прибережноморські фації: 1 – гальково-гравійно-піщані суміші міжострівних просторів і проток епіконтинентального моря; 2 – карбонатні фосфат-глауконіт-кварцеві пісковики субліторальної зони відкритого епіконтинентального моря, що поширені навколо палеопідняття в апікальній частині Прип'ятського валу (рис. 1.1, розріз).

**Середній та верхній під'яруси.** *Верстви іноцерамових вапняків (K<sub>2</sub>i)* відповідають середньо-верхньосеноманському під'ярусам і поширені майже повсюдно на всій досліджуваній території. Вони залягають з розмивом на породах верхньоволодимирецької підсвіти, а в районах відсутності таких – з кутовою і стратиграфічною неузгодженістю на докрейдових утвореннях. Ці породи сформовані вапняками з призмами іноцерамових черепашок та фарфоровидними піскуватими мергелями, а в нижній частині зі стяжіннями фосфоритів і копролітів. У підшві цих верств трапляються пісок, гравій, галька підстеляючих порід та конгломерати. Вапняки відзначаються наявністю фораменіфер: *Lingulonoveli nella glonoga* (Brots.) та ін. (рис. 1.1, розріз).

Потужність іноцерамових верств коливається від перших десятків сантиметрів до 17 м.

Очевидно, серед іноцерамових верств вирізняється кілька фацій. Так, в апікальній частині Прип'ятського валу поширені прибережноморські фації конгломератів і гравелітів, а також мергелів записочених дрібнозернистим фосфат-глауконіт-кварцовим матеріалом, а в підшві подекуди з гравієм, дрібною галькою, жорствою кварцу і кременів. Вони фіксуються навколо ділянок стійких підняття та розмиву в пізньоволодимирецький та іноцерамовий час, що пов'язані з апікальною частиною Прип'ятського валу. Вапнисті фації пляжів літоральної та неглибокої субліторальної зон прибережної частини островів з боку відкритого моря. На решті території поширені фації вапняків з призмами іноцерам та мергелі крейдоподібні зі стяжіннями кременів, що є утвореннями глибшої частини субліторальної зони відкритого епіконтинентального моря.

**Туронський і коньякський яруси.** *Здолбунівська світа (K<sub>2</sub>zd)* поділяється на дві підсвіти: нижню, що відповідає туронському ярусу і верхню, що відповідає коньякському ярусу. Нижня підсвіта (K<sub>2</sub>zd<sub>1</sub>) сформована мергелями крейдоподібними світло-сірими з прошарками крейди білої писальної, щільної і черепашниками іноцерамів у верхній частині з конкреціями кременів, а в нижній – з домішками кластичного матеріалу.

На дочетвертинній поверхні нижня підсвіта закартована як три невеликих «вікна» на схід від оз. Турське та два на схід від с. Вочіно на границі з Білоруссю. Виходи нижньої здолбунівської підсвіти на денну поверхню біля оз. Турське знаходяться на висоті 150–190 м, а на схід від с. Вочіно – нижче 120 – більше 160 м дочетвертинного рельєфу (рис. 1.1).

Потужність нижньоздолбунівської підсвіти коливається від 45 м на північному сході до 100 м (св. 5508) на заході. В них фіксується комплекс форамініфер: *Stensioeina praeexsculpta* (Kell.), *Gravelinella kelleri* (Majtl.), *Reussela turonica* (Akim.), *Globorotalites hangensis* (Wass.), та іноцерамових черепашок. Переходи між крейдою і мергелями поступові.

**Коньякський ярус.** Верхньоздолбунівська підсвіта ( $K_2zd_2$ ) сформована перешаруванням мергелів крейдоподібних, щільних з крейдою писальною, білою, в підшві конкреції кременів та уламки іноцерамових черепашок.

Максимальна потужність відкладів верхньоздолбунівської підсвіти сягає 48 м (св. 1871). Межа поширення відкладів проходить на північ і південь від західної частини оз. Тур. Їх південна границя картується північніше смт Стара Вижівка (рис. 1.1). На захід від основної межі фіксується вузький «язикоподібний» виступ цих порід на північ від с. Яревище [22].

На півночі поширення верхньої підсвіти дочетвертинний рельєф сягає 130–140 м, а на півдні коливається від менше 130 до 170 м.

Відклади підсвіти містять комплекс форамініфер: *Stensioeina granulata*, *Gravelinella moniliformis* (Reuss), var. *Ukrainica* (Wass.), *G. Prabinfrasantonica* (Majtl.), *Reussela turonica* (Akim.), *Globorotalites hangensis* (Wass.).

**Кампанський ярус.** Березнинська світа ( $K_2br$ ) поділяється на дві підсвіти: нижню і верхню.

**Нижня підсвіта ( $K_2br_1$ )** сформована крейдою писальною, білою, з прошарками мергелів крейдоподібних та жовнами й уламками кременів. Закартоване поле цих утворень на півночі поширюється до озер Оріхівське та Кримне. Далше на південь границя цієї підсвіти простягається до с. Вілиця і повертає на схід до сс. Смолярі та Галина Воля й завершується на півдні досліджуваного регіону. Потужність нижньоберезнинської підсвіти сягає 70 м (св. 4105) (рис. 1.1).

Висота дочетвертинного рельєфу на півночі поширення нижньої підсвіти березнинської світи коливається від менше 100 до більше 140 м, а на півдні – від 130 до більше 160 м.

У відкладах підсвіти наявний комплекс форамініфер: *Galevinella lurasantonica* (Balakhm.), *G. Thalmami* (Brots.), *Stensioeina exsculpa* (Reuss.), *Cibicides ericsdaltensis* (Brots.), *Osangularia whitei* (Brots.). Для нижньоберезнинської підсвіти типовим є широке розповсюдження форамініфер *Cavelinella clementiana*.

**Верхня підсвіта ( $K_2br_2$ )** вичленена за відповідним комплексом форамініфер [19]. Вона сформована вапняками глинистими, пелітоморфними, щільними з прошарками зеленуватого мергелю або глини. Переходи між крейдою і мергелями поступові. Їх відслонення фіксуються в районах с. Пулемець, смт Шацьк і Головне (рис. 1.1).

Верхня підсвіта закартована на всій території на захід від границі нижньої підсвіти аж до державного кордону із Польщею. Висота дочетвертинного рельєфу коливається в межах від менше 120 до більше 160 м. Фіксується підняття в рельєфі, що охоплює озера Пулемецьке, Світязь, Луки, Люцимер – 160 м і більше.

Максимальна потужність підсвіти становить 37,0 м (св. 1887). Площа виходів під антропогеновий покрив охоплює усю західну частину досліджуваної території.

**КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА (KZ).** Відклади кайнозойської ератеми в межах досліджуваної території належать до палеогенової і четвертинної систем.

**ПАЛЕОГЕНОВА СИСТЕМА. Верхній еоцен. Харківська серія. Обухівська світа ( $P_2ob$ )** – відклади збереглися від розмиву та льодовикової екзарації у вигляді ерозійних останців площею до 20–30 км<sup>2</sup>, рідше в переzagлиблених ділянках палеорельєфу верхньокрейдого субстрату. Ці утворення на верхньокрейдових відкладах залягають неузгоджено. У вигляді останців збереглися відклади харківської серії, зокрема обухівська світа, сформовані пісками, алевритами і глинами зеленувато-сірими, зеленими, місцями жовтувато-сірими, глауконіт-кварцовими, з жовнами фосфоритів, у підшві піщано-гравійно-галькові суміші, гумусовані чорні глини, паліноформи пізнього еоцену. Потужність відкладів 21,4 м (св. 147).

Останці цих утворень закартовані на захід від оз. Оріхівське, а також на півдні досліджуваного регіону та на крайньому північному сході на границі з Білоруссю. Висота дочетвертинного рельєфу цих останців на півночі сягає 130–140 м, південніше – 150–160 м, а на самому півдні – від більше 190 до більше 200 м (рис. 1.1).

**ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА (Q).** На досліджуваній території четвертинні відклади із регіональним стратиграфічним розмивом залягають на породах крейдової і палеогенової систем. Вони сформовані осадами різних генетичних типів в обсязі місцевих літостратиграфічних підрозділів.

Рельєф четвертинної поверхні значною мірою є еродованим. Так, у південно-західній частині території закартована найглибша улоговина (св. 32) з абсолютною позначкою ложа 129 м (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>) у витоках р. Прип'ять; а в районі оз. Турське (св. 1814) абсолютна позначка підошви четвертинної товщі становить 113 м. Похил тальвегової частини пра-Прип'яті становить 0,3 м/км. У південно-східній частині досліджуваної території рельєф дочетвертинної поверхні сягає позначок 200 та більше метрів [15].

Максимальна потужність четвертинних відкладів становить 70 м, що зафіксовано в палеокарстовій котловині неподалік с. Краска.

У стратиграфічних схемах антропогену маркуючими горизонтами є міжльодовикові відклади лубенського та завадівського кліматолітів, на підставі розрізів яких виконані комплексні палінологічні дослідження, а також виділені моренні товщі тилігульського і дніпровського зледеніння. Найменш вивченими є відклади верхньоплейстоценового часу [29].

**Еоплейстоценовий відділ (E).** У межах досліджуваного регіону найдревніші четвертинні відклади, що збереглися від розмивів, зафіксовані в районі с. Краска.

**Неоплейстоценовий відділ.** За існуючими стратиграфічними схемами розчленування плейстоценових відкладів у неоплейстоцені виділені нижня, середня та верхня ланки. До нижнього неоплейстоцену віднесені: приазовський, мартоноський, сульський, лубенський та тилігульський кліматоліти. Відклади приазовського, мартоноського та сульського кліматолітів вивчені комплексом методів в поодиноких свердловинах (5517), а утворення лубенського і тилігульського кліматолітів мають площинне поширення і відкартовані при проведенні геологічних робіт.

Ранньоплейстоценові відклади древнього зледеніння Східної Європи залишилися захороненими в переаглібленнях доплейстоценового рельєфу в прадолині Кшні-Прип'яті. Флювіогляціальні осади вивчені в картувальних свердловинах, що пробурені на ділянці сс. Мельники–Гута, та в районі оз. Турського. У 2003 р. Я. К. Еловичева [10] в розрізі плейстоцену біля оз. Турське, розкритого свердловиною 5518, в інтервалі 62,0–51,7 м палінологічно вивчила гітї та захоронені торфові горизонти в дуже дрібних пісках і супісках, типових для умов перигляціальних територій раннього плейстоцену.

**Мартоноський кліматоліт (laP<sub>1mr</sub>).** Мартоноське міжльодовиков'я, за матеріалами палінологічних досліджень, вважається найтеплішим періодом у нижньонеоплейстоцені [11].

За літологічними властивостями породи, розкриті свердловиною 5517 на березі оз. Турське відзначаються тим, що в них домінують піщано-глинисті утворення, що є типовими для алювіальних та озерно-алювіальних відкладів льодовикової формації Полісся. Так, в інтервалі 51,7–46,5 м визначені два палінологічні комплекси рослинних асоціацій, що є типовими для озерно-алювіальних відкладів мартоноського кліматоліту. Це типowo для відкладів такого ж віку Білорусі і Польщі.

**Сульський кліматоліт (gP<sub>1sl</sub>).** Для періоду сульського зледеніння на території Північно-західного Полісся не залишилося ніяких геологічних пам'яток. Про перебіг геологічних процесів того часу ми судимо за результатами палеоботанічних і радіовуглецевих досліджень, виконаних під час вивчення розрізу в районі оз. Турське. Відклади, що відповідають сульському кліматоліту, знаходяться в інтервалі глибин 46,5–41,0 м. Це дрібнозернисті піски з уламками кристалічних і осадових порід. Вони не відсортовані й містять прошарки до 0,5 м темно-сізих супісків і суглинків, у яких де-не-де трапляються ератики. Відомо, що такий тип відкладів є типовим для прильодовикових озер. Датування відкладів радіовуглецевим методом не проводилося, проте оскільки товща залягає між двома палінологічно охарактеризованими відкладами, то це дає підставу віднести інтервал розрізу в межах 46,5–41,0 м до сульського кліматоліту.

*Лубенський кліматоліт (a, laP<sub>1lb</sub>)*. Відклади цього кліматоліту вичленені в межах переаглибленої прадолини Кшна-Прип'ять на ділянках верхів'їв сучасної р. Прип'ять – сс. Положеве, Плоске.

Абсолютні позначки підошви озерно-алювіальних відкладів змінюються від 131 до 124 м. За літологічними ознаками комплекс відкладів сформований породами, що чітко розрізняються за механічним складом. Так, нижня пачка об'єднує алювіальні осади, утворені дуже дрібно- й середньо-зернистими пісками з прошарками суглинків блакитно-сірого забарвлення із включеннями уламків кременів у базальному горизонті. Середня пачка сформована заторфованими суглинками, а також гітїями з погано розкладеними рештками гідрофільної рослинності, інколи озерними мергелями з карбонатним наповненням. Верхня пачка об'єднує осади озерно-алювіального генезису. Це супіски і дрібнозернисті піски сірого забарвлення з поодинокими включеннями дрібних уламків кременю і великих зерен кварцу. Потужність відкладів лубенського кліматоліту змінюється від 1 до 15 м (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>).

*Тилігульський кліматоліт (g, fP<sub>1tl</sub>)*. Породи цього льодовикового періоду утворені двома генераціями відкладів. Перша (gP<sub>1tl</sub>) – моренні відклади, сформовані великоуламковими, інколи глинистими невідсортованими породами, що залягають на поверхні лубенських озерно-алювіальних відкладів. У переаглибленнях льодовикового генезису утворення тилігульського кліматоліту залягають на корінних верхньокрейдових мергелях. Уперше на поширення моренних відкладів у переаглибленнях захороненого рельєфу у верхів'ях р. Прип'ять та між населеними пунктами Згорани–Шацьк звернув увагу Е. Rühle [18; 30]. Друга (fP<sub>1tl</sub>) флювіогляціальна генерація сформована в межах рівнинного плато, якій відповідають невідсортовані різнозернисті піски з дрібними уламками порід феноскандського матеріалу при потужності до 2,5 м, хоча в переаглибленнях вона сягає 20–30 м. Підошва флювіогляціальних пісків на сході Шацького поозер'я залягає на абсолютній позначці 115,5 м, а на заході – 144 м (рис. 1.2, розрізи А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>, Б<sub>1</sub>–Б<sub>3</sub>).

**Середня ланка.** До середнього неоплейстоцену віднесені завадівський і дніпровський кліматоліти. У завадівському кліматоліті виділені нижній, середній та верхній стадіали.

*Завадівський кліматоліт (la, lbP<sub>1zv</sub>)*. Це є один із найважливіших стратиграфічних підрозділів льодовикової формації Волині. На досліджуваній території основні площі поширення відкладів завадівського кліматоліту зосереджені в межах гляцігенних улоговин та на ділянці пра-долини Кшна-Прип'ять [13], що залишилися після відступу льодовика тилігульського часу (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>).

У межах гляцігенних улоговин, карстових палеозападин та переаглиблених ділянок палеодолин простежуються найповніші розрізи відкладів завадівського кліматоліту. Серед них виділяються три стадіали в осадонакопиченні. Для кожного із них типові літологічний склад, фази розвитку наземної і водної рослинності та прісноводної фауни. За їх межами, де потужність відкладів набагато менша, відповідно поділ на стадіали утруднений, а, отже, відклади кліматоліту закартовані нерозчленованими.

Відклади завадівського кліматоліту формувалися в субаквальних умовах і сформовані озерно-алювіальними та озерно-болотяними генетичними типами.

Озерно-алювіальні відклади раннього періоду формування (laP<sub>1zv1</sub>) утворені тонким перешаруванням алювіальних і озерних фацій. Вони простежуються як чергування тонких проверстків суглинків, супісків, алевритів і нерівномірно глинистих дуже дрібнозернистих кварцових пісків від сірого, темно-, і зеленкувато-сірого до жовтувато-сірого кольору при потужності від декількох метрів до 21,6 м (рис. 1.2, розріз Б<sub>1</sub>–Б<sub>3</sub>).

Озерно-болотяні відклади (lbP<sub>1zv1</sub>) формувалися в умовах субпелагіалі евтрофних озер. Вони відзначаються підвищеною гуміфікованістю відкладів. Останні сформовані нерівномірно гуміфікованими озерними мергелями, карбонатними і діатомовими глинами сірого і темно-сірого кольору, торфом, заторфованими суглинками і супісками темно-сірого, чорного, коричнево-чорного забарвлення, з проверстками діатомових суглинків і супісків, гітїй та дуже дрібнозернистих кварцових пісків. Подекуди відклади вміщують у вигляді лінз та тонких проверстків піщано-гравійний та пелітовий білуватий карбонатно-глинистий матеріал, що вивалювався зі стінок палеокарстових лійок. Потужність відкладів до 5,9 м (св. 66) (рис. 1.2, розріз Б<sub>1</sub>–Б<sub>3</sub>).

Середньозавадівський стадіал (орельський підгоризонт) (IaP<sub>IIzv2</sub>). Відклади стадіалу засвідчують період короткочасного похолодання. Палеофлора і палеофауна озер відзначається поєднанням бореальних та субарктичних типів. Порооди належать до озерно-алювіального генетичного типу. Вони сформовані пісками кварцовими, від дуже дрібно- до різнозернистих, а також нерівномірно глинистими та супісками легкими пилюватими, чи їх тонким перешаруванням. Ці утворення де-не-де вміщують поодинокий гравій кварцу. Потужність відкладів від долей до 2,5 м (св. 65) (рис. 1.2, розріз Б<sub>1</sub>–Б<sub>3</sub>).

Верхньозавадівський стадіал (потягайлівський підгоризонт) (IaP<sub>IIzv3</sub>). Відклади стадіалу формувалися в умовах стабільного обводнення і потепління. Типовим для нього є зіткнення теплолюбивих реліктів та аркто-бореальних видів флори.

Верхньозавадівські відклади на більшій частині досліджуваної території були зруйновані дніпровським зледенінням і збереглися, зазвичай, у найглибших западинах озерних водойм на суміжній території. Вони сформовані, як і середньозавадівські, озерними та озерно-алювіальними генетичними типами і утворилися в неглибоких слабкопротічних водоймах. Ці піски сірі кварцові дуже дрібнозернисті і алеврити, нерівномірно глинисті. Подекуди в них трапляються замулені гнізда і лінзи, а також тонкі проверстки і лінзи гумусованих супісків і суглинків темно-сірого кольору. Де-не-де у цих відкладах фіксується поодинокий гравій кварцу. Потужність відкладів від долі до 3,5 м (св. 236).

Відклади завадівського кліматоліту флористично добре охарактеризовані [2; 4; 5; 11; 12; 14; 16; 17; 19; 20]. За матеріалами спорово-пилкових і карпологічних аналізів у ранню стадію завадівського термохрону територію покривали лісові масиви від сосново-березових, сосново-ялинових і ялинових з широколистяними і субтропічними угрупованнями до хвойно-широколистяних зі значними асоціаціями типових дочетвертинних реліктів. У середню стадію, коли простежувалося коротке похолодання, у лісовому покриві починається збідніння хвойно-широколистяних лісів, розширення відкритих просторів, зайнятих вільхово-ліщинними чагарниками. У пізню стадію, в умовах стабільного потепління розвивалися сосново-березово-ялинові ліси, у біоценозах з'являються види, що існували під час кліматичного оптимуму ранньої стадії.

За межами депресивних форм рельєфу відклади завадівського кліматоліту малопотужні та літологічно одноманітні, що не дозволяє розчленувати їх до рівня стадіалу. Нерозчленовані відклади завадівського міжльодовиків'я сформовані утвореннями протічних (алювіальні) і малопротічних (озерно-алювіальні) водоймищ.

Озерно-алювіальні нерозчленовані відклади (IaP<sub>IIzv</sub>) утворені глинами, суглинками, рідше супісками сірими, сталеві-сірими, зеленувато- і блакитно-сірими, іноді гумусованими темно-сірими. У підшві супіски містять включення великих піщаних зерен і гравію кварцу, жовен фосфоритів при потужності від долі до 7,0 м (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>).

Дніпровський кліматоліт (f,gP<sub>II</sub>dn). Дніпровське зледеніння на противагу ранньонеоплейстоценовому відзначається покривним заляганням, тому простежується суцільне поширення гляціального комплексу; повний розмив його утворень фіксується лише на окремих локальних ділянках (рис. 1.2).

Льодовиковий комплекс дніпровського кліматоліту сформований наступними генетичними типами: власне льодовиковими (моренними), флювіогляціальними та озерно-льодовиковими відкладами, утвореними під час різних фаз (стадій) розвитку Прип'ятського льодовикового потоку.

На початковій стадії дегляціації краю льодовика водою виноситься дрібний пісок та тонкодисперсний глинистий матеріал, що осідає у прильодовиковій зоні, утворюючи підгачені озера. В подальшому, при збільшенні інтенсивності танення льоду виноситься більший за розмірами зерен теригенний матеріал, що поширюється на дальшу відстань, утворюючи зандрові поля. В той же час промитий моренний матеріал осідає на поверхню ложа льодовика, утворюючи кінцевоморенні насипні гряди, окремі ками та ози радіального і маргінального простягання. Комплекс відкладів у крайовій фазі не піддається стратиграфічному розчленуванню та картується як нерозчленовані утворення. Продукти діяльності талих льодовикових вод, флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади

поділяються на під- і надморенні, що, відповідно, формувалися під час трансгресивної і регресивної стадій. На ділянках локального розмиву морени флювіогляціальні й озерно-льодовикові відклади не поділяються на стадії розвитку і закартовані як нерозчленовані утворення.

Порівнюючи виділені в різних країнах стратиграфічні підрозділи дніпровського кліматоліту можна стверджувати, що дніпровська льодовикова акумуляція в Східній Європі є найскладнішою в генетичному відношенні. Досліджувана територія слугує прикладом невияснених льодовикових проблем. Так, Дніпровський льодовиковий комплекс сформований відкладами трьох генерацій: власне льодовиковими моренними відкладами напірного й насипного типів; флювіогляціальними трансгресивної та регресивної стадій, яким відповідають підморенні, надморенні і перигляціальні піски; а також озерно-льодовиковими.

Моренні відклади (gP<sub>11</sub>dn). Ці власне льодовикові відклади сформовані двома типами морен: основною, тобто донною, і крайовою – насипною. Розріз основної морени детально вивчений під час проведення спеціалізованого гідрогеологічного й інженерно-геологічного картування в 1975–1977 рр. у кар'єрі Шацького цегельного заводу, який знаходився на 3 км південніше від оз. Світязь, на широті сс. Підманове – Омельне. У сучасному рельєфі це майже не виражене підняття, що було закартоване як моренний острів з абсолютною позначкою поверхні 173,0 м. Це єдине місце на Волинському Поліссі, де закартовані такі суглинки, що слугують підставою для виділення Шацького типу донної морени. Її текстурні особливості та мінеральний склад добре співвідносяться з мореною Чорнобильсько-Чистоголівської зони, яка відслонюється в береговому обриві р. Прип'ять (рис. 1.2).

Морена крайового, тобто насипного типу в межах досліджуваної території розкрита, зокрема, кар'єром у с. Ростань. У сучасному рельєфі на прикордонній з Білоруссю території моренне пасмо з незначними переривами, що зумовлені заболоченими улоговинами, простягається на північний схід від с. Ростань через с. Піща на сс. Гута–Заболоття–Тур та виходить за межу території досліджень. Згадана умовна лінія поширення кінцево-моренних відкладів фіксує дистальний край Ростанської льодовикової лопасти. У проксимальному спрямуванні можна відзначити своєрідну лопастну гряду льодовикових відкладів значно меншого масштабу. Це чітко виражені у рельєфі окремі пагорби у районі озер Оріхівське і Олтуське, а також окремі пагорби та гряди в районі сіл Хотислав–Мельнікі–Ляховці. У зв'язку з розчленованістю підльодовикового рельєфу окремі пониження заболочені. Відслонення цієї дніпровської морени вперше описав ще П.А.Тутковский [26]. Потужність моренних відкладів майже 10,0 м, а максимальні розміри валунів гірських порід Феноскандії сягають до 2,0 м у поперечнику. Розріз кар'єру Ростань розміщений на Бузько-Прип'ятському вододілі і добре ілюструє будову Ростанської височини, що є пасмом завдовжки понад 2,0 км і при ширині більше 1,0 км.

Південніше на 50 м від розкритого розрізу, на дні відпрацьованого кар'єру на денну поверхню виходять корінні відклади крейди писальної. Спільним для різнотипних моренних відкладів є стан підстеляючої крейдової поверхні. Наприклад, для морени шацького типу, тобто основної морени – це верхньо-крейдовий горст, що простягається в субширотному напрямку через оз. Світязь–сміт Шацьк до долини р. Прип'ять. Сучасний рівень його поверхні знаходиться на абсолютній висоті 163 м. Для морени насипного типу, що вивчена в кар'єрі Ростань, поверхня крейдового цоколю має абсолютну висоту 173 м.

У південній та східній частинах досліджуваної території закартоване Головніансько-Вижівське кінцево-моренне пасмо. Мореною насипного типу перекриті верхньокрейдові цоколи, що витягуються в напрямку сіл Головне–Стара Гута–сміт Стара Вижівка–Чевель–Глухи аж до правобережжя долини Прип'яті. Підніжжя моренних пагорбів примхливої форми контролюється горизонталлю з абсолютною висотою 200 м. Висота вододільного пасма визначається змінними висотами, коливання яких становить 14 м в смт Головне і 5 м в с. Смолярі. Далше на північ на правобережжі р. Прип'ять висоти сучасного рельєфу зменшуються до 180–175 м, проте моренні останці перевищують рівень заплави на 15 м.



Обидва типи морен належать до одного періоду осадотворення—дніпровського (сожського, одра), проте до різних гляціологічних фаз деградації льодовикового покриву.

Флювіогляціальні відклади (fP<sub>II</sub>dn<sup>s</sup>) сформовані в процесі дегляціації дніпровського льодовика.

На більшій частині досліджуваної території надморенний флювіогляціал утворює зандрові долини і рівнини. Відклади утворені різнозернистими пісками, невідсортованими або маловідсортованими, жовтувато-сірого забарвлення, кварцового та польвошпат-кварцового складу, з лінзами піщано-гравійного матеріалу, супісків, подекуди легких суглинків із включеннями невеликої кількості гравію, гальки, дрібних валунів кварцу, кварцитів, кристалічних та осадових порід, жорстви і щебеню кременів (рис. 1.2, розріз Б<sub>1</sub>–Б<sub>3</sub>).

За морфологічними особливостями класичною є камова форма, що збереглась в урочищі Ципель, неподалік північного узбережжя оз. Люцимер [21]. Камово-озові флювіогляціальні відклади сформовані товщею тонкошаруватих порід різного механічного складу: субгоризонтальне, часто ритмічне перешарування горизонтально-, косо- та хвилясто-верстуватих гравелітів, пісків різного гранулометричного складу, від велико- до дрібнозернистих, супісків, рідше суглинків і глин, з хаотичними включеннями гравію, гальки, дрібних валунів кварцу, кварцитів, кристалічних та осадових порід, жорстви і щебеню кременів. Для відкладів типова дуже добра обтертість піщаних зерен, гравію, гальки; валуни і велика галька мають яйцеподібну форму, жорства і щебінь відзначаються згладженими кутами. Порооди яскраво-забарвлені за рахунок нерівномірного обзалізнення. Так, у верхній частині розрізу вони жовто-бурі, вохристі, бурувато-коричневі, у нижній – жовтувато-сірі, сіруваті, подекуди зеленкувато-сірі. Глинисті породи де-не-де зелені, бурі, коричневі.

Флювіогляціальні відклади нерозчленовані (fP<sub>II</sub>dn) сформовані пісками кварцовими різнозернистими, зазвичай, дрібнозернистими, неоднорідно глинистими, сірими з різними відтінками. Потужність відкладів незначна, здебільшого в межах 5–10 м (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>).

**Середня-верхня ланка.** Делювіально-еолові відклади (dvP<sub>II-III</sub>ts-pč). До вказаної ланки неоплейстоцену віднесені утворення *тясминського, прилуцького, удайського, витачівського, бузького, дофінівського та причорноморського кліматолітів*. Після дегляціації дніпровського льодовика на підвищених ділянках поверхні переважали процеси делювіально-еолового регенерування рельєфу, які поступово охопили всю територію. В результаті цих процесів утворився субаеральний піщаний покрив делювіально-еолового генезису, який поступово поширився на всю територію, перекриваючи субаквальні утворення. Через відсутність похованих ґрунтів відклади залишаються нерозчленованими (рис. 1.2).

Делювіально-еолові відклади утворюють піщаний покрив сучасного підґрунтя Волинського Полісся, що сформоване пісками кварцовими дрібно- та середньозернистими жовтувато- і світло-сірими, рідше бурувато-вохристими, з поодинокими великопіщаними і дрібногравійними зернами кварцу. На вершинах і схилах моренних, камово-озових пагорбів і пасм піски різнозернисті, містять гравій і гальку кварцу, кварцитовидних пісковиків, кварцитів, кременів, гранітоїдів, жорстви і щебеню кременів, зазвичай, у незначній кількості, проте місцями біля підніжжя схилів може простежуватися концентрація псефітового матеріалу до 10–15 %.

Потужність цих відкладів на рівних ділянках вододілів і вершинах пагорбів незначна – 0,3–2,0 м, а біля підніжжя схилів зростає до 3,0–3,5 м.

**Верхня ланка** неоплейстоцену охоплює трубізький, вільшанський та деснянський ступені. Ця ланка сформована відкладами субаквального (алювіального, озерно-алювіального, озерно-болотного) і субаерального (делювіально-еолового) походження. Варто відзначити, що стратифікація субаквальних відкладів верхньої ланки до ступенів здійснена в межах Турської протічної озерної котловини (св. 8107, 8232, 8233, 264 та інші) та окремих за її межами палеозападин зазвичай карстового походження.

Озерно-алювіальні відклади (laP<sub>III</sub>tb-vI) представлені пісками дрібно-середньозернистого гранулометричного складу, якими сформовані протічні улоговини у флювіогляціальних відкладах. У залежності від кліматичних умов осадотворення в розрізі озерно-алювіальних відкладів обмежене поширення мають суглинки, супіски, зрідка торф. Загальна потужність становить до 13,1 м (рис. 1.2, розріз А<sub>1</sub>–А<sub>3</sub>).

Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси (a<sup>1</sup>P<sub>III</sub>ds) мають обмежене поширення на досліджуваній території і тяжіють до долини Західного Бугу. Літологічно представлені пісками різного гранулометричного складу з окремими включеннями гравію і невеликої гальки; подекуди у розрізі алювію трапляються супіски, суглинки та торф загальною потужністю до 12,7 м. Натепер ці відклади є сировинною базою будівельної індустрії (рис. 1.2).

Делювіально-еолові і озерно-алювіальні відклади (dv,laP<sub>III</sub>ds) мають значне поширення на досліджуваній території. Ними сформовані приозерні рівнини у південно-західній частині (район долини Західного Бугу і озер Світязь та Пулемецьке) та у крайній північно-східній частині. Окремі форми делювіально-еолових відкладів тяжіють до лівобережжя р. Прип'ять (рис. 1.2). Згаданий тип утворень сформований пісками дуже дрібно- та середньозернистого складу потужністю до 4,5 м [9].

Причорноморський кліматоліт. Делювіально-еолові відклади (dvP<sub>III</sub>рґ). Наймолодші відклади неоплейстоцену утворились у межах тилкових швів надзаплавних терас річок Західного Бугу, Прип'яті та Вижівки. Ними сформовані надзаплавні тераси згаданих річок. Літологічно це дрібно-середньозернисті піски загальною потужністю до 2,4 м (рис. 1.2).

**Голоцен (Н).** Відклади голоценового відділу сформовані різноманітними генетичними типами: алювіальними, озерними, еоловими, болотяними, озерно-болотяними та техногенними, що утворені діяльністю людини в процесі різного виду будівництва, видобутку корисних копалин та агропромисловим впливом.

Алювіальні відклади (aН) сформовані русловими, заплавними та старичними фаціями.

Руслова фація утворена пісками кварцовими різнозернистими, зазвичай дуже дрібнозернистими, жовтувато-сірого, сірого, блакитно-сірого кольору, з включеннями дрібного гравію кварцу, кварцитовидних пісковиків, кварцитів, гранітів, котунів, глинистих пісків і суглинків.

Заплавна фація сформована тонким перешаруванням суглинків, супісків, глин, дуже дрібнозернистих глинистих пісків, з лінзами перевідкладених верхньокрейдових порід та торфу. Колір порід темно-сірий, сірий, рідше зеленкувато- і блакитно-сірий, бурувато-коричневий, темно-коричневий.

Старична фація алювію утворена замуленими глинами і суглинками та глинистим торфом чорного, темно-сірого, бурувато-сірого, темно-коричневого кольорів. На невеликих ізольованих ділянках околиць смт Ратне серед заплавно-старичного алювію виявлені лучні мергелі, що латерально заміщуються вапнистими суглинками, супісками дрібно- і дуже дрібнозернистими світло-сірого, сизого, жовтувато-сірого кольору (рис. 1.2).

Потужність алювію досить витримана: у долинах малих річок – 1–4 м, річок Прип'ять, Вижівка, Турія, Західний Буг – до 6,5 м [20].

Озерні відклади (ІН) виповнюють крайові і донні частини озерних улоговин. Прибережні та неглибоководні осади озер сформовані пісками кварцовими, середньо- і дрібнозернистими, які вглиб латерально поступово заміщуються дрібно- і дуже дрібнозернистими з включеннями значної кількості алевритово-пелітових часток. Колір порід сірий, жовтувато- і світло-сірий. У прибережно-пляжних зонах деяких озер піски вміщують гравійно-гальковий матеріал із кварцу, кременів, кварцитів, кварцитоподібних пісковиків, гранітоїдів. У глибоководніших частинах озерних котловин залягають мул, мулисті супіски і суглинки чорного, темно-коричнево-сірого кольору, сапрпель, гітїї коричнево-жовтого забарвлення.

Потужність озерних відкладів нерівномірна: від 0,3 до 1–1,5 м у прибережній зоні і до 16,3 м – у глибоководній (рис. 1.2, карта).

Еолові відклади (vH) сконцентровані вздовж уступів терас річкових долин, біля підніжжя та на схилах крайових льодовикових форм рельєфу, навколо озер і боліт, уздовж лінійних зволжених ландшафтів, що фіксують ймовірні тектонічні порушення. Утворення сформовані пісками кварцовими, дуже дрібнозернистими, з лінзами середньозернистих, іноді з включеннями поодиноких великих і дрібних гравійних (до 2 мм) зерен кварцу, халцедону, польових шпатів, добре відсортованих і обтертих. Піски зверху озалізнені, жовті, бурувато-жовті, донизу поступово освітляються до білувато-жовтих, білувато-жовтувато-сірих (рис. 1.2).

Потужність еолових відкладів змінюється від 0,3 до 5,0 м.

Болотяні відклади (bH) сформовані торфами різного ступеня розкладання, в нижній частині розрізу вони більш розкладені, ущільнені чорного, коричневатого-чорного кольорів, а у верхній – розсипчастіші бурувато-коричневого, коричнево-брунатного, темно-брунатного, брунатно-чорного, чорного кольорів. Потужності болотяних відкладів незначні – від 0,3 до 2,0 м. Подекуди в локальних депресіях їх потужність зростає до 4,5 м (св. 8155) (рис. 1.2).

Озерно-болотяні відклади (lbH) утворились вздовж периметра озер і є перехідними до болотяних. Вони сформовані торфами слабо розкладеними, волокнистими, пористими, коричневатого-темно-сірими, бурувато-коричневими, сапропелями торф'янистими жовтувато-коричневими, пілуватими супісками зеленкувато-сірого кольору, піщано-мулистими сумішами чорного кольору, в підшві – пісками кварцовими, дрібно-тонкозернистими, мулистими, темно- і зеленкувато-сірими. Для всіх літологічних різновидів типовий значний вміст рослинних решток (рис. 1.2).

Потужності озерно-болотяних відкладів незначні – від 0,3 до 2 м, в озерних котловинах – до 4,0 м [17].

Аналіз карти потужностей четвертинних відкладів досліджуваної території дає підставу стверджувати, що на півдні в межах Головнянсько-Виживської кінцево-моренної гряди, що простягається від смт Головне до смт Стара Виживка найбільшу площу охоплюють відповідні товщі потужністю 0–10 м. Останні облямовані відносно вузькими смугами четвертинних відкладів потужністю 10–20 м. Серед цього поля з незначною глибиною четвертинних утворень, особливо в його східній частині, фіксуються «вікна», де товща сягає 20–30 м (рис. 1.3).

Північна смуга підняття крейдових утворень в регіоні також підтверджується незначними потужностями четвертинних відкладів. Так, в районі смт Шацьк фіксується значна площа з потужністю четвертинних відкладів 0–10 м, що охоплюється вузькою смугою утворень глибиною 10–20 та 20–30 м. Остання на захід від Шацького крейдового підняття розширюється.

На північному заході досліджуваної території картується ще одне підняття, пов'язане з Ростанською кінцевою мореною, де четвертинні відклади мають найменшу потужність – 0–10 м і охоплюються відповідною смугою потужністю 20–30 м, що на крайньому північному заході змінюється полем, де четвертинна товща сягає 20–30 м. Північна смуга четвертинних відкладів потужністю 0–10, 10–20 і 20–30 м простягається від Ростанської морени вздовж кордону з Білоруссю в межах моренних утворень г. Йосифової, а також підвищень у рельєфі в районі смт Заболоття аж до східної границі досліджуваного регіону (рис. 1.3).

Між південним і північним закартованими полями із відносно незначною потужністю четвертинних утворень простягається із південного заходу на північний схід смуга, де відповідна товща, зазвичай, сягає 30–40 м з окремими «вікнами» цих утворень в 40–50, а подекуди 50–60 і навіть 60–70 м. Особливо велика потужність крейдових відкладів картується між населеними пунктами Сільця–Млинівські та Жиричі на крайньому сході досліджуваної території на межі з Білоруссю, де вона сягає 70–80 м. Смуга зі значними потужностями четвертинних утворень відповідає прадолині Кшна–Прип'ять.

У північно-східній частині досліджуваного регіону на території Білорусі простежується північне спрямування чергування смуг четвертинних відкладів потужністю 20–30 і 30–40 м, що засвідчує меридіональну ерозію крейдового рельєфу (рис. 1.3).

**ТЕКТОНІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ.** У геологічній будові мезозойсько-кайнозойського структурного ярусу досліджуваного регіону виділяється чотири структурні під'яруси: середньо-верхньоюрський, верхньокрейдвий, середньопалеогеновий (еоценовий) та четвертинний.

*СЕРЕДНЬО-ВЕРХНЬОЮРСЬКИЙ ПІД'ЯРУС* зберігся в досліджуваному регіоні тільки фрагментарно, в окремих ймовірних грабенах. Він репрезентований карбонатно-теригенною формацією, що залягає на різновікових палеозойських утвореннях із стратиграфічним і структурним неузгодженнями.

*ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИЙ ПІД'ЯРУС* в будові осадового плаща регіону має важливе значення, оскільки він сформований карбонатною формацією верхньої крейди, до якої належать володимирецька, здолбунівська та березнинська світи. Потужність цієї формації поступово збільшується на захід і південний захід від 81 (св. 1770) до 321 м (св. 4105). При цьому розріз нарощується все молодшими стратонами. Поверхня верхньокрейдвих відкладів має загальний похил в північному напрямку. Абсолютні її позначки на півдні 170–200 м, а на півночі – 100–120 м.

В основі верхньокрейдвого під'ярусу з регіональним структурним і стратиграфічним неузгодженнями залягають базальні карбонатно-теригенні відклади за участю міжформаційних конгломератів. Базальний шар карбонатної формації виявляє ознаки вікового ковзання у межах сеноманського ярусу, а його фації утворюють закономірний латеральний ряд: а – прибережно-морська конгломератова, б – неглибоководно-морська карбонатно-теригенна, в – неглибоководна шельфова. При певних вікових та латеральних варіаціях за поданою вище послідовністю вони поширюються на північ і на південь від ланцюжка стійких широтно орієнтованих консидементаційних піднять. Останні успадковано проявились у сеномані в центральній частині Прип'ятського валу [28]. Маркуючі іноцерамові верстви в сучасній структурі верхньокрейдвого ярусу займають найвищі гіпсометричні рівні на сеноманських підняттях в апікальній частині Прип'ятського валу, де межа підсвіт здолбунівської світи (між туронським і коньякським ярусами) на геологічних розрізах не виявляє суттєвих зміщень в районі піднять, а поступово занурюється в західному напрямку.

*СЕРЕДНЬОПАЛЕОГЕНОВИЙ (ЕОЦЕНОВИЙ) ПІД'ЯРУС* сформований теригенною формацією в обсязі обухівської світи харківської серії, що залягає на різновікових мезозойських відкладах із стратиграфічним та слабким структурним неузгодженнями. Інші підрозділи цієї серії в районі відсутні, а власне обухівські відклади збереглись у вигляді невеликих ерозійних останців. Там, де вони поширені, потужність підстеляючої верхньої підсвіти здолбунівської світи дещо зменшується, що засвідчує можливість заповнення обухівськими відкладами крейдових палеодолин.

*ЧЕТВЕРТИННИЙ ПІД'ЯРУС* неузгоджено залягає на верхньокрейдвому та еоценовому палеорельєфі майже суцільним плащем. У складі останнього найбільший об'єм займають моренні, водно-льодовикові, озерно-льодовикові, озерні та алювіальні відклади, що виповнюють гляцігенні улоговини й крейдові річкові палеодолини глибиною до 122 м. Неоплейстоценові палеодолини пов'язані із зонами розривних порушень і розцінюються як прирозломні [19].

Структура мезозойсько-кайнозойського плаща ускладнюється тектонічними порушеннями. Наявність останніх пов'язана з активізацією окремих (Лагожанський, Кримнівський, Кортеліський, Південно-Ратнівський) раніше закладених розломів. Ці розломи у мезозойсько-кайнозойських відкладах слабо простежуються через малоамплітудні зміщення. Значна частина тектонічних деформацій має флексуроподібні особливості та фіксується через розтріскування та розсипчастість порід, посилену циркуляцію підземних вод, інтенсифікацію карстування верхньокрейдвих порід та ерозійні процеси.

Найчіткіше в мезозойсько-кайнозойському плащі простежуються тектонічні порушення північно-східного та меридіонального простягання. Так, розривні порушення фіксуються смугами тріщинуватості, розташованими поблизу від Кримнівського розлому [28]. Неотектонічна активність уздовж цих розломів проявилась остільки, оскільки ними контролюється латеральний розподіл переважаючих фацій і потужностей четвертинних відкладів, а також відповідних лінеаментів, виявлених за результатами дешифрування Матеріалів аерокосмічного зондування (МАКЗ). Розтріскування порід уздовж зазначених розломів сприяло посиленню ерозійного розмиву палеогенових і верхньокрейдових відкладів. У сучасному рельєфі згаданого вище регіону із зоною зазначених розломів співпадає відрізок долини р. Прип'ять, а з лінеаментами і розривними порушеннями меридіонального простягання – долини її правих приток – рр. Виживки, Турії.

Тектонічні порушення північно-східного та меридіонального простягання супроводжуються низкою гляцігенних улоговин й річкових палеодолин. Із цими порушеннями пов'язані підвищена закарстованість верхньокрейдової товщі, ділянки розмиву еоценових відкладів та широкий розвиток алювіальних фацій пізньоолігоценового віку.

За результатами дешифрування МАКЗ на досліджуваній території виділяються також дугові та кільцеві лінеаментні структури, природа яких залишається ще не з'ясованою. Окремі серед них відповідають плікативним структурам домезозойського зрізу, інші виражаються у гіпсометрії дочетвертинної ерозійної поверхні. Сумарна амплітуда неотектонічних рухів у межах досліджуваної території змінюється від 140–160 м на півночі до 220–260 м на крайньому півдні [25], локальні переміщення не перевищували 50 м.

**ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ. Кімерійсько-альпійський цикл.** Цей цикл геологічного розвитку регіону поділяється на кілька епох, що відповідають формуванню під'ярусів мезозойсько-кайнозойського структурного ярусу осадового плаща [4; 5].

*Середньо-пізньоюрська епоха* розпочалася трансгресією середньоюрського моря з південного заходу. Відклади цієї епохи формувались в умовах заболоченої прибережно-морської акумулятивної рівнини з розвинутою, проте слабо врізаною річковою мережею. Східна межа максимального поширення юрської трансгресії майже виходить за контури досліджуваної території і простежується вздовж р. Турії.

У *ранньокрейдовий час* територія досліджень зазнала підняття, тому юрські відклади на сході регіону були частково еродовані. Збереглися тільки їх останці, пов'язані, зазвичай, із мульдами та грабенами.

*Пізньокрейдова епоха* у Волино-Подільському регіоні розпочалась з інтенсивної трансгресії альбського моря з боку Карпато-Кримської гілки океану Тетіс, що фіксує початок нового седиментаційного циклу і відбиває перебудову структурного плану Волино-Поділля в заключній фазі альпійського орогенезу. В пізньокрейдову епоху на досліджуваній території із заходу і півночі трансгресувало ранньосеноманське море. Регіональний напрямок знесення теригенного матеріалу був із півночі. Основною місцевою провінцією живлення седиментаційного басейну слугувало острівне підняття в районі Прип'ятського валу, звідки теригенний матеріал виносився річками в морську акваторію, де перевідкладався під впливом направлених прибережних течій.

Базальна глауконіт-кварцова і псефіто-псамітова фації займали прибережну частину басейну і простягались з обох боків субширотного Прип'ятського валу, що виявляв ознаки конседиментаційної структури. В центральній частині валу зафіксовані окремі невеликі за площею ділянки, що були острівною сушею аж до туронського часу. Шари іноцерамових вапняків накопичувались на схилах валу не тільки на нижньосеноманських, а й на докрейдових утвореннях. У процесі часткої зміни гідрологічних умов у сеноманський час відбувався прибережний апвелінг, що сприяло формуванню фосфоритонесних відкладів.

На решті території, тобто у глибшій частині ранньосеноманського моря, накопичувались крейдові вапняки. Ділянки максимальної потужності останніх зафіксовані у Залісинській мульді.

Трансгресія сягла найбільшого розвитку у туронський та коньякський час, коли на всій території накопичувалась потужна товща писальної крейди. З часом море почало повільно

відступати. Однак при загальній регресії фіксуються і короткочасні наступи басейну на сушу, що, відповідно, зумовило кремене- і фосфатоутворення на границях міжярусних перерв.

Море остаточно відступило із досліджуваної території в маастрихті. Встановився тривалий континентальний режим, що супроводжувався руйнуванням карбонатних порід із зародженням карстів та глибоких ерозійних улоговин на поверхні крейди.

*Еоценова епоха* в пізньоеоценовий час відзначилась морською трансгресією і накопиченням теригенних відкладів обухівської світи, що мають фрагментарне поширення, тому відновити положення берегової лінії складно. Загалом відклади накопичувалися в умовах неглибоководдя. Розмив і перевідкладення підстилаючих крейдяних порід в нижніх частинах обухівського розрізу сприяли утворенню покладів фосфатних пісковиків.

Упродовж *олігоцену* і неогену територія зазнала помірного підняття, що зумовило розмив частини палеогенових і крейдяних відкладів. Окремі розломи – Теклинський, Південно-Ратнівський, Кортеліський – у цей час активізувалися, що сприяло формуванню ерозійно-карстових форм рельєфу та закладанню древньої гідромережі.

У *пліоценовий та еоплейстоценовий* час досліджуваний регіон у результаті формування мережі глибоко врізаних палеодолин був достатньо розчленованим.

Упродовж еоплейстоцену відбулася значна зміна клімату, що проявилось в похолоданні та аридизації. Це спричинило зміну рослинності, зокрема зменшилися ареали субтропічних і теплолюбивих форм.

У *ранньому неоплейстоцені* утворилась низка лінійних прирозломних палеозападин (Турська та ін.), пов'язаних із ділянками неотектонічної активізації зон діагональних і ортогональних розломів [12].

У неоплейстоцені геологічні події на досліджуваній території відзначаються чергуванням льодовикових і міжльодовикових епох. Найпотужніше зледеніння відбулося в сульський час. Розвиток материкових зледенінь ранньої пори неоплейстоцену призвів до значної зміни рельєфу. Переміщення сприяло руйнуванню раніше утворених відкладів, переаглибленню та розширенню дольодовикових річкових долин, утворенню глибоких льодовикових улоговин виорювання і розмиву.

У міжльодовикові епохи раннього неоплейстоцену після відступів льодовиків на місці улоговин формувалися алювіальні, озерно-алювіальні і озерно-болотяні відклади. У межах глибоких прирозломних улоговин їх потужність сягає до 42,0 м. Поза межами западин ці відклади були малопотужними і практично не збереглися в процесі подальшого руйнування і розмиву.

Після відступу останнього ранньоплейстоценового льодовика тилігульського віку на початку середнього неоплейстоцену м'які кліматичні умови та значна зволоженість території призвели до формування широкого спектру відкладів субаквального генезису. На ділянках із великою водністю та слабким розгалуженням палеодолин в умовах широкорозвинутої малопротічної гідромережі, замкнутих і малопротічних озерних западин та боліт відбувалась інтенсивна акумуляція відкладів завадівського кліматоліту.

У *середньоплейстоценову* епоху вся досліджувана територія була покрита дніпровським льодовиком. Його танення призвело до формування моренних, флювіогляціальних і озерно-льодовикових відкладів. Слабкорозчленований рельєф додніпровського часу зумовив незначну екзараційну та ерозійну діяльність льодовика. На півдні досліджуваної території подекуди простежується успадкування льодовиковими улоговинами ранньоплейстоценової горбистої рівнини, утвореної на цоколях верхньокрейдяних та, частково, палеогенових порід. У цей час відбувалося формування кінцево-моренних флювіокамових пасм, пагорбів та валів.

У дніпровський час на всій досліджуваній території, за виключенням південно-західної її частини, були сформовані основні риси сучасного рельєфу. Після відступання дніпровського льодовика продовжувала формуватися гідромережа, що збереглася до сьогодні.

У кінці середнього неоплейстоцену талі льодовикові води, що проникали з півночі при таненні сульського льодовика, слугували закладанню долини р. Прип'ять.

У *пізньому неоплейстоцені* відбувається терасоутворення, гідрографічна мережа стає близькою до сучасної. Окремі водоймища були малопротічними і з часом перетворювалися в замкнуті западини-озера або в торф'яники. Озера, що пов'язані із тектонічними порушеннями і мають карстове походження, залишаються глибоководними дотепер.

Упродовж неоплейстоцену за межами депресійних форм рельєфу зазвичай переважали процеси делювіально-еолової регенерації рельєфу. Ембріональні ґрунтові покриви, що утворювалися в теплі епохи, в холодні руйнувалися еоловими процесами.

У *голоцені* продовжувалося утворення алювіальних, еолових, делювіально-еолових, болотяних і озерно-болотяних відкладів.

У кінці бореала і на початку атлантичного часу відбулося значне потепління і зволоження клімату, підняття рівня ґрунтових вод та активізація неотектонічних рухів. Ці процеси сприяли утворенню заплавл річок, посилювали карстові процеси і утворення існуючих сьогодні озер. Аридизація клімату в суббореальний час знизила вологість клімату, що призвело до вривання вузьких молодих, незначної глибини заплавл, а також заростання озер і активізації еолових процесів.

**Сучасні екзогенні геологічні процеси.** Поширення на досліджуваній території форм екзогенної деструкції та акумуляції різного генезису пов'язано з диференціацією сучасних тектонічних рухів. Процеси деструкції схилів найактивніше виявляються в межах горбистих кінцево-моренних підвищень і водно-льодовикових рівнин. Вони пов'язані з ділянками, що активніше піднімаються за суміжні. Карстові лійки і западини найбільше поширені в районах, що відзначаються відносно вищим заляганням порід крейдової системи і малопотужним покривом четвертинних моренних і водно-льодовикових відкладів. Простежується лінійна прив'язаність карстоутворення до лінеаментних і тектонічних зон, зазвичай, північно-східного простягання.

Серед сучасних екзогенних чинників рельєфоутворення найактивнішими є еолова дефляція, заболочування, річкова ерозія та акумуляція. Розвіюванню піддаються піски всіх генетичних типів, розташованих на дещо припіднятих ділянках рельєфу, не закріплених рослинністю.

Бічна ерозія берегів річок простежується на територіях, де повздовжний профіль річки близький до граничного і відбувається посилене її меандрування. Вона простежується в долинах річок Прип'ять і Західний Буг, де бічна ерозія становить особливу небезпеку під час повені, коли береги долини руйнуються на ділянках, прилеглих до населених пунктів.

Заболочення простежується, зазвичай, на ділянках слабо розчленованого рельєфу та вздовж берегів численних озер. Масиви боліт поширені на заплавах головних річок та у межах озерно-алювіальної рівнини [2].

Площинна і лінійна ерозія дуже активна на найкрутіших схилах Головніансько-Вижівської кінцево-моренної гряди, особливо біля с. Залісся.

#### **Список використаної літератури**

1. Богуцький А. Б. Історія геологічного розвитку північно-західної частини Волинського Полісся / А. Б. Богуцький, І. І. Залеський // Природа Західного Полісся та прилеглих територій: зб. наук. пр. – 2004. – № 1. – С. 15–22.
2. Бровко Г. І. Проблеми підтоплення території, прилеглої до Шацького національного природного парку / Г. І. Бровко, І. І. Залеський // Наук. вісн. Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки. – 2007 : [за матеріалами I Міжнар. наук.-практ. конф., с. Світязь, 3–6 жовт. 2007 р.]. – № 11, Ч. 2. – С. 75–78.
3. 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. – К., 1964. – 595 с.

4. Геологічна будова і корисні копалини верхів'я р. Прип'ять на території аркушів М–35–1 (Камінь-Каширський), М–34–VI (Владава) / Ф. О. Гречко, В. Г. Мельничук, П. П. Крещук [та ін.] – Рівне, 2008. – 567 с. – (Фонди РГРЕ).
5. Геологічна будова і корисні копалини верхів'я р. Прип'ять : звіт про групову геологічну зйомку масштабу 1:50 000 з загальними пошуками на території аркушів М–35–2–В; –2 Г; –3 В; –14 А; 14–Б; 15–А / Ф. О. Гречко, В. Г. Зелінський, В. Г. Мельничук [та ін.]. : звіт Рівненської ГЕ. – Рівне, 2005. – 291 с.
6. 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.
7. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общими поисками территории листов М–35–1–В, Г; –13–А, Б, В, Г : отчет ГСО-4 за 1988–1992 гг. в VII кн. / Я. А. Косовский, Н. И. Жуйков, В. П. Киндрат [и др.]. – Ровно, 1992. – 265 с.
8. Веклич М. Ф. Нижний и средний плейстоцен Украины и соседних территорий / М. Ф. Веклич // Международный коллоквиум по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы : тез. докл. – М., 1969. – С. 29–81.
9. Дубіс Л. Ф. До питання еолового морфолітогенезу піщаних акумулятивних форм рельєфу Шацького національного природного парку / Л. Ф. Дубіс, І. 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.
10. Еловичева Я. К. Стратиграфическое расчленение средне-плейстоценовых отложений центра Восточной Европы / Я. К. Еловичева. – Мн. : Наука и техника, 1980. – С. 79–88.
11. 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, Серже), М–34–36–Б (Полапы), М–35–13–В (Головно) / И. И. Залесский, Н. С. Заяц, А. С. Хилук, С. К. Вишинский. – Ровно, 1977. – 264 с. – (Фонды РГРЭ).
12. 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.
13. Залеський І. До генезису озера Світязь / І. Залеський // Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук. пр. – 2007. – № 4. – С. 9–13.
14. Залеський І. І. Геологічна будова Шацького національного природного парку / І. І. Залеський // Наук. вісн. Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки. – 2007 : [за матеріалами I Міжнар. наук.-практ. конф., с. Світязь, 3–6 жовт. 2007 р.]. – № 11, Ч. 1. – С. 53–59.
15. 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. 26–30.
16. Залеський І. І. Гідродинамічні особливості території району Хотиславського кар'єру / І. І. Залеський, В. С. Троцюк // Природнае асяроддзе Полесся [Природная среда Полесся] : Асаблывасцы і перспектывы развіцця : зб. наук. пр. / Палескі аграрна-экалагічны інстытут НАН Беларусі ; рэдкал. М. В. Міхальчук (гал. рэд.) [і ін.]. – Брэст : Альтернатива, 2014. – Вып. 7. – С. 25–27.
17. Залеський І. І. Еволюція природи Шацького поозер'я в антропогені / І. І. Залеський // Наук. вісн. Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки. – 2007 : [за матеріалами I Міжнар. наук.-практ. конф., с. Світязь, 3–6 жовт. 2007 р.]. – № 11, Ч. 1. – С. 65–68.
18. Залеський І. І. Картувальна гідрогеологічна легенда Волино-Поділля / І. І. Залеський // Природа Західного Полісся та прилеглих територій: зб. наук. пр. – 2009. – № 6. – С. 108–123.
19. Залеський І. І. Льодовикові епохи розвитку природи Волині / І. І. Залеський // Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук. пр. – Луцьк : Ред.-вид. від. Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки, 2011. – № 8. – С. 7–11.
20. Залеський І. І. Особливості географічної оболонки Західного Полісся / І. І. Залеський // Тези наук.-практ. конф. «Природа Західного Полісся та прилеглих територій», (22–24 верес. 2005 р.). – Луцьк : Ред.-вид. від. «Вежа» Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки, 2005. – С. 4–8.



21. 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.
22. Зузук Ф. В. Особливості сучасного та крейдового рельєфу Західного Полісся, прилеглого до Хотиславського кар'єру Білорусі / Ф. В. Зузук, І. І. Залеський // *Природа Західного Полісся та прилеглих територій* : зб. наук. пр. – Луцьк : СНУ 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.
23. Карта четвертинних відкладів України. Масштаб 1:1000000. – Київ, 2000. – Укргеолфонд.
24. Легенда к государственной геологической карте Украины масштаба 1:200 000 Вольно-Подольской серии листов : отчет тематической группы за 1993–1995 гг. / В. В. Матеюк [и др.]. – Ровно, 1995. – 60 с.
25. 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.
26. Тутковский П. А. Конечные морены, валунные полосы и озы в Южном Полесье / П. А. Тутковский // *Зап. об-ва естествоиспытателей*. – Киев : [б. и.], 1902. – Т. 17. – Вып. 2. – С. 353–460.
27. Тутковский П. А. Почерк послетретичных отложений Владимир-Волынского и юго-западной части Ковельского уездов Волынской губернии / П. А. Тутковский // *Ежегодник по геологии и минералогии России*. – 1901. – Т. 4. – Отд. 1.
28. Шацьке поозер'я. Т. 1 : Геологічна будова та гідрогеологічні 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.
29. Шацький національний природний парк: минуле, сьогодення, майбутнє / Ф. В. Зузук, І. І. Залеський, К. Б. Сухомлин, П. Т. Ященко, П. В. Юрчук // *Природа Західного Полісся та прилеглих територій* : зб. наук. пр. – Луцьк : СНУ 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. 8–18.
30. Rühle E. Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia / E. Rühle // *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*. – 1948. – № 34. – S. 100–106.
31. Rühle E. Studium powiatu Kowelskiego / E. Rühle // *Rocznik Wolyński*. – 1937. – Т. 5/6. – S. 171–403.