

УДК 551.8

ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА ПЕРЕДКАРПАТСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ДОЛИНИ БИСТРИЦІ-ПІДБУЗЬКОЇ

Андрій Яцишин

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. П. Дорошенка, 41, 79007, м. Львів, Україна,
e-mail: jacyshyn@yahoo.com*

Розкрито геоморфологічну будову однієї з найменш досліджених річкових долин північно-західної частини Передкарпаття. Схарактеризовано морфологічні, морфометричні параметри терас Бистриці-Підбузької, особливості будови розрізів їхніх нагромаджень. Деталізовано перебіг гляціальних морфолітогенетичних процесів у північно-західній частині Передкарпаття.

З'ясовано, що особливо активно долина річки розвивалась упродовж раннього плейстоцену, коли сформувались галицька (п'ята надзаплавна) тераса, чотири різновікові тераси, які дотепер об'єднували у поверхню Лосвої (шосту надзаплавну терасу), та гіпсометрично вища від поверхні Лосвої, проте нижча від поверхні Красної старосільська тераса. Уступи між цоколями, різновисотними горизонтами алювію виявлених терас здебільшого замасковані лесовим покривом, тому у рельєфі практично не виражені.

У ранньому плейстоцені (в окський час), під час дегляціації прилеглих до Карпат ділянок межиріч Стривігору–Дністра і Дністра–Бистриці-Підбузької, долиною річки на південь скидалися талі льодовикові води. Про це свідчить факт перекриття в розрізі галицької тераси р. Бистриця-Підбузька “теплого” алювію руслової і заплавної фації перигляціальним алювієм. У процесі дегляціації північно-західної частини долини Дністра також була задіяна Чуква-Вільшаницька палеодолина, історія формування та будова якої й дотепер потребують довивчення.

Молодші, середньо-верхньоплейстоценові, тераси, які, очевидно, “заховані” в широкому дніщі долини річки, морфологічно взагалі не виражені. За морфометричними, морфологічними характеристиками вони відповідають першій надзаплавній терасі та заплаві Бистриці-Підбузької. Однак вірогідно визначено, що із загальною 24–26-метровою товщі пухких відкладів, розкритої в дніщі долини Бистриці-Підбузької, тільки її верхні 6 м нагромаджувались упродовж голоцену. Час формування середньої та нижньої частин наразі вірогідно з'ясувати не вдалось. Можливо, що вона розпочала нагромаджуватись ще на етапі скидання талих льодовикових вод, які потрапляли в долину річки як через Чуква-Вільшаницьку палеодолину, так і Верхньодністерську улоговину. Зверху воднольодовикові відклади перекриті алювієм середньо-верхньоплейстоценового віку, а завершується розріз цієї товщі алювієм голоценового віку.

З початку голоцену долина річки захоплена висхідними тектонічними рухами, особливо активними на прилеглій до Карпат ділянці, де в розрізах першої надзаплавної тераси, заплави відслонений їхній цоколь.

Ключові слова: тераса, поверхня Лосвої, алювій, леси, талі льодовикові води, Верхньодністерська улоговина, Чуква-Вільшаницька палеодолина.

На фоні тривалих різнопланових геолого-геоморфологічних досліджень, які проводили впродовж останніх майже ста років у долинах Болозівки, Стривігору, долина Бистриці-Підбузької є маловивченою. Це важко усвідомити, оскільки місце долини цієї річки у вирішенні деяких фундаментальних геоморфологічних, палеогеографічних

проблем північно-західної частини Передкарпаття є ключовим. Це, зокрема, питання флювіального, гляціального морфо- та літогенезу, межі зледеніння, характеру неотектонічних рухів, історії формування та будови Верхньодністерської улоговини й деякі інші.

Морфологічно найліпше розвиненими (збереженими) у долині річки є давні тераси, які дотепер об'єднували у поверхню Лоевої (шоста надзаплавна тераса) [3–5]. Збереглась навіть поверхня, яка є гіпсометрично вищою від поверхні Лоевої і яку ми корелюємо зі Старосільською поверхнею, уперше описаною нами на межиріччі Стривігору–Дністра [14, 17]. Щоправда, у долині Бистриці–Підбузької ця поверхня морфологічно виражена гірше, адже тут вона представлена тільки окремими виположеними ділянками, розвиненими на північно-східному макросхилі Карпат (див. рис. 1).

До неї ми зачисляємо вирівняні ділянки, які розташовані на захід та північ від сіл Кобло Старе, Воля Блажівська та фрагмент межиріччя Бистриці–Підбузької і потоку Волянка, який розташований між селами Спринька і Монастирець. Абсолютні відмітки у їхніх межах піднімаються до 400–410 м, а перевищення над руслом Дністра досягають 70–80 м, Бистриці–Підбузької – до 45–55 м. Зазначимо, що, як і на межиріччі Дністра–Стривігору, алювіального матеріалу у межах описаної поверхні не виявлено.

Під час детальнішого вивчення поверхні Лоевої вдалося з'ясувати, що, як і в долинах Болозівки, Стривігору, вона втрачає вдавну морфологічну та морфометричну монолітність і розділяється на низку гіпсометрично близьких між собою терас. Сьогодні в межах долини Бистриці–Підбузької досить чітко виокремлено чотири такі тераси (див. рис. 2).

Невеликі перепади висот між цоколями, різновисотними горизонтами алювію виявлених терас поверхні Лоевої замасковані зверху лесовим покривом, тому у рельєфі практично не виражені. До речі, Г. Тессейре, досліджуючи межиріччя Дністра–Бистриці–Підбузької, також звертав увагу на те, що його вирівняні привододільні ділянки представлені не одним рівнем, а швидше однією групою надзвичайно близьких між собою терас, об'єднаних ним у так звану верхню групу [22]. А вже в наступній публікації, присвяченій проблемам геоморфологічної будови описуваного регіону, дослідник чітко виокремив у межах сучасної поверхні Лоевої дві тераси: 60–70-метрову (тераса *a*) і 40–50-метрову (тераса *a*₁) [23].

Торгановицька тераса в долині Бистриці–Підбузької сьогодні добре збережена і займає значні площі (див. рис. 1). Вона розвинена у вигляді декількох територіально розрізнених між собою фрагментів, розділених долинами потоків Блажів, Волянка, Сприня, Черхавка та р. Бистриця–Підбузька. Тераса або безпосередньо прилягає до Карпат, у цьому разі перехід між ними фіксований морфологічно добре вираженим макросхилом гір відносною висотою 10–30 м, або відділена від гір гіпсометрично вищою Старосільською поверхнею. Межа між ними також надзвичайно чітка і має вигляд схилу відносною висотою 10–13 м, максимум до 25 м.

Абсолютні відмітки в межах торгановицької тераси коливаються від 385–380 м поблизу гір до 360–350 м на віддалених від Карпат ділянках. Перевищення поверхні тераси над руслом Бистриці–Підбузької досягають 35–47 м. Її цоколь витриманий на рівні 375–365 м зі зменшенням відміток на схід (з віддаленням від гір). В основі континентальних нагромаджень тераси залягає алювіальний гравійно-гальковий матеріал, перекритий зверху малопотужною товщею лесоподібних суглинків і супісків.

Імовірно, до цієї ж тераси також треба зачисляти ділянку межиріччя Дністра–Бистриці–Підбузької, яка розташована між селами Нагірне–Вільшаник–Сіде–Кульчиці–Ралівка, де розвинене Нагірнянське підвищення. Г. Тессейре виокремив у межах цього підняття тераси верхньої групи [23].

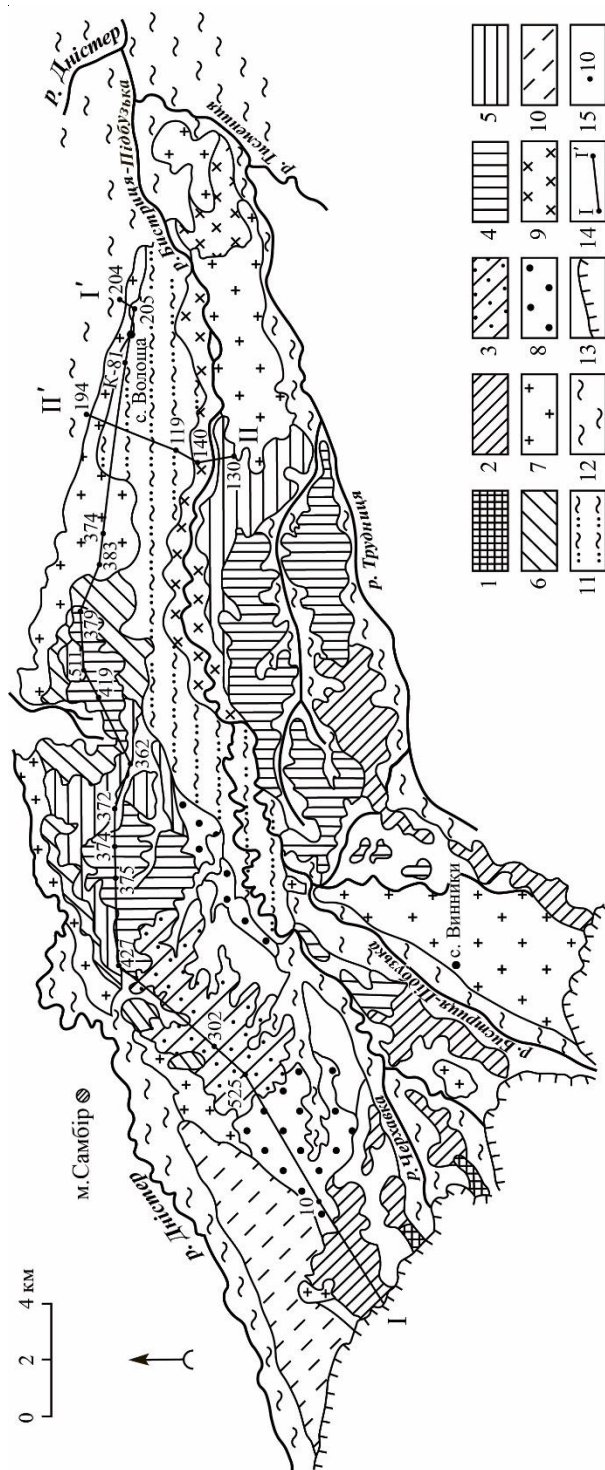


Рис. 1. Тераси р. Бистриця-Підбузька

Тераси: 1 – нижньоплейстоценова старосільська; 2 – нижньоплейстоценова торгановицька поверхні Лосевої³; 3 – райони ймовірного розвитку нижньоплейстоценової торгановицької (Нагрнянська височина); 4 – нижньоплейстоценова дубрівська; 5 – нижньоплейстоценова сусідовицька; 6 – нижньоплейстоценова бісковицька; 7 – нижньоплейстоценова галицька (п'ята надзаплавна); 8 – райони поширення нижньоплейстоценових нерозчленованих інтергліacialно-інтерстадіальних терас (Чуква-Вільшаницька палеодолина); 9 – нерозчленовані нижньоплейстоцен-голоценова галицька (п'ята надзаплавна) – перша надзаплавна (висока заплава); 10 – середньоплейстоценова мар'ямпільська (четверта надзаплавна); 11 – нерозчленовані середньоплейстоцен-голоценова мар'ямпільська (четверта надзаплавна) – перша надзаплавна (висока заплава); 12 – перша надзаплавна (висока заплава) та серія різновисотних заплавних рівнів. Інше: 13 – лінія геолого-геоморфологічного профілю; 14 – свердловини та їхні номери.

Fig. 1. Terraces of Bystritsia-Pidbuzka River

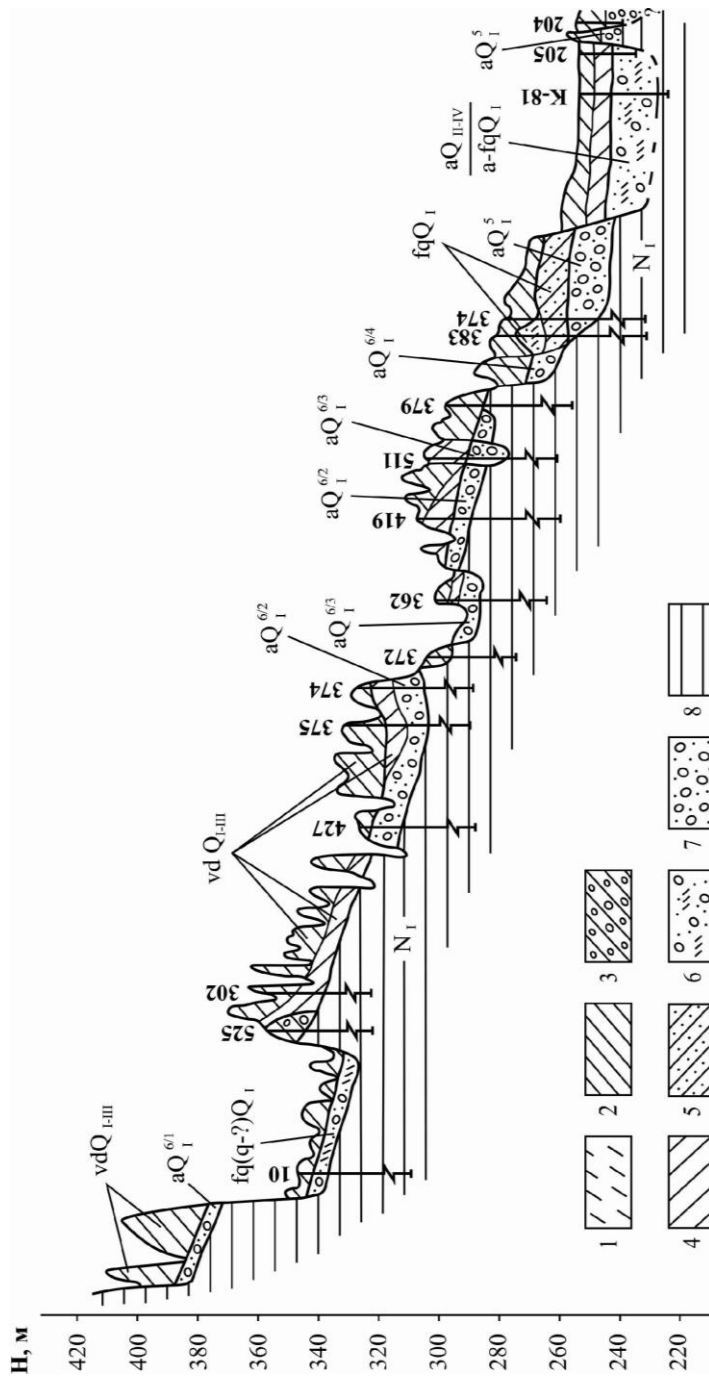


Рис. 2. Схематичний геолого-геоморфологічний профіль долини р. Бистриця-Підбузька по лінії I-I'. Літологічні: 1 – суглинки; 2 – суглинки; 3 – суглинки з вклученнями гальково-валунного матеріалу; 4 – глини; 5 – опішанені глини; 6 – глинисті піски з вклученнями гравійно-гальково-валунного матеріалу; 7 – гравійно-гальково-валунний матеріал з піщаним наповнювачем; 8 – корінні породи. Генетичні: a – алювіальні; fg – флювіогляціальні; a-fg – нерозчленовані алювіально-флювіогляціальні; g – гляціальні; vd – солово-делювіальні. Стратиграфічні: Q_{IV} – голоценові першої надзаплавної (високої заплави) тераси і серії різновисотних заплавних рівнів; Q_{IV-IV} – нерозчленовані середньоплейстоцен-голоценові марімпільської (четвертої надзаплавної) – першої надзаплавної (високої заплави) тераси; Q_{III} – нерозчленовані ранньо-верхньоплейстоценові; Q_I – ранньоплейстоценові; Q_I⁶² – ранньоплейстоценові суєдловицької (п'ятої надзаплавної) тераси; Q_I⁶⁴ – ранньоплейстоценові бісковийської тераси; Q_I⁶³ – ранньоплейстоценові торгановийської тераси; Q_I⁶¹ – ранньоплейстоценові дубрівської тераси; Q_I⁶¹ – ранньоплейстоценові торгановийської тераси; N_I – міоценові.

Fig. 2. Schematic geological-geomorphological profile of Bystrutsia-Pidbuz'ka River valley across the line I-I'

Підвищення розташоване на відстані 8–9 км на північний схід від орографічного уступу Карпат та на відстані 4,5–5,0 км від торгановицької тераси, розвиненої у підніжжі гір. Від цих фрагментів торгановицької тераси описуване підвищення відділене морфологічно надзвичайно добре вираженою Чуква-Вільшаницькою палеодолиною. Денна поверхня височини витримана на рівні 350–360 м. Перевищення поверхні височини над руслом Дністра зростають з просуванням на схід від 50–60 до 60–70 м. Також існують диспропорції у перевищеннях височини над руслом Бистриці-Підбузької: від 43–53 м – перевищення її західних фрагментів, до 55–70 м на сході Нагірнянської височини.

Покрівля дочетвертинних відкладів у межах височини теж має ухил із заходу, де вона розташована на рівні 340–335 м, на схід, до відміток у 335–330 м. Її перевищення над руслом Дністра зростають з просуванням на схід від 35–40 до 50–55 м. Перевищення над руслом Бистриці-Підбузької змінюються не менш помітно: від 27–32 м (перевищення її західних фрагментів) до 45–50 м (східних).

Корінні породи в межах Нагірнянської височини перекриті здебільшого не алювіальними нагромадженнями, а кількадеметровою (максимум до 20 м) товщею лесоподібних суглинків, супісків [11, 12]. Деякими свердловинами, закладеними у західній частині височини, усе ж розкрито гравійно-гальковий матеріал, який формує малопотужні (до 0,5–1,5 м) шари [11, 12]. Однак значно частіше гравійно-гальковий матеріал наявний як окремі включення в суглинистій товщі.

Дубрівська тераса поширена в тих районах, що й 40–50-метрова тераса Г. Тессейре [23]. На межиріччі Бистриці-Підбузької-Дністра тераса витягується із заходу на схід від лінії, проведеної через села Кульчиці-Городище до с. Велика Білина. Щоправда, у районі Дублян-Корналович вона практично навпіл розчленована молодшою терасою, яка також “захована” у поверхні Лоєвої. На заході тераса межує з Нагірнянською височиною. Перехід між ними досить чіткий і фіксований зростанням абсолютних відміток від 330–335 м у межах описуваної тераси до 340–345 м у межах височини. Максимальні абсолютні відмітки поверхні тераси сконцентровані в районі с. Кульчиці, де досягають 330–335 м. З просуванням на схід вони зменшуються до 300–305 м. Перевищення поверхні тераси над руслом Дністра в околицях с. Кульчиці досягають 55–60 м. Для східних ділянок тераси, розташованих в околицях с. Залужани, визначити перевищення над руслом Дністра складно з огляду на різке відхилення річки на північний схід, углиб Верхньодністерської улоговини та її віддалення від описуваного фрагмента межиріччя. За приблизними підрахунками, ці перевищення досягають 37–42 м. Перевищення над руслом Бистриці-Підбузької змінюються від 40–45 м на сході до 24–29, максимум до 34 м, на заході тераси.

Ложе алювію дубрівської тераси має добре виражений ухил із заходу на схід. Наприклад, в околицях с. Кульчиці воно піднімається до відміток 308–310 м, що становить 35–37 м над руслом Дністра та 20–22 м над руслом Бистриці-Підбузької. На сході тераси покрівля дочетвертинних відкладів знижується до відміток 280–283 м [11, 12], а перевищення над руслами головних рік регіону – Дністра, Бистриці-Підбузької – досягають, відповідно, 17–20 та 14–17 м.

В основі розрізу нагромаджень тераси залягає 6–10-метрова пачка алювіального гравійно-галькового матеріалу, перекрита товщею лесоподібних суглинків, супісків максимальною потужністю до 10–15 м [11, 12].

На межиріччі Бистриці-Підбузької-Тисмениці дубрівська тераса розвинена між селами Ступниця та Верхній Дорожів. Тут вона займає значні площі, простягаючись із

заходу на схід майже на 13 км. Денна поверхня західних фрагментів тераси, розташованих в околицях с. Ступниця, витримана на рівні 335–340 м, що становить 18–23 м над руслом Бистриці-Підбузької. З просуванням на схід абсолютні відмітки поверхні тераси помітно зменшуються, досягаючи в околицях с. Биків 300–310 м. А перевищення поверхні тераси над руслом річки в цьому ж напрямі, навпаки, зростають до 35–45 м.

Із-за браку відслонень наразі важко в деталях схарактеризувати будову пухких нагромаджень тераси.

Сусидовицька тераса на межиріччі Бистриці-Підбузької-Дністра розвинена між Корналовичами і Дублянами. Перетинаючи межиріччя впоперек, тераса займає його вододільні ділянки і морфологічно добре виражена. Поверхня тераси витримана на рівні 295–300 м, максимум до 309 м. Максимальні абсолютні відмітки явно тяжіють до північних, прилеглих до долини Дністра, ділянок тераси. З огляду на це поверхня тераси ледь нахилена з півночі на південь. Перевищення поверхні тераси над руслом Дністра досягають 27–32 м, максимум до 40–41 м. Над руслом Бистриці-Підбузької поверхня тераси піднімається на 19–24 м, максимум до 32–33 м. Ложе алювію нахилене з північного заходу, де піднімається до позначок 290–287 м, на південний-схід – відмітки на рівні 282–278 м [11, 12]. Його перевищення над руслом Дністра в північно-західних районах тераси досягають 19–22 м та, у південно-східних – 10–14 м. Перевищення над руслом Бистриці-Підбузької змінюються, відповідно, від 6–9 до 2–6 м. Алювій збудований 5–7-метровою товщею гравійно-галькового матеріалу [11, 12].

На межиріччі Бистриці-Підбузької-Тисмениці ця тераса розвинена на ділянці між селами Бистриця і Верхній Дорожів. Поверхня тераси тут витримана на рівні 295–305 м, що становить 32–42 м над руслом Бистриці-Підбузької. Підшва пухких нагромаджень тераси розташована на позначках 275–278 м, а її перевищення над руслом річки досягають 12–15 м. В основі нагромаджень тераси, згідно з результатами буріння, зазвичай, залягають субаеральні лесоподібні супіски і суглинки [11, 12]. Тільки однією свердловиною розкрито метрову товщу алювіального гравійно-галькового матеріалу.

Бісковицька тераса розвинена тільки на межиріччі Бистриці-Підбузької-Дністра. Морфологічно тераса виражена слабко, часто за суто морфологічними параметрами ідентифікувати її практично неможливо. Тільки розташування алювіального горизонту, відмітки ложа алювію, які розкриті свердловинами, дали змогу виокремити її на цьому межиріччі. Тераса займає незначні площі й розвинена у вигляді двох відокремлених між собою фрагментів. Один з них розвинений на захід від Дублян, а інший – між Дублянами і хутором Хвоща. Абсолютні відмітки в межах тераси знижуються від 295–305 м в околицях Дублян до 275–290 м поблизу хутора Хвоща. Перевищення поверхні тераси над руслом Бистриці-Підбузької змінюються мало і коливаються на рівні 15–25 м. Ложе алювію між Дублянами-Залужанами розкрито на позначках 263–265 м, що на 7–8 м нижче відміток рівня води в руслі річки. В основі нагромаджень тераси, за даними буріння, залягає 9–10-метрова товща алювіального гравійно-галькового матеріалу, перекритого кількадеметровою пачкою лесоподібних суглинків і супісків [11, 12].

Гіпсометрично нижче поверхні Лоевої в її теперішньому розумінні, сформульованому в працях І. Гофштейна, М. Демедюка, Я. Кравчука [3–5, 8], або нижче бісковицької тераси в нашому розумінні, розвинена галицька (п'ята надзаплавна) тераса. Чи не найліпше вона збережена поблизу Карпат, у правому борті долини Бистриці-Підбузької, між селами Уріж-Ступниця. Тут галицька тераса морфологічно чудово виражена на фоні як прилеглих до неї з півдня терас поверхні Лоевої, так і днища долини Бистриці-Підбузької, що обмежує її з півночі, північного заходу. Межа з терасами поверхні Лоевої чітка, фіксована схилом з відносною висотою 20–25 м та ще й виокремлена закладеною вздовж

нього долиною р. Ступнянка Велика. До днища долини Бистриці-Підбузької галицька тераса уривається морфологічно добре вираженим уступом з відносною висотою 10–15 м.

Тераса витягується від гір на північний схід у напрямі с. Городище майже на 9 км. У цьому ж напрямі зменшуються й абсолютні відмітки, на яких витримана денна поверхня тераси, від 370–375 до 305–310 м. Відносні перевищення поверхні галицької тераси над руслом Бистриці-Підбузької не змінюються, досягаючи 10–15 м. Цоколь тераси піднімається над руслом річки на 4–5 м.

На північно-східному продовженні описаного вище фрагмента галицької тераси є ділянка межиріччя Дністра–Черхавки (лівого допливу Бистриці-Підбузької), яку, імовірно, також можна трактувати як фрагмент галицької тераси. Тераса витягнута вздовж лівого берега р. Черхавки від с. Дубляни до с. Городище. На захід від с. Городище вона “проникає” в долину р. Черхавка, де її ледь помітні контури можна відстежити в лівому борті долини річки, між селами Городище–Вільшаник. Поверхня тераси в околицях с. Городище розташована на рівні 295–315 м. Перевищення поверхні тераси над руслом Бистриці-Підбузької в районі с. Сілець досягають 9–12 м, максимум до 22, на ділянці між Городищем та Дублянами – 5–15 м, максимум до 20 м. Відносні відмітки поверхні тераси стосовно русла р. Черхавки на аналогічних рубежах досягають, відповідно, 9–12 та 7–17 м.

Інший фрагмент галицької тераси на межиріччі Бистриці-Підбузької–Дністра займає його східні ділянки, витягуючись від с. Озерне аж до хутора Зади. Із заходу на схід тераса простягається на понад 12 км, а її ширина здебільшого не перевищує 1 км. На схід від с. Майнич тераса різко звужується, набуваючи вигляду вузького, шириною 250–500 м, “лесового валу”, який вклинюється далеко, майже на 7 км, углиб Верхньодністерської улоговини.

Абсолютні відмітки денної поверхні тераси коливаються в широкому діапазоні – від 270–275 м в околицях с. Озерне до 262–267 м поблизу хутора Зади. Над прилеглими з півночі ділянками Верхньодністерської улоговини поверхня тераси піднімається лише на 4–10 м. Над руслом Бистриці-Підбузької західні фрагменти тераси, які розташовані в околицях с. Озерне, піднімаються на 22–32 м, а східні, у районі хутора Зади, – до 4–9 м. Перевищення поверхні тераси над Дністром точно визначити складно, особливо її західних та центральних ділянок, оскільки русло річки віддалене від них на північ. А східні райони тераси піднімаються над руслом Дністра на 8–13 м.

Ложе алювію не має ухилу, піднімаючись і в околицях с. Озерне, і поблизу хутора Зади до відміток 249–253 м [11, 12]. Щоправда, є диспропорції в його перевищеннях над руслом Бистриці-Підбузької. Наприклад, у західних районах описуваної тераси воно розміщене на 8 м нижче урізу води, а у східних підосва пухких відкладів занурене на 11–13 м нижче рівня води в руслі річки.

В основі пухких нагромаджень тераси залягає потужна 8–12-метрова алювіальна гравійно-галькова товща, збудована уламками винятково карпатського походження [11, 12]. Зверху алювій перекритий надзвичайно характерною товщею опіщаних глин, глинистих пісків, потужність яких досягає 9–20 м. Завершуються нагромадження тераси 5–10-метровою товщею лесоподібних суглинків.

Звернемо увагу на те, що за будовою розрізу нагромаджень, їхніми літологічними характеристиками описуваний фрагмент галицької тераси практично ідентичний розрізу галицької тераси Дністра Кружики [21]. Нагадаємо, що в розрізі Кружики в основі нагромаджень галицької (п’ятої надзаплавної) тераси Дністра залягає “теплій” алювій руслової і заплавної фацій. Зверху він перекритий майже 7-метровою, чітко шаруватою пачкою відкладів, збудованих світлими різнозернистими пісками та сірими супісками,

глинистими пісками, які ми ідентифікували як перигляціальний алювій [21]. Тому ми вважаємо, що в розрізі відкладів галицької тераси, розвиненої між селами Озерне–Зади, 9–20-метрова товща опіщаних глин є генетичним та стратиграфічним еквівалентом глинистих пісків, розкритих у розрізі Кружики і, відповідно, це можуть бути флювіогляціальні нагромадження. “Бракуе” тільки морени, яка описана нами в розрізі Кружики, що, однак, цілком зрозуміло, адже цей фрагмент галицької тераси розташований уже поза межею зледеніння [6, 17].

Галицька тераса розвинена і на межириччі Бистриці–Підбузької–Тисмениці. До неї ми зачисляємо дві ділянки межириччя: одна з них розташована між селами Грушів–Добрівляни–Літиня, а інша – у районі с. Городківка. Останній фрагмент тераси лежить на продовженні галицької тераси, розвиненої в районі Грушева–Літині, тільки відрізаний від неї молодшою, гіпсометрично нижчою терасою, яка витягнута впоперек межириччя Бистриці–Підбузької–Тисмениці.

У районі Грушева–Добрівляни–Літині поверхня галицької тераси помітно нахилена на схід, у бік Верхньодністерської улоговини, що чудово ілюструє розподіл її абсолютних, відносних відміток. Наприклад, на заході, у районі с. Добрівляни, абсолютні відмітки денної поверхні тераси коливаються в межах 272–285 м, максимум до 297 м, а на сході, поблизу с. Літиня, знижуються до 270–265 м і нижче. Перевищення поверхні тераси над руслом Бистриці–Підбузької зменшуються в цьому ж напрямі від 24–11 до 12–7 м і менше. Однак ухил денної поверхні тераси в цьому районі винятково пов’язаний зі зменшенням потужності її лесового покриву.

В основі пухких нагромаджень тераси залягає надзвичайно мінлива за потужністю (від 2–4 до 13 м) товща алювію [11, 12]. Алювій збудований гравійно-гальковим матеріалом руслової фації, який подекуди перекритий товщею пісків заплавної фації. Завершується розріз нагромаджень тераси товщею лесоподібних супісків, суглинків, потужністю 10–25 м (див. рис. 3).

В околицях с. Городківка галицька тераса всього на 2–3 м піднімається над дном Верхньодністерської улоговини, представленого тут спільною для Бистриці–Підбузької–Тисмениці–Дністра заплавою. Одразу ж постає запитання: на підставі яких критеріїв цю ділянку улоговини ми розглядаємо як галицьку терасу, а не, що було б логічніше, як першу надзаплавну терасу? По-перше, на підставі розташування ложа алювію, її алювіальної товщі, які повністю укладаються в діапазон відміток, на яких витримані аналогічні елементи галицької тераси Бистриці–Підбузької, розташованої і між селами Волоща–Зади, і в околицях Грушева–Добрівляни–Літині. Зокрема, ложе алювію, як в околицях с. Літиня і в районі хутора Зади, розміщене на рівні 255–252 м. Водночас воно занурене на 3–6 м нижче рівня води в руслі Бистриці–Підбузької, максимум на 3 м нижче рівня води у руслі Тисмениці і, нарешті, на 1–4 м нижче урізу води в руслі Дністра.

По-друге, денна поверхня тераси, яка витримана на рівні 259–260 м, розташована надзвичайно близько до поверхні галицької тераси, розвиненої в районі сіл Грушів–Літиня і в околицях хутора Зади.

Пухкі нагромадження цього фрагмента галицької тераси представлені тільки алювієм: в основі розкрита майже 5-метрова товща гравійно-галькового матеріалу винятково карпатського походження, яка репрезентує руслову фацію; зверху залягає 2–3-метрова товща пісків заплавної фації. Тераса зовсім не має лесового покриву, який, очевидно, розмитий водами Дністра, Бистриці–Підбузької, Тисмениці.

Імовірно, до галицької також треба зачислити терасу, яка розвинена в дніщі долини Бистриці–Підбузької між селами Новошичі та Грушів. Тераса простягається вздовж русла річки на понад 18 км. Її перевищення над руслом річки досягають усього 4–6 м,

а над найнижчими заболоченими ділянками днища долини коливаються в межах 1,0–1,5 м (див. рис. 3). Ложе алювію занурене майже на 9 м нижче рівня води в руслі Бистриці-Підбузької. Пухкі нагромадження представлені (збереглися) винятково алювієм потужністю до 12 м. В його основі розкрита 7-метрова товща гравійно-галькового матеріалу, який зверху перекритий перешаруванням пісків, супісків, торфів.

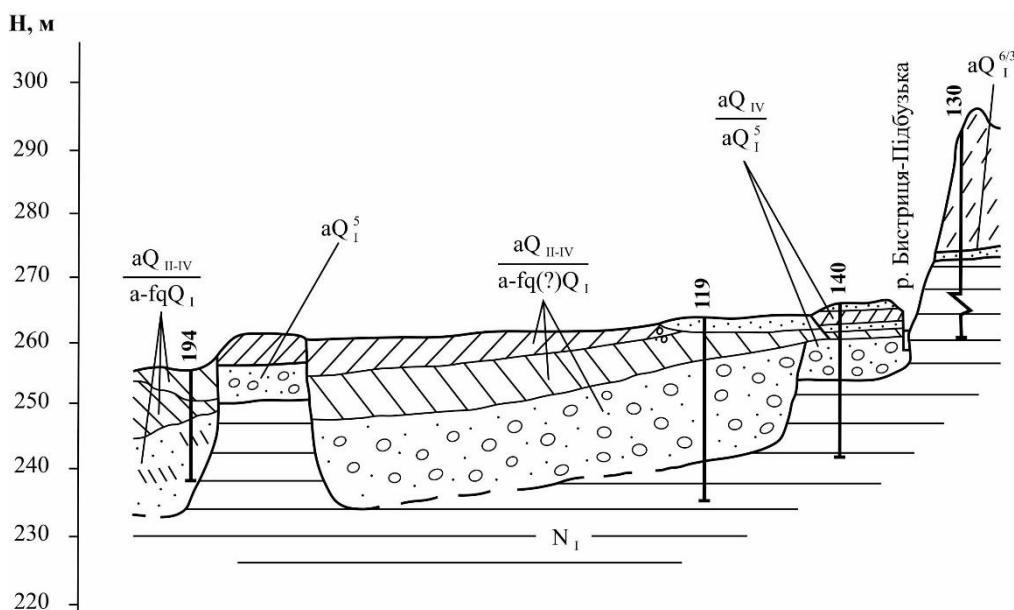


Рис. 3. Схематичний геолого-геоморфологічний профіль долини р. Бистриця-Підбузька по лінії II–II' (Умовні позначення ті ж, що й на рис. 2)

Fig. 3. Schematic geological-geomorphological profile of Bystrytsia-Pidbuz'ka River valley across the line II–II' (Symbols are the same as in Fig. 2)

Зазначимо, що морфометричні характеристики цього фрагмента галицької тераси не збігаються з морфометричними характеристиками інших її фрагментів, розвинених поряд як у районі сіл Луки–Майнич, що на межиріччі Бистриці-Підбузької–Дністра, так і в районі сіл Грушів–Добрівляни–Літня, що на межиріччі Бистриці-Підбузької–Тисмениці. Наприклад, її поверхня на 10–20 м розташована нижче, ніж поверхня галицької тераси, розвиненої в околицях с. Грушів, і на 5–10 м нижче поверхні галицької тераси, розвиненої між селами Майнич–Луки. Це, здавалося б, є вагомою підставою трактувати ці тераси як різновікові. Однак суттєві різниці в абсолютних відмітках, відносних перевищеннях поверхонь названих терас винятково пов'язані з відмінностями в потужностях їхніх лесових покривів. Набагато важливіше, що ложа їхніх алювіальних нагромаджень розташовані на однакових абсолютних відмітках – 249–255 м.

Надзвичайно цікаве геоморфологічне утворення простежується на межиріччі Дністра–Бистриці-Підбузької, точніше Дністра–Черхавки, між селами Чуква і Вільшаник, де розвинена так звана Чуква–Вільшаницька палеодолина (див. рис. 1, 2). Палеодолина морфологічно чудово виражена, її вісь витягнута через села Чуква–Вільшаник. На південь від с. Вільшаник вона “виходить” у долину Черхавки, а через неї сполучена і з долиною Бистриці-Підбузької. Отже, палеодолина фактично з'єднує долини Дністра

та Бистриці-Підбузької. Палеодолина широка, у найвужчому місці в районі с. Вільшаник досягає 1 км. Її західний борт відносною висотою 50–60 м формують схили торгановицької тераси, а зі сходу улоговина обмежена схилами Нагірнянської височини відносною висотою до 20–30 м. Днище палеодолини витримане на рівні 330–338 м. Перевищення її днища над руслом Дністра зростають з просуванням із заходу, від 25–32 м, на схід, до 30–38 м, що пов'язане з ухилом русла сучасного Дністра на схід.

У районі с. Вільшаник, де палеодолина “виходить” у долину потоку Вільшаник, її обриси практично повністю зникають, оскільки, по-перше, вона звужується до 500–600 м, а, по-друге, вона практично повністю розчленована долиною р. Вільшаник. На схід від с. Вільшаник палеодолина “виходить” у долину р. Черхавки, а далі й у долину Бистриці-Підбузької.

Уперше палеодолину ґрунтовно проаналізував Г. Тессейре, який, щоправда, так і не виробив чіткого, однозначного бачення першопричин її формування. Він припускав, що:

- це зниження може мати геологічне походження;
- на рівні 30-метрової ерозійної тераси, яка формує днище палеодолини, один з рукавів Дністра міг впадати у Бистрицю-Підбузьку, або один з меандрів Дністра вигинався аж на сучасний вододіл Дністра–Бистриці-Підбузької, а далі проходив у напрямі м. Самбір;

- палеодолина формувалась унаслідок ерозійної роботи талих льодовикових вод [22].

Ми не знайшли чітких геологічних передумов формування Чуква-Вільшаницької палеодолини. Звичайно, палеодолина закладена згідно з простяганням складок Передкарпатського прогину, уздовж простягання відкладів балицької світи неогену [7]. Проте відклади балицької світи також практично впоперек перетинають і сусідні межиріччя – Тисмениці–Бистриці-Підбузької, Дністра–Стривігору, але в їхніх межах жодних палеодолин нема. Тому ми більше схилиємось до іншого припущення Г. Тессейре, згідно з яким Чуква-Вільшаницька палеодолина сформувалась унаслідок ерозійної діяльності води. Щоправда, в основі антропогенових відкладів палеодолини залягає не алювіальна гравійно-галькова товща, а глини, піски, глинисті піски потужністю до 4 м [11, 12]. Чому нема грубоуламкових алювіальних нагромаджень, якщо палеодолина є продуктом діяльності пра-Дністра? Питання для нас остаточно не з'ясоване. Можливо, що формування палеодолини могло бути започатковане палео-Дністром у час формування галицької тераси, адже морфометричні характеристики днища палеодолини надзвичайно близькі до відповідних параметрів галицької тераси Дністра, Бистриці-Підбузької. Тому, по суті, нині не важливо, чи у формуванні описуваної палеодолини брав участь один з рукавів Дністра, який міг впадати у Бистрицю-Підбузьку, або один з меандрів Дністра, що вигинався аж на сучасний вододіл Дністра–Бистриці-Підбузької. Остаточно палеодолина сформувалась пізніше – в окський час, під час розвантаження палеодолиною талих льодовикових і дністерських вод у долину р. Черхавки, а далі в долину Бистриці-Підбузької. Це припущення ґрунтується на тому, що, будучи забарикадований льодовиком зі сходу, у районі с. Ралівка або, імовірно, в околицях с. Торгановичі, де сьогодні пролягає гіпотетична межа максимального просування окського льодовика на південь [6, 17, 19], Дністер скеровував свою течію на південний схід, перетинаючи впоперек межиріччя Дністра–Бистриці-Підбузької. Інших шляхів скидання вод Дністра на південь після його виходу в районі Старого Самбора з гір, на наш погляд, не було. Відповідно, талі льодовикові води надходили в палеодолину з льодовика, що деградував, розташованого на межиріччі Стривігору–Дністра, у районі Торгановичів, і на правобережжі Дністра, у районі сіл Ралівка–Кружики. Як доказ скидання палеодолиною талих

льодовикових вод можна розцінювати описаний Г. Тессейре в околицях с. Чуква ератик [22]. Тому і товщу глин, пісків, глинистих пісків, яка формує основу континентальних нагромаджень палеодолини, можна трактувати як осади талих льодовикових вод і вод палео-Дністра.

За такого розвитку подій можна припустити, що алювіальна гравійно-галькова товща палео-Дністра, яка гіпотетично була нагромаджена в дольодовиковий час у днищі Чуква-Вільшаницької палеодолини, під час скидання нею талих льодовикових і дністерських вод зазнавала повного розмивання. Щоправда, в інших районах долини Дністра, навіть тих, які перекривав льодовик, алювій дольодовикових терас не знищений – він чудово збережений і перекритий льодовиковими відкладами [14, 15, 17]. З огляду на це ми також припускаємо, що формування палеодолини може бути взагалі пов'язане не з дольодовиковою ерозійно-аккумулятивною роботою Дністра, а, швидше, з роботою талих льодовикових і дністерських вод. На користь цього припущення свідчить і відсутність у днищі й бортах палеодолини будь-яких слідів дольодовикових терас, крім торгановицької, яка розташана фактично вже поза палеодолиною. Тобто палеодолина не має тривалої історії формування – це може бути одномоментне утворення, сформоване тільки впродовж окського часу внаслідок скидання в долину р. Бистриця-Підбузька талих льодовикових і дністерських вод.

Ми також припускаємо, що глини, глинисті піски, які попередньо інтерпретували як нагромадження талих льодовикових і дністерських вод, можуть мати і власне льодовикове походження (морена). Це припущення ґрунтується на такому:

- по-перше, сьогодні межа максимального просування льодовика на південь визначена тільки приблизно і проведена на відстані яких-небудь 1,0–1,5 км на північ від Чуква-Вільшаницької палеодолини [6, 17, 19];
- по-друге, льодовиковий покрив поблизу палеодолини досягав потужності щонайменше 50 м (обчислюють як різницю максимальних і мінімальних абсолютних відміток, на яких сьогодні описані розрізи морени – це розрізи Торгановичі-1, 2 та Ралівка), що могло бути цілком достатньо для розтікання льодовикового щита поза гіпотетичну межу зледеніння і проникнення його в улоговину;
- по-третє, якщо в околицях с. Ралівка льодовик упирався в схили Нагірнянської височини, яка могла перешкоджати його просуванню далі на південь, то на південь від Торгановичів просуванню льодовика на південь і його проникненню в палеодолину ніщо не перешкоджало – жодних помітних орографічних меж тут нема, окрім розташованого далі на півдні межиріччя Черхавки-Бистриці-Підбузької.

Важливо, що всі ці розрахунки мають сенс в одному випадку – якщо Чуква-Вільшаницька палеодолина була сформована до вторгнення льодовика окського віку в долину Дністра.

За будь-яких обставин – чи то проникнення льодовика в палеодолину і подальшої його деградації, чи то використання палеодолини тільки як магістралі скидання талих льодовикових вод льодовика, що деградував, розташованого поза нею, в околицях Торгановичів-Ралівки – у відтоку талих льодовикових вод мала б бути задіяна долина Бистриці-Підбузької. Інших шляхів скидання талих льодовикових вод з палеодолини не існувало. Аргументом на користь цього припущення є й описані Г. Тессейре в районі с. Сіде ератики, які могли потрапити сюди тільки через Чуква-Вільшаницьку палеодолину [22]. Феноскандинавський матеріал учений виявив у долині невеликого допливу р. Черхавки на рівні 310–315 м. Важливо, що ератичний матеріал захоронений у, так би

мовити потрібному місці – у розрізі нагромаджень галицької тераси, алювіальні нагромадження якої перекриті флювіогляціальними, гляціальними відкладами окського часу [1, 14, 17].

Наголосимо, що днище долини Бистриці-Підбузької на відтинку Сілець–Городківка, якою, очевидно, у ранньому плейстоцені відбувалось скидання флювіогляціальних вод, за морфологічними, морфометричними параметрами та будовою профілю пухких відкладів помітно відрізняється від прилеглої до гір ділянки долини, розташованої між селами Уріж та Сілець, яка в цьому процесі не була задіяна.

На відтинку Сіде–Городківка тераси, молодші від галицької, морфологічно не виражені, можливо “заховані” в широкому днищі долини річки. Днище долини розташоване на 1–3 м нижче поверхні галицької тераси, розвиненої між селами Новошичі та Грушів. За морфометричними, морфологічними характеристиками воно відповідає заплаві Бистриці-Підбузької.

Абсолютні відмітки у днищі долини поблизу сіл Новошичі–Озерне коливаються в межах 275–270 м. Ложе пухких відкладів на цьому відтинку долини річки витримане на рівні 244–246 м [9–12], що на 17–21 м нижче урізу води в руслі Бистриці-Підбузької і на 9–14 м нижче ложа алювію галицької тераси.

Поблизу Верхньодністерської улоговини, в околицях сіл Зади, Грушів, днище долини Бистриці-Підбузької витримане на рівні 260–263 м і зливається із заплавою Бистриці-Підбузької–Дністра–Тисмениці, розвиненою в улоговині. Ложе пухких відкладів у цій частині долини занурюється до позначок 238–243 м, а це на 16–21 м нижче рівня води в руслі річки й на 9–14 м – ложа алювію галицької тераси.

Товща алювію, розкрита в цій частині днища долини Бистриці-Підбузької, має, поперше, значні потужності – до 24–26 м, а по-друге, суттєвими варіаціями літологічного складу: в одних свердловинах розкриті потужні гравійно-галькові нагромадження, які зверху перекриті піщано-глинистими товщами, в інших – алювій збудований майже 20-метровою товщею різнозернистих пісків з окремими включеннями грубих зерен пісковиків [9–12]. Завершується розріз товщі пухких нагромаджень суглинесто-сушішаним горизонтом загальною потужністю до 5–6 м. Ця 6-метрова частина алювіальної товщі в околицях с. Озерне формувалась з пізнього гляціалу–раннього голоцену [20].

Час формування середньої та нижньої частин цієї потужної алювіальної товщі наразі вірогідно визначити важко. Геоморфологічні критерії засвідчують, що початок нагромадження уламкового матеріалу в днищі долини річки розпочався після розчленування галицької тераси. Для точніших датувань звернемо увагу на те, що за літологічними характеристиками розрізи нагромаджень, які розкриті окремими свердловинами в днищі долини Бистриці-Підбузької, надзвичайно близькі до флювіогляціальних товщ, описаних у деяких частинах Верхньодністерської улоговини [13–15, 17, 21]. Крім того, поблизу Верхньодністерської улоговини леже континентальних нагромаджень, яким виповнене днище долини річки, виявилось розташованим на позначках, близьких до відміток ложа пухких нагромаджень інтерстадіальних терас, описаних у межах улоговини [13–15, 17]. Тому ми припускаємо, що якусь частину нагромаджень, розкритих у днищі долини Бистриці-Підбузької, постачали сюди талі льодовикові води, які в долину річки могли потрапляти через Чуква-Вільшаницьку палеодолину та Верхньодністерську улоговину. Зверху вони перекриті алювієм середньо-верхньоплейстоценового віку, а завершується розріз нагромаджень алювієм голоценового віку.

Нижче лінії, проведеної через села Зади–Городківка, долина Бистриці-Підбузької “виходить” у Верхньодністерську улоговину. Тут морфологічно виражена тільки одна

тераса – це спільна для Дністра–Бистриці–Підбузької–Тисмениці заплава відносною висотою 2,1–2,7 м. Будова товщі алювію, яка вповнює цю ділянку долини річки (улоговину), її потужності сьогодні остаточно не визначені. Ті декілька свердловин, які розкидані по улоговині, надали нам надзвичайно різномірну інформацію [9, 12]. Загалом товща алювію схожа за будовою до пухких нагромаджень, розвинених у днищі долини Бистриці–Підбузької на відтинку Сілець–Городківка.

На ділянці Уріж–Сілець, яка прилягає до Карпат, у днищі долини Бистриці–Підбузької найбільші площі зайняті першою надзапальною терасою. Старші, середньо-, верхньоплейстоценового віку, тераси на цьому відтинку долини не збереглися. Перша надзапальна тераса чудово виражена, її перевищення над руслом річки поступово зростають униз за течією від 2,5–3 м на відтинку Уріж–Ступниця до 3,5–4,5 м між селами Ступниця–Сілець. У цьому ж напрямі змінюється й будова товщі алювію – від валунно-гальково-гравійних сумішей, розвинених поблизу гір, до товщ, які практично повністю збудовані піщано-суглинистим матеріалом. Поблизу гір у розрізі тераси відслонений її цоколь, який майже на 1 м піднімається над руслом річки.

Від русла річки перша надзапальна тераса часто відділена серією різновисотних заплачних рівнів, серед яких морфологічно найліпше вираженим є рівень відносною висотою 2,0–2,3 м. Його ширина мінлива, від 100–150 до 350–400 м, а подекуди навіть більше. Алювій збудований, головню, валунно-гальково-гравійними товщами. Подекуди в розрізі заплави відслонений цоколь відносною висотою 0,7–0,8 м.

Отже, долина р. Бистриця–Підбузька має тривалу та складну історію формування. Особливо активно долина річки розвивалась упродовж раннього плейстоцену, коли сформувались морфологічно, геологічно й дотепер добре виражені тераси поверхні Лоевої та галицька (п'ята надзапальна) тераса. Формування цього комплексу терас відбувалось за умов розвитку активних висхідних тектонічних рухів.

У ранньому плейстоцені (в окський час), під час дегляціації прилеглих до Карпат ділянок межиріччя Стривігору–Дністра і Дністра–Бистриці–Підбузької, долиною річки на південь відбувалося скидання талих льодовикових вод. У цьому процесі також була задіяна Чуква-Вільшаницька палеодолина, історія формування та будова якої й дотепер потребують довивчення.

У середньо-пізньоплейстоценовий час територія долини р. Бистриця–Підбузька була охоплена низхідними тектонічними рухами. З огляду на це середньо-верхньоплейстоценові тераси в рельєфі долини річки взагалі не виражені, а їхні пухкі нагромадження повсюди перекриті алювієм голоценового віку.

Зміна вектора тектонічних рухів відбулась на початку голоцену. Особливо активними висхідними тектонічними рухами охоплені прилегли до Карпат ділянки долини, де в розрізах першої надзапальної тераси, заплави та руслі річки відслонені корінні відклади.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Богущий А., Яцишин А., Ланчонт М., Плотников А.* Розріз перигляціального алювію в долині Дністра і його палеогеографічний аналіз // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2007. Вип. 34. С. 12–18.
2. Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень. Масштаб 1:200 000, аркуші М-34-XXIII (Пшемисль), М-34-XXIV (Дрогобич). К. : Державний комітет природних ресурсів України, НАК “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, “Львівська геологорозвідувальна експедиція”, 2005.

3. *Гофштейн І. Д.* Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров'я. К. : Вид-во АН УРСР, 1962. 131 с.
4. *Демедюк Н. С.* Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат // Геоморфология. 1982. № 3. С. 36–44.
5. *Демедюк Н. С.* Поверхности выравнивания Украинских Карпат и их предгорий // *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*. 1983. Vol. 16. S. 3–14.
6. *Демедюк Н. С., Демедюк Ю. Н.* Днестровский ледниковый комплекс Предкарпаття. Киев, 1988. 56 с. / Препринт. Ин-та геол. наук АН УРСР; 88–27/.
7. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000, аркуші М-34-XXIII (Пшемисль), М-34-XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Пояснювальна записка. К. : Державний комітет природних ресурсів України, НАК “Надра України”, ДП “Захід-укргеологія”, “Львівська геологорозвідувальна експедиція”, 2005.
8. *Кравчук Я.* Геоморфологія Передкарпаття. Львів : Меркатор, 1999. 188 с. (Рельєф України).
9. *Никитин Г. П.* Отчёт о геолого-съёмочных работах в районе Рудки–Комарно. Карта фактического материала района Рудки-Комарно, масштаба 1 : 50 000. Львов: Министерство нефтяной промышленности СССР, Объединение “Укргаз”, Геолого-Поисковая контора, 1951 г.
10. *Никитин Г. П.* Приложения к отчёту о результатах геолого-съёмочных работ в районе Рудки–Комарно в 1951 году. Львов : Министерство нефтяной промышленности СССР, Объединение “Укргаз”, Геолого-Поисковая контора, 1952. 147 с.
11. *Рубцов Ю. Д., Писаренко В. П., Сокуров С. А.* Геологическая карта масштаба 1:50 000. Листы М-34-94-Г (Добромиль), М-34-95-А (Самбор), М-34-95-Б (Рудки). Фонды Львов. геологоразв. экспедиции, 1971.
12. *Рубцов Ю. Д., Писаренко В. П., Сокуров С. А.* Отчёт Самборской геолого-съёмочной партии за 1965–1971 гг. Фонды Львов. геологоразв. экспедиции, 1971. Кн. 2. 620 с.
13. *Яцишин А., Плотніков А.* Палеогеоморфологія долини Болозівки // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2004. Вип. 30. С. 322–330.
14. *Яцишин А., Богуцький А., Плотніков А.* Етапи формування та геоморфологічна будова долини р. Стривігор у межах Передкарпаття // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2008. Вип. 35. С. 348–360.
15. *Яцишин А. М., Богуцький А. Б., Дмитрук Р. Я., Плотніков А.* Антропогенні відклади північної частини Верхньодністерської улоговини // Фіз. географія та геоморфологія. К. : Обрії, 2010. Вип. 1(58). С. 177–188.
16. *Яцишин А., Богуцький А., Бомбель М., Ольшевська-Нейберт Д., Дмитрук Р., Плотніков А.* Геологічна будова дочетвертинних відкладів північно-західної частини Українського Передкарпаття // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.). Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. С. 15–25.
17. *Яцишин А., Богуцький А., Голуб Б., Ланчонт М., Томенюк О.* Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.). Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. С. 29–61.
18. *Яцишин А.* Будова, історія формування поверхонь вирівнювання Північно-Західного Передкарпаття // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2014. Вип. 47. С. 306–319.
19. *Jacyszyn A., Bogucki A., Olszewska-Nejbert D., Bąbel M.* Stanowisko głązów magmowych i metamorficznych w korycie Dniestru koło Sambora – implikacje dla maksymalnego zasięgu lodolodu na Przedkarpacku // Гляціал і перигляціал Українського

- Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.). Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. С. 168–180.
20. Kalinovyč N., Budek A., Starkel L. Peat-bog in the Bystrycia River valley near Ozerne (Now Luka) // Environment and man at the Carpathian foreland in the Upper Dnister catchment from Neolithic to early mediaeval period / Ed. by K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel. Kraków, 2006. S. 44–51.
 21. Lanczont M., Bogucki A., Mroczek P., Zieliński P., Jacyszyn A., Pidek A.I., Urban D., Kulesza P., Hołub B. Zapis interglacialno-glacialnych cykli w sekwencji osadowej w Krużykach nad Dniestrem (wschodnie Podkarpacie) // Annales UMCS. Sectio B. Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia. Lublin : Wyd-wo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 2010. Vol. 65, 2. S. 37–55.
 22. Teisseyre H. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor // Sprawozdania Pol. Tow. Geol. 1935. T. 8, z. 2. P. 67–81.
 23. Teisseyre H. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Sambor i Dobromil // Roczn. Pol. Tow. Geol. 1938. T. 13. S. 31–81.

REFERENCES

1. Bogutskyi, A., Yatsyshyn, A., Lanczont, M., & Plotnikov, A. (2007). The section of periglacial alluvium in the Dnister River valley and its paleogeographical analysis. *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 34, 12–18.
2. *Heolohichna karta i karta korysnykh kopalyn dochetvertynnykh utvoren.* (2005). Masshtab 1:200 000, arkushi M–34–XXIII (Pshemysl), M–34–XXIV (Drohobych). Kyiv: Derzhavnyi komitet pryrodnykh resursiv Ukrainy, NAK “Nadra Ukrainy”, DP “Zakhidukrheolohiia”, “Lvivska heolohorozvidualna ekspedytsiia”.
3. Hofsteyn, I. D. (1962). *Neotektonika i morfohenez Verkhnoho Prydnistrovia*. Kyiv: Vydavnytstvo AN URSS (in Ukrainian).
4. Demedjuk, N. S. (1982). Drevnie poverhnosti vyravnivaniya Ukrainskih Karpat. *Geomorfologija*, 3, 36–44 (in Russian).
5. Demedjuk, N. S. (1983). Poverhnosti vyravnivaniya Ukrainskih Karpat i ih predgorij. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*, 16, 3–14 (in Russian).
6. Demediuk, N. S., & Demediuk, Yu. N. (1988). *Dniestrovskii liednikovyi kompleks Predkarpattia*. Preprint. Institut geologicheskikh nauk AN URSS; 88–27. Kiev, 56 pp.
7. *Derzhavna heolohichna karta Ukrainy* (2005). Masshtab 1:200 000, arkushi M–34–XXIII (Pshemysl), M–34–XXIV (Drohobych). Karpatska seriia. Poiasniuvalna zapyska. Kyiv: Derzhavnyi komitet pryrodnykh resursiv Ukrainy, NAK “Nadra Ukrainy”, DP “Zakhidukrheolohiia”, “Lvivska heolohorozvidualna ekspedytsiia”.
8. Kravchuk, Ya. (1999). *Heomorfolohiia Peredkarpattia*. Lviv: Merkator (in Ukrainian).
9. Nikitin, G. P. (1951). *Otchet o geologo-siemochnykh rabotakh v raione Rudki–Komarno. Karta fakticheskogo materiala raiona Rudki–Komarno, masshtaba 1 : 50 000*. Lvov: Ministerstvo neftianoi promyshlennosti SSSR, Obiedinienie “Ukrigas”, Geologo-Poiskovaia kontora.
10. Nikitin, G. P. (1952). *Prilozheniie k otchetu o rezultatakh rabot v raione Rudki–Komarno v 1951 godu*. Lvov: Ministerstvo neftianoi promyshlennosti SSSR, Obiedinienie “Ukrigas”, Geologo-Poiskovaia kontora, 147 pp.
11. Rubtsova, Yu. D., Pisarenko, V. P., & Sokurov, S. A. (1971). *Geologicheskaiia karta masshtaba 1:50 000*. Listy M–34–94–G (Dobromil), M–34–95–A (Sambor), M–34–95–B (Rudki). Fondy Lvovskoj geologorazvedochnoj ekspeditsii.

12. Rubtsov, Yu. D., Pisarenko, V. P., & Sokurov, S. A. (1971). *Otchet Samborskoj geologosiemochnoi partii za 1965–1971 gg.* Fondy Lvovskoj geologorazvedochnoj ekspeditsii, Kniga 2, 620 pp.
13. Yatsyshyn, A., & Plotnikov, A. (2004). Paleogeomorphology of Bolozivka valley *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 30, 322–330.
14. Yatsyshyn, A., Bohutskyi, A., & Plotnikov, A. (2008). Formation stages and geomorphic structure of the Stryvohor River valley within the Fore-Carpathians. *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 35, 348–360 (in Ukrainian).
15. Yatsyshyn A., Bohutskyi, A. B., Dmytruk, R. Ya., & Plotnikov, A. (2010). Antropohenovi vidklady pivnichnoi chastyny Verkhniodnisterskoi ulohovyny. *Physical geography and geomorphology*, 1(58). Kyiv: Obrii, 177–188.
16. Jacyszyn, A., Bogucki, A., Bąbel, M., Olszewska-Najbert, D., Dmytruk, R., & Plotnikow, A. (2011). Budowa geologiczna osadów przedczwartorzędowych północno-zachodniej części Ukraińskiego Przedkarpacia. In A. Boguckij (Ed.), *Glacjal i peryglacjal Wschodniego Podkarpacia* (pp. 15–25). Lwów, LUN im. I. Franko (in Ukrainian).
17. Jacyszyn, A., Bogucki, A., Hołub, B., Łanczont, M., & Tomeniuk, O. (2011). Etapy morfogenezy północno-zachodniej części Ukraińskiego Przedkarpacia. In A. Boguckij (Ed.), *Glacjal i peryglacjal Wschodniego Podkarpacia* (pp. 26–61). Lwów, LUN im. I. Franko (in Ukrainian).
18. Yatsyshyn, A. (2014). Structure and formation history of the planation surfaces of the North-West Forecarpathians. *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 47, 306–319.
19. Jacyszyn, A. Bogucki, A., Olszewska-Nejbert, D., & Bąbel, M. (2011). Stanowisko głązów magmowych i metamorficznych w korycie Dniestru koło Sambora – implikacje dla maksymalnego zasięgu lądolodu na Przedkarpaciu. In *Glacial and Periglacial of Ukrainian Forecarpathians*. Lviv: VTS LNU imeni Ivana Franka, 168–180.
20. Kalinovyč, N., Budek, A., & Starkel, L. (2006). Peat-bog in the Bystrycia River valley near Ozerne (Now Luka). In K. Harmata, J. Machnik, & L. Starkel (Eds.). *Environment and man at the Carpathian foreland in the Upper Dnister catchment from Neolithic to Early Mediaeval period*. Kraków, 44–51.
21. Łanczont, M., Bogucki, A., Mroczek, P., Zieliński, P., Jacyszyn, A., Pidek, A.I., Urban, D., Kulesza, P., & Hołub, B. (2010). Zapis interglacjalno-glacjalnych cykli w sekwencji osadowej w Krużykach nad Dniestrem (wschodnie Podkarpacie). *Annales UMCS, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 65(2). Lublin: Wyd-wo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 37–55.
22. Teisseyre, H. (1935). Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor. *Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 8(2), 67–81 (in Polish).
23. Teisseyre, H. (1938). Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 13, 31–81 (in Polish).

*Стаття: надійшла до редакції 09.09.2016
доопрацьована 12.12.2016
прийнята до друку 15.12.2016*

GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE BYSTRYTSIA-PIDBUZKA RIVER VALLEY WITHIN THE FORE-CARPATHIANS

Andriy Yatsyshyn

*Ivan Franko National University of Lviv,
P. Doroshenko St., 41, UA – 79007 Lviv, Ukraine,
e-mail: andrij_jacyshyn@ukr.net*

The geomorphological structure of one of the least explored river valleys of the north-west part of the Fore-Carpathians was discovered. Morphological, morphometric characteristics of the Bystrytsia-Pidbuzka terraces, the structure features of their deposits' sections were described. The progress of the glacial morpholithogenetic processes in the north-west part of the Fore-Carpathians was detailed.

It was found that the river valley has been actively developing during the Early Pleistocene epoch, when the Galician (the fifth over-floodplain) terrace and four different-age terraces, which have formed the Loyeva level (the sixth over-floodplain terrace) till now, and starosilska terrace, which is hypsographically above the Loyeva level and below the Krasna level, were formed. The benches between the bases of the multiple altitude horizons of alluvium of the identified terraces were mainly disguised by the loess cover that is why actually they were not evident in the terrain.

During the Early Pleistocene epoch (the Oka stage), at the time of the deglaciation of the adjacent to the Carpathian Mountains interfluvial areas of Stryvior–Dnister and Dnister–Bystrytsia-Pidbuzka, the glacial meltwater flowed along the river valley to the south. This was illustrated by the fact of the covering of the “warm” alluvium of the channel and flood plain facies by the periglacial alluvium in the section of the Galician terrace of the Bystrytsia-Pidbuzka River.

During the deglaciation process of the north-west part of the Dnister valley, the Chukva-Vilshanyk palaeovalley was also invoked. The history of its formation and the structure requires further appraisal up to now.

Younger Middle-Upper Pleistocene terraces that were obviously “hidden” in the broad bottom of the river valley morphologically were not clearly demonstrated. According to the morphometric, morphological characteristics they corresponded to the first over-floodplain terrace and Bystrytsia-Pidbuzka floodplain. However, it has been reliably determined that only its upper 6 meters of the total 24–26-meter of the soft sediments of the mass, which was discovered in the bottom of the Bystrytsia-Pidbuzka River valley, have accumulated during the Holocene. The formation time of the middle and lower parts was not accurately determined so far. It is possible that it has begun to accumulate during the period of the glacial meltwater discharge, which flowed to the river valley, through both the Chukva-Vilshanyk palaeovalley and the Upper-Dnister depression. The surface of the fluvio-glacial deposits was covered with the Middle-Upper Pleistocene alluvium, and the section of the mentioned mass was finished by the Holocene alluvium.

From the beginning of the Holocene the river valley was surrounded by the ascending tectonic movements, which were especially active on the area that is adjacent to the Carpathians, where their base was outcropped in sections the first over-floodplain terrace and the floodplain.

Key words: terrace, Loyeva level, alluvium, loess, glacial meltwater, Upper-Dnister depression, Chukva-Vilshanyk palaeovalley.