

ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Географічний факультет

(повне найменування назва факультету)

Кафедра геоморфології і палеогеографії

(повна назва кафедри)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

до магістерської роботи

магістр

(освітньо-кваліфікаційний рівень)

на тему: **ФЛЮВІАЛЬНА ГЕОМОРФОСИСТЕМА ДОЛИНИ ТЕРЕСВИ**

Виконала: студентка 2 курсу, групи ГрНМ-21
напряму підготовки (спеціальності)

103 Науки про Землю (географія)

(шифр і назва напряму підготовки, спеціальності)

Мандзюк М. І.

(прізвище та ініціали)

Керівник Яцишин А. М.

(прізвище та ініціали)

Рецензент Кирильчук А. А.

(прізвище та ініціали)

Львів-2023

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА
Географічний факультет
Кафедра геоморфології і палеогеографії

Допущено до захисту
Завідувача кафедри

Проф. Дубіс Л. Ф

«___»_____2023 р.

Мандзюк Мар'яна Іванівна
ФЛЮВІАЛЬНА ГЕОМОРФОСИСТЕМА ДОЛИНИ ТЕРЕСВИ
Магістерська робота
Спеціальність 103 – Науки про Землю (географія)

Науковий керівник –
кандидат географічних наук,
доцент Яцишин Андрій Михайлович

(підпис студента)

(підпис)

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. Флювіальна геоморфосистема долини Тересви: історія дослідження та стан вивченості	5
РОЗДІЛ 2. Науково-методичні засади дослідження флювіальних геоморфосистем	10
РОЗДІЛ 3. Природно-географічні чинники формування флювіальної геоморфосистеми Тересви	23
3.1. Орографія	23
3.2. Геологічна будова	34
3.2.1. Дочетвертинні відклади	34
3.2.2. Четвертинні нагромадження	42
3.3. Тектоніка	46
РОЗДІЛ 4. Морфолітологічні особливості долинно-терасового комплексу флювіальної геоморфосистеми Тересви	50
РОЗДІЛ 5. Етапи формування геоморфосистеми долини Тересви	65
ВИСНОВКИ	72
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	75

ВСТУП

Об'єкт. Долинно-терасовий комплекс флювіальної геоморфосистеми долини Тересви.

Предмет. Морфологія і морфометрія долинно-заплавного комплексу, а також особливості їх формування, як результат розвитку флювіальної геоморфосистеми.

Мета полягала у тому, щоб встановити поширення терас у межах досліджуваної долини, з'ясувати їхні морфологічні, морфометричні параметри та будову їхніх пухких нагромаджень.

Завдання.

1. Встановити кількість розвинених в долині річки терас;
2. Їхні морфометричні параметри;
3. Описати морфологічні особливості терас;
4. Визначити закономірності будови їхніх пухких нагромаджень;
5. Встановити час формування терас.
6. Реконструювати історію розвитку флювіальної геоморфосистеми Тересви.

Наукова новизна магістерської роботи

1. Уточнено висоти і морфологію річкових терас, їх поширення вздовж русла.
2. Визначено літологічні особливості відкладів заплави і надзаплавних терас річки Тересва.
3. Деталізовано історію формування долини Тересви.

Актуальність роботи полягає в тому, що вивченість процесу формування долини річки Тересви і надалі перебуває на рівні уявлень другої половини ХХ століття та значно поступається вивченості інших територій Карпатського регіону. Зокрема, дискусійними є проблеми кількості терас, їхнього віку та умов формування.

Наукова робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків та списку використаної літератури.

В процесі підготовки написання магістерської роботи, мною у співавторстві з науковим керівником була підготована одна наукова публікація.

Яцишин А. М., Мандзюк М. І. Морфологічна характеристика флювіальних елементів геосистеми долини Тересви // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих території: матеріали доповідей XIII науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річному ювілею проф. Я. Кравчука (2–3 березня 2023 р.). Львів: ГАЛИЧ-ПРЕС, 2023. - С. 135-138.

РОЗДІЛ 1

ФЛЮВІАЛЬНА ГЕОМОРФОСИСТЕМА ДОЛИНИ ТЕРЕСВИ: ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА СТАН ВИВЧЕНОСТІ

Геолого-геоморфологічне вивчення території Солотвинської улоговини, як і Закарпаття загалом, розпочалося в XIX ст. На початковому етапі за часів австро-угорського періоду більшість геологічних праць вирізнялась епізодичністю досліджень, мала загальний описовий характер, спеціальних геоморфологічних робіт не проводили[15].

У 1865 р. під керівництвом Ф. Гауера складено оглядову геологічну карту Австро-Угорщини в масштабі 1:576000 як підсумок систематизації матеріалів геологічного знімання території. К. Пауль і Е. Тітце розробили схему стратиграфії Карпат, виділивши три структурні зони: Мармароський кристалічний масив, зону карпатських пісковиків і неогеновий комплекс. Ефузивні утворення Закарпаття вивчали Ф. Ріхтгофен, К. Гофман. Орографічну характеристику Карпат і Закарпаття виконав А. Реман.

Визначне місце в історії геолого-геоморфологічного вивчення Карпат належить польським дослідникам. У працях М. Ломницького, Р. Зубера, В. Тейссейра, Л. Савицького, Е. Ромера та інших висловлено низку цінних думок, які є актуальними і на сучасному етапі досліджень.

Для чехословацького періоду (1918-1938) геолого-геоморфологічного вивчення Закарпаття характерна більша детальність праць і спрямованість досліджень на вирішення конкретних завдань [15]. Поряд з геологічним вивченням території проводили геоморфологічні дослідження.

Визначну роль у вивченні Закарпаття відіграв чеський дослідник Д. Андрусов, який розробив тектонічну і стратиграфічну схеми Закарпаття. Заслуговує на увагу висловлена ним думка про походження Пенінських стрімчаків («кліпенів»), які вчений розглядав як гігантську тектонічну брекчію Д. Андрусов, .

До цього ж періоду належать геоморфологічні дослідження С. Рудницького [15]. Серед наукових праць ученого виділимо «Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі», яку опубліковано в Ужгороді товариством «Просвіта». У першій частині праці детально описано проблемні на той час питання геолого-геоморфологічної будови Закарпаття, наведено геоморфологічну і частково палеогеографічну характеристику окремих геоморфологічних регіонів

С. Рудницький кваліфіковано обґрунтував давню поверхню вирівнювання, детально описав історію розвитку і перебудови долинних систем південно-західних макросхилів Карпат, виділив серію терас, найдавніші з яких відносною висотою 300 м віднесені до пліоцену. У другій частині праці є детальний літолого-петрографічний аналіз вивержених порід Вулканічного хребта. В. Шауер навів детальний аналіз річкових терас басейну Тиси від р. Апшиця до р. Уж, проте зіставлень і висновків щодо їхнього віку не зробив.

Угорські вчені (1939-1943) першими розпочали вивчення мікрофауни Закарпаття (Л. Майзон) і геофізичні дослідження (Е. Фекете, Б. Імре) [15]. Стратиграфію і тектоніку міоценових відкладів Солотвинської западини досліджував Ф. Сентеш, який виділив тут дві смуги соленосних відкладів. Певний внесок у вивчення мармароської частини Закарпаття зробили румунські геологи І. Атанасіу, А. Преда, Г. Маковей.

На час закінчення Другої світової війни стан геолого-геоморфологічного вивчення Солотвинської улоговини був неповним і недостатнім. Після приєднання Закарпатської України до тодішньої Української республіки почався новий етап геоморфологічних досліджень.

У 1946-1949 р. значну роботу виконала Карпатська експедиція під керівництвом О. Богданова [15]. Проведено комплексне геологічне знімання в масштабі 1 : 200 000 на всій площі Українських Карпат. Геоморфологічні дослідження в експедиції вів Г. Раскатов під керівництвом М. Жукова. У підсумку складено геоморфологічну карту і карту четвертинних відкладів у масштабі 1 : 500 000.

Упродовж 1950-х післявоєнних років Львівська і Закарпатська геологічні експедиції проводили геологічне знімання Українських Карпат з одночасним складанням геоморфологічної карти в масштабі 1 : 50 000. Значну роботу з вивчення геологічної будови виконували Український науково-дослідний геологорозвідувальний інститут, Інститут геології і геохімії горючих копалин, Інститут геологічних наук АН УРСР, Львівський і Чернівецький університети та ін [15].

Перші узагальнюючі праці з геоморфології Карпат опубліковані Г. Алфер'євим, В. Бондарчуком, М. Єрмаковим, Г. Раскатов, О. Спиридонов, П. Цись. У той час також були складені схеми геоморфологічного районування Українських Карпат та їхніх передгір'їв за авторства М. Єрмакова, Г. Раскатова, П. Цися.

Мабуть першість у вивченні проблем геоморфології Українських Карпат належить П. Цисю, який займався проблемами денудаційних рівнів, розвитку річкових долин, давнього зледеніння, неотектоніки, визначення типів головних морфоструктур у їх функціонуванні з елементами морфоскульптури, регіоналізації Українських Карпат та їхніх передгір'їв. В результаті цього, на схемі геоморфологічного районування П. Цись зачислив Солотвинську улоговину до геоморфологічної області Вулканічних Карпат і міжгірських улоговин під назвою район низько-гірного і терасового рельєфу Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини. З чим не погодився Я. Кравчук. Він аргументував це наступним чином: регіон сформувався на моласових комплексах Закарпатського прогину, тому Солотвинську улоговину варто розглядати як підобласть Закарпатської рівнини з низькогірно-горбистим і терасовим рельєфом, сформованим на структурах Закарпатського прогину [15].

Варто згадати про виокремлення Г. Алфер'євим у межах Солотвинської улоговини Кичерського денудаційного рівня, що фіксується на абсолютних висотах 500-700 м. З часом і Т. Гофштейн зробив висновок, що Кичерський денудаційний рівень фіксується не лише в межах Закарпатського внутрішнього прогину, а й на значному відрізку вздовж південно-західного схилу

Полонинського хребта. І. Гофштейн також присвятив чимало праць питанням неотектоніки і морфогенезу Українських Карпат. З дещо інших позицій учений розглянув проблеми формування поверхонь вирівнювання, проаналізував кількісні показники найновіших тектонічних рухів та їхній вплив на рельєф.

Також питанням неотектоніки та її прояву у рельєфі Закарпаття, у тому числі Солотвинської улоговини, викладені у працях Т. Піотровської. Геоморфологію і четвертинні відклади Солотвинської улоговини досліджував О. Кожевников. Давнім поверхням вирівнювання Українських Карпат і проблемам антропогену присвячені праці М. Демедюка [15].

Певне значення для подальшого вивчення геоморфології Українських Карпат мало створення 1965 р. при кафедрі геоморфології Львівського університету науково-дослідної групи під керівництвом проф. П. Цися і доц. Д. Стадницького. Група виконувала геоморфологічне знімання в масштабі 1:100000 у південно-східному секторі Карпат з охопленням північно-східної частини Солотвинської улоговини в басейні Тиси, Апшиці, Тересви. Мета робіт – розробка науково обґрунтованих заходів для попередження шкідливих стихійних явищ (зсувів, обвалів, селів, процесів лінійної та площинної ерозії тощо). У різні роки в цій групі працювали О. Болюх, А. Данилюк, С. Позняк, Р. Сливка, а також Я.Кравчук і В. Чалик.

Фізико-географічний та ландшафтний поділи Солотвинської улоговини запропоновані в працях К. Геренчука, А. Мельника, у яких наведено детальну характеристику окремих таксономічних одиниць.

К. Геренчук уперше в межах Солотвинської улоговини виділив три ландшафти, які добре узгоджуються з геоморфологічними районами.

Досить детальному аналізу рельєфу Солотвинської улоговини (морфоскульптура, морфоструктура, регіоналізація та ін.) присвячені праці Я. Кравчука і В. Чалика [15].

За тривалу історію досліджень долини р. Тересви досягнуто наступних напрацювань: виокремлено сім надзаплавних терас, встановлено час їхнього

формування, будову терас, межі їх поширення, визначено за допомогою функціонування яких водних потоків були сформовані тераси.

Протягом останніх 30-40 років активні геоморфологічні дослідження в долині р. Тересви майже припинилися, окрім розробки Державної геологічної карти 2009 та праць Я. С. Кравчука та В. І. Чалика.

Сучасний стан вивченості геоморфосистеми долини Тересви відповідає рівню знань кінця 90-х років ХХ ст. Це різко контрастує з тим рівнем вивченості долин рік басейну Дністра та Прута, які склалися станом на зараз. Тому можна відзначити суттєве відставання у дослідженості цієї геоморфосистеми та й рік басейну Тиси загалом.

РОЗДІЛ 2

НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ДОСЛІДЖЕННЯ ФЛЮВІАЛЬНИХ ГЕОМОРФОСИСТЕМ

Надзаплавні тераси – це давні заплавні масиви, що вийшли зі сфери діяльності паводкових вод і нині перебувають вище від рівня максимальних повеней, вирівняні горизонтальні чи субгоризонтальні майданчики різної ширини, що розміщені на різній висоті й розділені більш-менш виразними уступами. Тераси разом із заплавами займають усе днище річкової долини, найстаріша з них прилягає до корінного схилу долини. Тераси поширені у днищах долин у вигляді суцільних смуг або фрагментів. Під час геоморфологічних досліджень тераси нумерують римськими цифрами у порядку зростання їхніх висот над рівнем води у руслі (відповідно збільшується і вік терас).

Морфологічними елементами надзапавної тераси є її поверхня (що старіша тераса, то сильніше змінена її поверхня екзогенними процесами, іноді в горах на поверхнях терас спостерігаються сліди прояву тектонічних рухів і процесів магматизму), схил чи уступ до тераси, нижчої від рівня поверхні, або до заплави. Поверхня тераси обмежена бровкою (з боку схилу до нижчої тераси) і тиловим швом (у місці прилягання до старішої) [19].

Тераси, як і заплави, зазвичай складені з поверхні (іноді – на всю товщину геологічного розрізу) алювіальними відкладами, нижче яких залягають корінні породи, що утворюють цоколь(основу) тераси.

Основними причинами, внаслідок яких формуються річкові тераси, є такі.

1. Жива сила потоку залежить від маси води. Якщо у басейні ріки клімат стає вологішим, тобто зростає повноводність і посилюється ерозійна здатність водного потоку, відбувається порушення рівноваги між здатністю ріки до розмивання та опором гірських порід, що встановилася раніше. Внаслідок чергового етапу врізання формується новий профіль рівноваги, що відповідає зміненому гідродинамічному режиму водного потоку. Після врізання заплава

виходить з-під впливу руслового потоку, стає недосяжною для повеней і перетворюється на терасу. Транспортувальна та ерозійна здатність водного потоку зростають швидше, ніж витрати води, внаслідок чого інтенсивність врізання збільшується вниз за течією. Проте у пониззі величина врізання обмежується сталим положенням базису ерозії, тому максимум врізання спостерігається у середній течії ріки. Для цієї ділянки характерні оптимальні відносні висоти надзаплавних терас, тобто формується тераса хордового типу.

2. Відбувається зміна базису ерозії. Під час зниження рівня басейну, куди потрапляє ріка, в її гирловій частині спостерігається врізання як реакція на різницю висот між новим базисом ерозії та положенням витоку ріки. Воно поступово поширюється вгору за течією до того місця, де ухил давнього поздовжнього профілю є настільки значним, що збільшення його, зумовлене регресивною ерозією, практично не позначатиметься на ерозійній здатності ріки. На місці колишньої заплави утворюється тераса, висота якої знижується вгору за течією і поступово наближається до поздовжнього профілю рівноваги, що був до нового етапу врізання.

3. Зміна положення базису ерозії та утворення надзаплавних терас може спричинятися певними тектонічними чинниками. Так, зниження рівня басейну, куди впадає ріка, і збільшення площі її водозбірного басейну, що призводить до зростання швидкості водного потоку, можуть зумовлюватися вертикальними тектонічними рухами, наприклад підняттям суходолу чи опусканням дна басейну, що є базисом ерозії. Це посилює ерозійну здатність ріки, і давня заплава перетворюється на надзаплавну терасу, що також нагадує хордову терасу. Якщо територія водозбірного басейну зазнає впливу різних тектонічних рухів (у пониззях – опускання, у верхів'ях – підняття), то утворюються так звані ножиці терас, тобто тераси ніби заглиблюються під молоді акумулятивні нашарування.

4. Надзаплавні тераси можуть утворюватися у разі зниження рівня океану (евстатичні), підняття території водозбірного басейну (тектонічні), зміни кліматичних умов на великих територіях водозбірного басейну (кліматичні),

природного перетворення річкових систем (річкових перехватів та ін.). Найпротяжнішими у річковій долині є кліматичні тераси (циклові), оскільки вони відображають тривалі етапи розвитку річкової долини, зумовленого кліматичними змінами. Циклові тераси формуються також унаслідок тривалих односпрямованих тектонічних рухів (підняття чи опускання), що відбуваються у водозбірному басейні[19].

Крім циклових терас, що простежуються по всій довжині річкової долини чи більшої її частини, є локальні тераси, що виникають унаслідок місцевих тектонічних деформацій поздовжнього профілю ріки, потужного місцевого живлення, виникнення тимчасових перешкод на шляху водного потоку і відповідного загачування русла (останнє призводить до тимчасового збільшення водності потоку, інтенсивнішого врізання та формування місцевих терас) тощо. Вивчення причин утворення локальних терас допомагає зрозуміти особливості розвитку річкових долин і має певне практичне значення.

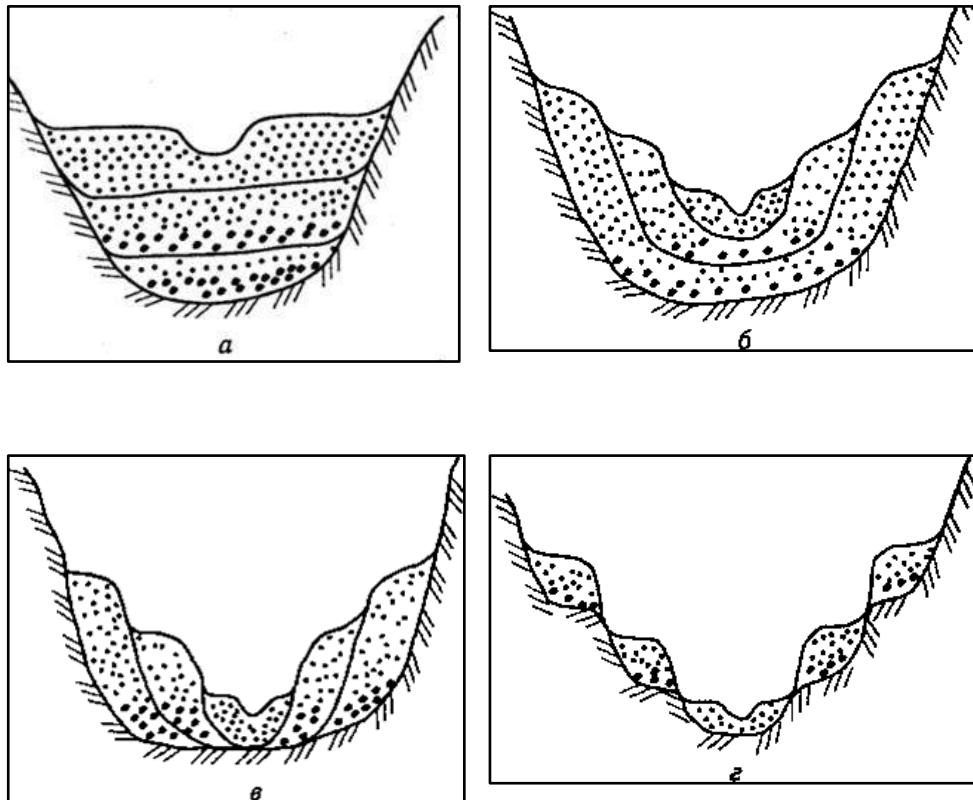
Зазначені процеси формування надзаплавних терас є ідеальними моделями, насправді вони можуть повторюватися або накладатися один на одного і тому визначити кількість терас та їхнє взаємне розміщення у плані та профілі досить складно. Водночас вивчення будови терас, їх кількості, зміни висоти однієї тераси вздовж течії ріки дає змогу встановити причини виникнення та історію розвитку рельєфу території певного водозбірного басейну [19].

Залежно від внутрішньої будови та походження розрізняють такі типи терас:

1. Акумулятивні – складені алювіальними відкладами, що нагромадилися рікою на всю товщину геологічного розрізу;
2. Ерозійні – майже повністю складені корінними породами, лише вгорі вкриті незначним за товщиною шаром алювію (іноді алювій відсутній повністю);
3. Цокольні – нижня частина уступу (цоколь) представлена корінними породами, а верхня – складена шаром алювіальних відкладів. Тераса також

вважається цокольною, якщо цоколь утворений давніми алювіальними відкладами, оскільки тип тераси та її вік визначається за наявністю алювію, що складає поверхню (майданчик) тераси [19].

Крім того, на підставі співвідношення різновікових терас у поперечному до простягання долини річки перерізі розрізняють такі тераси: *накладені*, *вкладені*, *прихилені*, *врізані* (рис. 1.)



*Рис. 1. Різні способи врізання ріки та відповідні тераси:
а – накладені; б – вкладені; в – прихилені; г – врізані[19]*

Морфологічні типи річкових терас. Тераси різного віку значно різняться за характером свого розміщення на певних ділянках річкової долини. Залежно від динаміки базису ерозії, локальних деформацій поздовжнього профілю рівноваги створюються неоднакові умови для формування алювіальних відкладів, що складають тіла терас. Тому досить чітко простежуються так звані вкладені тераси (їх утворення зумовлене поступовим згасанням динаміки коливання базису ерозії, завдяки чому кожна молодша тераса має меншу

товщину алювію, який вкладено на зразок російської іграшки матрьошки у тіло старшої тераси).

Накладені тераси – це прояв певної ділянки річкової долини до постійних тектонічних опускань або неухильного поступового підняття базису ерозії, що зумовили нашарування молодих алювіальних відкладів на старші й сформували відповідні накладені тераси.

Прихилені тераси відображають чітку ритмічність з однаковою амплітудою коливання положення базису ерозії, внаслідок чого врізання русла відбувалося до певного рівня (наприклад, до корінного ложа долини), а надалі під час акумуляції алювію відбувалося заповнення виробленого зниження до первинного рівня [19].

Вплив тектоніки на морфологію річкових долин. Зовнішній вигляд річкових долин, як нерівностей земної поверхні, значною мірою залежить від багатьох чинників ендо- та екзогенного походження. Обриси річково-долинної та яружно-балкової мережі у плані (на місцевості), вигляд поперечного та поздовжнього профілів долин, ярів і балок, гірських тимчасових водних потоків, будова річкових терас у вертикальному перерізі так само, як і морфологія схилів, відображають особливості геологічної будови водозбірних басейнів, тектонічні умови їхнього розвитку, стабільність чи динаміку кліматичних умов певного регіону, зміну характеру рослинності, ґрунтового покриву, деякі гідрогеологічні умови тощо [19].

Водний потік чутливо реагує на особливості тектонічної будови певної території і режим вертикальних тектонічних рухів. Це виявляється у певних морфологічних особливостях річкових долин, які часто називають індикаційними ознаками впливу тектоніки.

Особливості поперечного профілю річкових долин значною мірою залежать від стадії розвитку конкретної долини та її положення у певних геолого-тектонічних умовах – на рівнинах чи у гірських областях. Тому формування поперечного профілю річкових долин можна записати у такий ряд: ущелина – V-подібна – U-подібна – ящикоподібна річкова долина, тобто це

стадії розвитку річкової долини, початкові з яких властиві гірським областям (надзвичайно висока тектонічна активність), а завершальні – рівнинам (низький рівень тектонічної активності), на які з часом перетворюються гірські області.

Форма поздовжнього профілю постійних і тимчасових водних потоків поряд з відомостями щодо гідродинаміки текучих вод вказує на особливості геологічної будови водозбірного басейну чи характер його тектонічних деформацій. Зокрема, пороги і бистрини є індикаторами аномалій у геолого-тектонічній будові профілю [19].

Напрямок простягання річкових долин значною мірою залежать від напрямку та інтенсивності вертикальних тектонічних рухів, що утворюють нерівності земної поверхні. На окремих ділянках долин велике значення мають місцеві особливості геолого-тектонічної будови: зони контактів гірських порід, що мають різну щільність, окремі тектонічні розломи та зони розломів, різний ухил окремих ділянок річкових долин (це відображує переважно блокову структуру території і диференційований характер тектоніки – підняття або опускання блоків).

Більшість річкових долин оминають виступи щільних порід або гірські хребти (так звані поздовжні долини, залежні від тектоніки [19]). До них належать синклінальні, моноклінальні долини, що прямують уздовж ліній розломів, долини-грабени. Долини-грабени характеризуються широким днищем, часто зайнятим надзаплавними терасами і високими крутими схилами (р. Рейн). Долини, розміщені вздовж осі антиклінальних складок, зазвичай неширокі, зі ступінчастими схилами, слабким притоком підземних вод. На відміну від них синклінальні долини широкі, з потужним підземним живленням. Моноклінальні долини відрізняються різко асиметричними схилами.

Річкові долини чутливо реагують на зміни у тектонічному режимі водозбірного басейну, утворюючи циклові та локальні надзаплавні тераси. Проте за умови прояву локального тектонічного підняття на території протікання ріки, остання може реагувати на нього особливо інтенсивною

донною ерозією, внаслідок чого на такій ділянці глибина річкової долини буде аномально великою. Такі ділянки називають антицедентними наскрізними долинами [19]. Наскрізні долини можуть також мати епігенетичну природу, тобто бути накладеними згори на певну територію, де є відповідні умови (наприклад, відносно довге лінійне зниження межиріччя, що виникло внаслідок просідання поверхні, стає місцем нагромадження поверхневих вод та їх подальшого стікання). Ще один спосіб утворення наскрізних долин – перерізання гірським водним потоком межиріччя внаслідок регресивної ерозії та наступне перехоплення ріки, розміщеної по той бік вододілу. У цьому випадку нижня частина перехопленої долини набуває вигляду наскрізної, позбавленої свого первинного водного потоку.

Планові обриси водних потоків часто свідчать про розломно-блокову тектонічну будову території [19]. Межі деяких блоків часто відображені спрямленими ділянками долин, різкими згинами напряму, що сягають розмірів прямого кута, розміщенням напрямів кількох долин в одному створі. Кілька річок, що протікають в одному напрямі на значній відстані майже паралельно, доводять наявність зони розломних порушень. Досить достовірною ознакою блокової будови водозбірного басейну є чергування у планових обрисах долин різких звужень корінних схилів долини чи її терас, а також значних розширень.

Важливу геоморфологічну, палеогеографічну інформацію про тераси зашифровано у їхніх алювіальних горизонтах, тому їхнє вивчення має виняткове значення. Алювіальні горизонти терас вивчають із застосуванням низки літологічних методів. Літологічні методи досліджень полягають у вивченні ознак відкладів, які відображають певні компоненти географічного середовища [21]. Такими ознаками, зокрема, є:

- 1) форми та умови залягання відкладів;
- 2) текстура товщі відкладів;
- 3) загальні властивості відкладів (колір, склад, наявність органічних решток тощо);
- 4) гранулометрія відкладів;

- 5) морфологія, петрографія (комплексний аналіз уламків);
- 6) мінералогічний склад (середньо-, дрібноуламкових фракцій відкладів);
- 7) фізико-механічні властивості відкладів;
- 8) інші аналізи, застосування яких визначене особливостями досліджуваних товщ [21].

Літологічні дослідження дають змогу, зокрема, вирішувати такі проблеми:

- а) стратиграфічного поділу і кореляції відкладів;
- б) фаціально-генетичного розчленування відкладів;
- в) палеогеографічних реконструкцій етапів осадонагромадження.

3.1. Форми та умови залягання відкладів

Загальною характеристикою осадових товщ є їхня шаруватість. Шар - це геологічне тіло, що складене більш-менш однорідним матеріалом (наприклад, за кольором, складом, внутрішньою будовою тощо) і відрізняється за якими-небудь ознаками (знову ж таки за кольором, складом, внутрішньою будовою тощо) від суміжних, часто відмежованих більш-менш вираженими площинами, нашаруваннями [21].

Під час вивчення текстур осадових товщ, поряд з терміном шар, часто вивчення термін "пласт", який вживають у випадку різкої відмінності між суміжними шарами або ж розвитку між суміжними шарами чітко вираженої межі. Отже, пластом треба називати шар або групу шарів, які утворились унаслідок різких об'єднує регіональних змін умов седиментації.

У випадку, коли шар досягає аномально великої потужності, застосовують термін "горизонт". Окрім того, «горизонт» об'єднує відклади з якими-небудь специфічним особливостями, у тому числі літологічним складом [21].

Під час дослідження шару відкладів звертають увагу на поверхню, яка обмежує шар зверху (її називають покрівлею) та його нижню частину – подошву. Відстань по вертикалі між подошвою і покрівлею шару визначає його

потужність. Шару відкладів притаманна також певна протяжність, яка значно менша від потужності.

Іншими важливими характеристиками шару є форма та умови його залягання. Розрізняють такі головні форми залягання шарів:

а) виклинювання – це шар, який стає тоншим і поступово зникає з розрізу;

б) лінза – це шар, що поступово виклинюється в обидва боки з товщі відкладів.

3.3. Гранулометричний аналіз

Найпоширенішими серед літологічних методів дослідження відкладів є гранулометричний аналіз породи, який полягає у розділенні певного об'єму породи на групи уламків різного розміру фракції, і виявлення їхніх кількісних співвідношень [21].

Під час відбору проб для гранулометричного аналізу дотримуються декількох правил:

1) проводять у полі після попереднього визначення складу окремих шарів;

2) великі фракції (до гравію) враховують приблизно (їхній відсотковий вміст у пробі);

3) дрібні фракції (починаючи з пісків) відбирають масою до 0,5 кг;

4) кількість проб залежить від різноманітності складу шару порід;

5) відбирають серію зразків з одного й того ж горизонту по вертикалі та літералі [21].

Залежно від складу відкладів розроблено такі способи гранулометричного аналізу:

1. Візуальний (приблизний) - придатний для застосування до гравійних та більших частинок, полягає у вимірюванні розміру кожного із зерен з наступним підрахунком їхньої кількості.

2. Ситовий (найпоширеніший) – застосовують до піщано-гравійно-галечникового матеріалу (до 0,1 мм), полягає у розділенні зерен під час просівання через сита з поступово меншими отворами.

3. Відстоювання у спокійній воді (для розділення частинок діаметром від 0,1 мм включно з піщаними) – полягає у розділенні зерен залежно від швидкості їхнього падіння (осадження) у воді, у рідині швидкість падіння дрібних частинок стала і прямо пропорційна до їхнього діаметра [21].

Об'єм проби залежить від крупності матеріалу [22]. Пробу з уламків діаметром до 2 см беруть масою 2-3 кг, що містить до 300 уламків; це цілком достатня кількість уламків для виконання подальших досліджень, наприклад, визначення обкатаності, форми, сортованості уламків тощо. Пробу з уламків діаметром до 7 см беруть масою до 15 кг і т. д.

3.4. Комплексний аналіз уламків

Опис морфології, петрографії (комплексний аналіз) виконують передусім для крупнозернистих уламків - валунів, брил, гравію, щебеню, галечнику, жорстви.

Морфологічні дослідження уламкового матеріалу мають на меті вирішення трьох завдань [21]:

- 1) створення основи для опису і класифікації уламків;
- 2) відтворення історії уламків, що зазнали дії абразії в осадовому циклі;
- 3) визначення механічної і гідравлічної поведінки уламків у процесі перенесення.

Серед морфологічних характеристик уламкового матеріалу розрізняють форму, ступінь обкатаності, характер поверхні, орієнтацію ін.

Форма – це симетричність осей уламків; визначають для крупноуламкового матеріалу на однорідному за петрографічним складом і розміром матеріалі, оскільки обидва чинники суттєво впливають на форму уламків.

Обкатаність – це міра стирання гострих граней, виступів уламків, а також згладжування їхньої поверхні [21]. Вона є наслідком транспортування

уламків порід у рухомому водному середовищі ударів і тертя їх між собою і до дна. Максимально швидке обкатування уламків відбувається на початкових етапах перенесення матеріалу, поступово, з часом і відстанню, воно послаблюється. Для визначення обкатуваності матеріалу треба дотримуватись таких правил:

а) матеріал відбирають з уламків двох розмірів одну пробу у 400-500 штук беруть з матеріалу діаметром 2-3 см, а другу – 200 штук – розміром уламків 9-10 см. Уламки сильно звітрілих порід, що не мають стійкої форми, у зразки не беруть;

б) розсортовують уламки у кожній пробі за ступенем обкатуваності на п'ять класів, для кожного класу підраховують кількість уламків, це число множать на номер класу (від 0 до 4), результат підсумовують і отримують коефіцієнт обкатуваності всієї проби (табл. 1).

Таблиця 1

Характеристика уламкового матеріалу за ступенем обкатуваності [21]

Клас	Характеристика	Обкатуваність, %
0	Нема слідів обкатуваності, уламки з гострими кутами і ребрами	0
1	Кутасті уламки зі слабо обтертими кутами і ребрами	25
2	Слабко обкатувані уламки, збереглася первинна форма, але кути і ребра згладжені	50
3	Добре обкатувані уламки із заокругленими кутами, стертими ребрами і набутими округлими формами	75
4	Надзвичайно добре обкатувана галька з відшліфованою поверхнею, еліпсоподібною, або сферичною формою	100

Ступінь обкатаності визначають також візуально, порівнюючи уламок з еталоном (рис. 2).

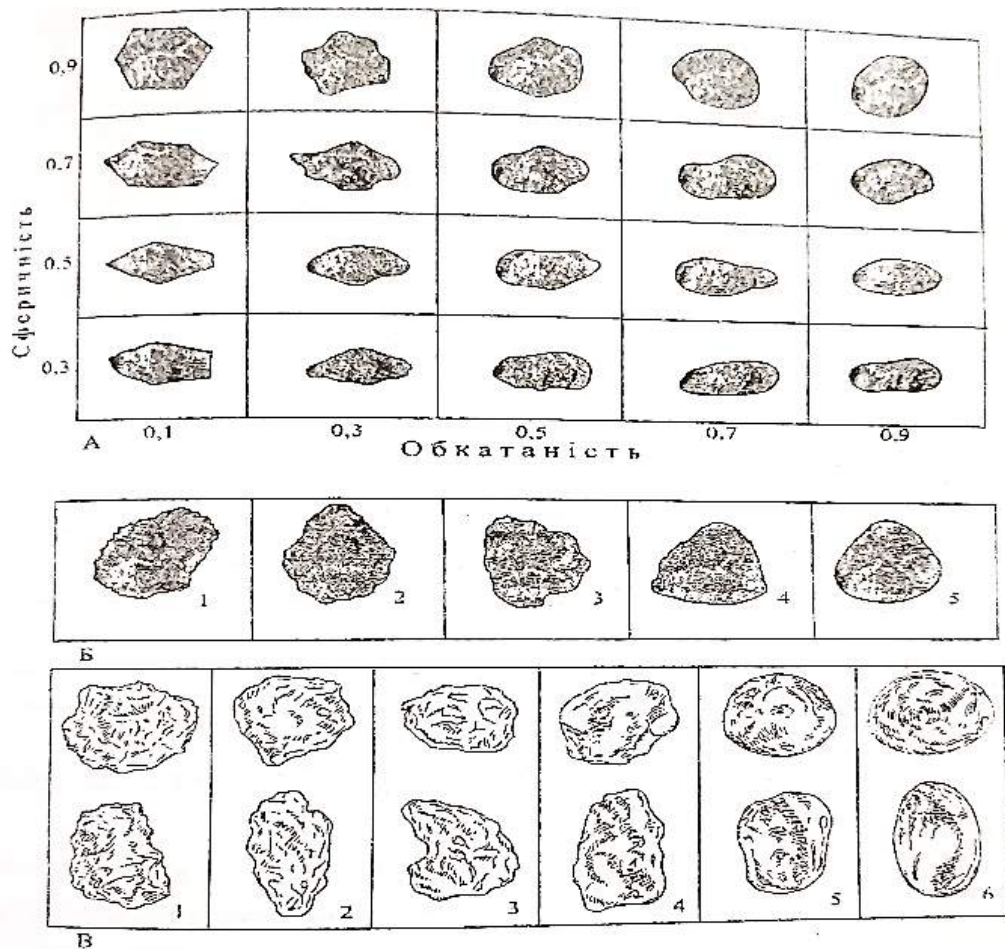


Рис. 2. Еталон для візуального визначення ступеня обкатаності [21]

А – за Крумбейном і Слоссом, з розподілом на чотири класи сферичності (горизонтальні ряди) і п'ять класів ступеня обкатаності (вертикальні стовпці); показані кількісні показники сферичності й ступеня обкатаності;

Б – за Петтіджоном; крок класу обкатаності нерівний зростає зі збільшенням ступеня обкатаності зерна: 1 – гострогранні; 2 – ніпгострогранні; 3 – наівобкатані; 4 – обкатані; 5 – добре обкатані;

В – за Пауерсом; крок класу обкатаності неоднаковий, верхній ряд – сферичні зерна, нижній – подовгасті зерна: 1 – дуже гострокутні; 2 – гострокутні; 3 – наівгострокутні; 4 – наівобкатані; 5 – обкатані; 6 – добре обкатані

Ступінь обкатаності піщаних зерен залежить від способів транспортування матеріалу: найліпше обкатує зерна піску вітер; помірно – вода під час волочіння піску по дну; слабше – вода або лід під час перенесення піску у зваженому стані; ступінь обкатаності зростає пропорційно до довжини шляху, пройденого уламком.

Стосовно останнього чинника, то є окремі винятки, наприклад, у найвіддаленішій частині шляху різко зростає кількість необкатаних уламків. Це може бути пов'язане, наприклад, у ріках (алювіальні піски) з привнесенням матеріалу притоками.

Орієнтація уламків – це впорядкованість елементів системи у просторі. Способи вимірювання і графічного зображення орієнтації уламків залежать від їхньої форми: сферичні уламки не мають певної орієнтації; орієнтація дископодібних уламків визначає розташування поверхні їхнього найбільшого розрізу; орієнтація веретено- й еліпсоподібних уламків визначена розташуванням їхньої довгої осі [21].

Уламки, звичайно, не є правильними кулеподібними тілами, тому їхнє розташування у просторі можна визначити за допомогою трьох взаємно перпендикулярних осей, які позначають такими символами: А – довга вісь, В – середня вісь, С – коротка вісь.

Уламки, які відкладаються у потоці, намагаються зайняти стійке розташування щодо сил, які діють на нього в момент відкладання. Це приводить до того, що у відповідно підібраній системі координат орієнтація уламків у товщі відкладів є одним з критеріїв, який дає змогу визначити напрям потоку транспортувального середовища за умови, що внутрішня будова відкладів не зазнала постседиментаційних перетворень.

Сортованість - це групування у процесі перенесення більшої частини уламкового матеріалу за розміром, формою і масою [21]. На цей процес впливає стабільність динамічних умов середовища, у якому відбувається сортування, наприклад, зміна швидкості течії води, кількості води і кількості перенесеного матеріалу, сили і напрямку вітру тощо.

РОЗДІЛ 3

ПРИРОДНО-ГЕОГРАФІЧНІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ФЛЮВІАЛЬНОЇ ГЕОМОРФОСИСТЕМИ ТЕРЕСВИ

3.1. Орографія

Долина річки Тересва розташована в межах Карпатської гірської країни та Закарпатської низовини і Солотвинської улоговини з середньогірним, низькогірно-горбистим і денудаційно-аккумулятивним рельєфом та добре розвинутим терасовим комплексом(рис. 3).

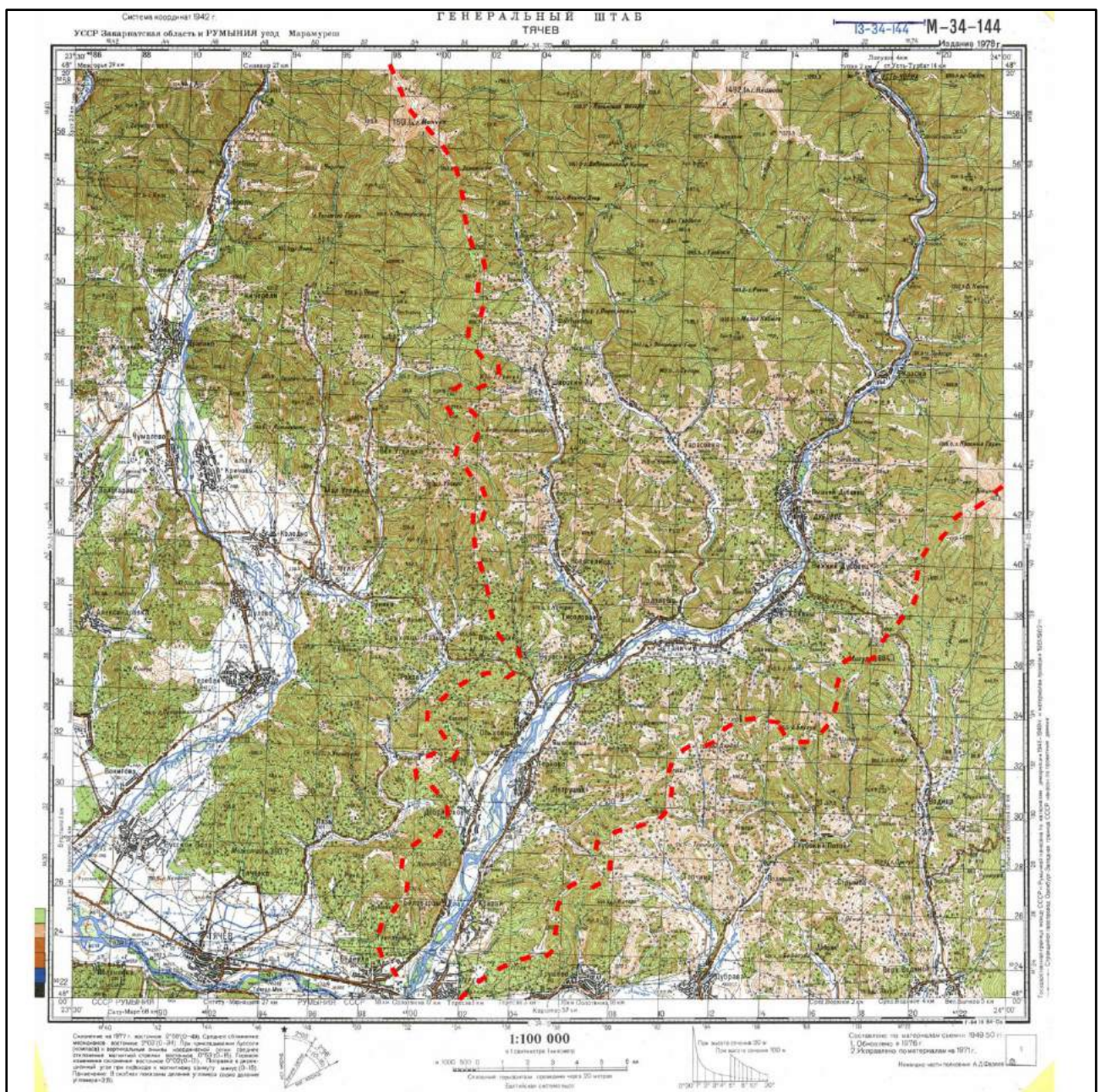


Рис. 3. Межі території досліджень

Долина сформувалась на південно-східній частині Закарпатського внутрішнього прогину – Солотвинській западині. Тересва є найбільшою правобережною притокою Тиси на сході Закарпаття. Її довжина 56 км, площа водозбору 1220 км².

У межах западини помітніше простежується поперечна диференціація рельєфу[15]. Для рельєфу досліджуваної території характерна наявність вирівняних, терасованих ділянок у долинах рік, а також сильно розчленовані горбогірні межиріччя, які місцями переходять у крутосхилове низькогір'я. Ділянки з крутосхиловим низькогір'ям сформувалися на смузі Крайової зони, прилеглої до Пенінських стрімчаків, а також на сході Центральної зони. Зростання абсолютних висот простежується з південного заходу на північний схід від 165 до 802 м.

Для морфологічних особливостей рельєфу досліджуваної території характерні переважні абсолютні висоти від 200-300 м в районі впадіння Тересви у Тису та домінуванням долинно-терасового рельєфу на півдні, зі збільшенням до 600-700 м у північно-східному напрямі. Відносні висоти – від 200-300 м на межиріччях з горбогірним рельєфом, до 400-480 м у низькогірному ерозійно-денудаційному рельєфі. Основними елементами морфоскульптури досліджуваної території є терасовані річкові долини.

У межах улоговини в усіх річок виділяється заплава і чотири надзаплавні тераси [15]. П'ята, шоста, сьома надзаплавні тераси простежуються фрагментами в долинах Тиси і Тересви, та оскільки більшість із них є останцями пліоцен-плейстоценових денудаційно-аккумулятивних поверхонь на межиріччях Ріки-Тереблі-Тересви-Тиси, то їх можна вважати спільними для всіх рік. У межах досліджуваної території місцями збереглися елементи реліктової морфоскульптури – денудаційно-аккумулятивні й денудаційні поверхні вирівнювання. Фрагменти денудаційно-аккумулятивних поверхонь виявлено і на межиріччі Тересви-Тячівця. В алювії переважають валуни і галька світлих кременистих пісковиків у жовтому супіску, що покриває вершину і схили гори Полонинка на вищезгаданому межиріччі.

Досліджувана річка бере свій початок у Вододільно-Верховинській геоморфологічній області потім, оминаючи зону Пенінських і Мармароських стрімчаків, перетинає гірські масиви Полонинсько-Чорногірської геоморфологічної області й виходить у Солотвинську (Верхньотисенську) улоговину. Річка протікає в південно-західному напрямку. Тересва утворилася від злиття двох річок менших розмірів – це річка Мокрянкa і Брустурянкa та впадає в Тису. Місце злиття розташоване на північній окраїні с. Усть-Чорна (рис. 4).



Рис. 4. Місце злиття р. Мокрянкa і р. Брустурянкa та утворення р. Тересви в околицях с. Усть-Чорна, (вересень 2021 р.)

Далі річка протікає через такі населені пункти: Красна, Дубове, Калини, Ганичі, Підпleshа, Нересниця, Вільхівці, Вишоватий, Терново, Добрянське, Біловарці, Крива, Тересва і Бедевля. Між двох останніх сіл знаходиться гирло р. Тересви, там вона впадає в Тису.

В верхній частині течії біля с. Усть-Чорна, річка бурхлива і швидка, її долина V-подібна, неширока, близько 350 м. Абсолютна висота, на якій протікає Тересва становить 530 м. Схили хребтів, що її оточують, круті і дуже круті, на них часто зустрічаються кам'яні осипища. В особливо дощові роки

сходять селеві потоки та зсуви ґрунту. На правому борті долини річки розташований Ботанічний заказник «Керничний», а також полонина Красна(1475 м). Також із цих схилів стікають Чорний струмок та річки Занева і Бобрука, які впадають у Тересву. А зі схилів, що знаходяться зліва, в річку впадають струмки Великий і Малий Вулшан та річка Озорел. Русло річки на цій ділянці майже пряме, підмивається в основному лівий берег.

Спускаючись за течією, на північ від села Красна річка починає звиватися, підмивати по черзі то правий, то лівий берег, прорізувати низькогірні та середньогірні крутосхилі хребти складені міцнішими породами. На одному з таких хребтів, що простягається ліворуч від долини річки, розташована полонина Апецька (1512 м). Біля північної окраїни с. Красна русло Тересви стає вузьким, а долина – ущелиноподібна, всього 100 м. В самому селі русло дещо розширюється (рис. 5, 6).



*Рис. 5. Русло та прируслова відмілина річки Тересва в с. Красна,
(вересень 2021 р.)*



*Рис. 6. Русло та прируслова відмілина річки Тересва в с. Красна,
(вересень 2021 р.)*

Ймовірно на першій надзаплавній терасі село і розташоване. Долина річки тут має ширину до 650 м. Часто під час підйому рівня води в річці, ці ділянки піддаються особливо сильній річковій ерозії. І на бортах долини часто можна зустріти зсуви з відслоненням корінних порід (рис.7). Абсолютна висота, на якій протікає річка становить – 426 м.

Наступним населеним пунктом, через який протікає річка є смт Дубове. Переважні висоти сильно спадистих схилів хребтів, що оточують річку становлять 800-1000 м. А висота, на якій протікає річка становить 384 м. Долина річки тут доволі широка, U-подібна, до 1-1,2 км. Населений пункт розташований в основному на першій надзаплавній терасі, хоча у північно східній частині смт простежуються залишки старіших терас, ймовірно другої і третьої.(див. рис.5). В межах поселення в Тересву впадає її ліва притока – річка

Дубівець та декілька безіменних струмків, які проривають собі досить широкі долини та формують хребти майже широтного простягання.



Рис. 7. Зсув в околицях с. Красна, (вересень 2021 р.)

Нижче за течією знаходиться село Калини. Переважні висоти низькогірних спадистих схилів хребтів становлять в середньому 600 м. Русло річки протікає на висоті 350 м. Долина річки тут теж доволі широка, U-подібна, близько 1,5 км. Село розташоване на першій надзаплавній терасі, проте на південний схід простежується ймовірно друга та фрагменти третьої тераси. В центральній частині села в Тересву впадає доволі великий безіменний струмок. Зі східного схилу цього ж хребта бере свій початок річка Апшиця. А на південній окраїні Калин з лівого боку в Тересву впадає струмок Великий. Він відмежований від річки невеликим останцем, висотою 454 м. Напевно в недалекому минулому північний схил цього останця підмивала Тересва, а з півдня – вищезгаданий струмок. Також, як і в смт Дубове тут помітним є те, що найбільш крутим є правий берег, хоча річка почергово підмиває обидва береги.

Наступними населеними пунктами, через які протікає досліджувана річка є село Ганичі та Підплеша. Ганичі розташовані на лівому березі, а Підплеша –

на правому. І, як вже було згадано раніше, тут теж простежується те, що правий берег є набагато крутішим ніж лівий(див. рис. 8).



Рис. 8. Відслонення корінних відкладів у крутому правому борті долини р. Тересва в околицях с. Нересниця (вересень 2023 р.)

В цьому випадку на лівому березі ще й можемо побачити чудово збережені першу, другу, третю та ймовірно четверту надзаплавні тераси, які легко вичитуються на космознімках.

Переважні висоти на яких протікає річка становлять 320-310 м. А висоти сильноспадистих і подекуди крутих хребтів становлять в середньому 600 м. В цьому регіоні в Тересву впадають досить багато приток. Невелика ліва притока річка Слани та велика права притока Терешул. Остання біля місця впадіння наче підрізає оточуючі її хребти, ті тягнуться досить витягнутими відрогами майже на 1,5 км, від основного масиву хребта, а їхні схили є дуже крутими. Ще

в річку впадають декілька безіменних струмків. У місці виходу у Солотвинську улоговину русло річки розширюється та розгалужується на декілька рукавів, розширюється і заплава річки, формуються побочні.(рис. 9).



Рис. 9. Русло р. Тересви з міжрукавними островами в межах с. Нересниця, (вересень 2023 р.)

Долина набуває ящикоподібної форми, а її ширина досягає 2 км.

Трохи нижче за течією на правому березі річки розташоване село Нересниця. Тут ми вже можемо відмітити менші висоти низькогірних спадистих схилів хребтів –це в середньому 400 м, а висота, на якій протікає річка становить 297 м. Виділяються тут тільки вирівняні вершини Нересницької та Підпеської Кичер з висотами (570 м та 525 м). Повз Нересницьку Кичеру протікає велика права притока Тересви – річка Лужанка. Вона також як і Терешул постійно підрізає оточуючі її схили хребтів. З лівого берега впадають невеликі безіменні потічки. Долина річки дещо звузилася, ширина до 800 м. Але тут ми можемо простежити досить сильне врізання річки у корінні породи лівого берега, в зв'язку з чим там погано простежуються перша та друга надзаплавні тераси.

Наступними населеними пунктами, через які несе свої води річка Тересва є села Вільхівці та Вишоватий. В межах цієї ділянки річка протікає досить рівно, злегка вигинаючись. Переважні висоти цієї території становлять 380-400 м. Виділяється тут Вільховецька Кичера (526 м). Висота, на якій протікає річка складає 278 м. Правий берег є пологим, на ньому погано відображені давні тераси, а от на лівому березі подекуди простежується уступ другої надзаплавної тераси, так як села в основному розташовані на першій надзаплавній терасі. Долина шириною є більше 2 км. Русло часто розгалужується, у ньому формуються острови та побочні. В межах цієї ділянки у Тересву впадає річка Вишоватий та струмок Вільхівчик і ще декілька дрібніших струмків.

Спускаючись вниз за течією ми опиняємося у найширшій частині річки, в околицях сіл Добрянське та Терново. Ширина долини тут досягає 3 км. Долина ящикоподібна з розгалуженим руслом та численними острівцями в ньому (рис. 10).



Рис. 10. Вид на долину р. Тересви з Біловарецької Кичери (листопад 2020 р.)

Переважні висоти спадистих схилів хребтів тут становлять 370 м. Висота, на якій протікає річка становить 264 м. Виділяється тут Біловарецька Кичера, яка розташована на правому березі річки на південній окраїні Добрянського (рис. 11.).



Рис. 11. Русло і прируслова відмілина р. Тересва. На задньому плані вершина Біловарецької Кичери (листопад 2020 р.)

На правому березі досить погано відображена друга і третя надзаплавні тераси, чого не можна сказати про лівий берег, на окраїнах села Терново уступи цих терас досить добре проявляються на космознімках та на місцевості.

Проте можна побачити, що досить сильно підмивається правий берег на південній окраїні села Добрянське, ймовірно уступ до четвертої надзаплавної тераси. Там річка досить сильно завернула праворуч і врізалася в корінні породи Тересвинської світи, а саме аргіліти з прошарками алевролітів та пісковики (рис. 12).



Рис. 12. Уступ ймовірно четвертої надзаплавної тераси в околицях с. Добрянське (листопад 2020 р.)

Також в межах цієї ділянки в Тересву впадає ліва притока струмок Глибокий, а зліва – в річку впадає Сасівський струмок та декілька дрібніших потічків.

Наступними населеними пунктами, через які протікає річка Тересва є села Біловарці і Крива. Переважні висоти спадистих схилів хребтів тут становлять 380 м, а висота на якій протікає річка становить 246 м. Вздовж всього лівого берега простежується уступ ймовірно другої надзаплавної тераси. Правий же берег є більш пологим, на ньому погано відображені давні річкові тераси. Долина річки тут дещо звузилася, ширина становить 1,5-1,7 км. Русло продовжує розгалужуватися, формуються досить великі острови та побочні. Річка підмиває по чергово лівий і правий береги. В цій місцевості в Тересву впадають лише невеликі безіменні струмки(рис. 13).



Рис. 13. Русло та уступ високої заплави річки Тересва в с. Біловарці, (вересень 2023 р.)

І останніми населеними пунктами, через які протікає досліджувана річка є село Бедевля та смт Тересва. Тут русло та долина річки досягли своїх максимальних розмірів (більше 4 км), це напевно, зумовлено тим, що річка перпендикулярно врізається в долину Тиси та її першу надзаплавну терасу. Схили хребтів тут

спадисті та слабоспадисті, а на півдні і взагалі переходять у майже вирівняну поверхню. Переважні висоти тут становлять 300 м і менше. Русло річки протікає на висоті 230 м. Воно пряме, але розділене численними острівцями на рукави. Також варто зауважити, що на обох берегах досить добре прослідковуються тераси, особливо чудово збереглися друга і третя тераси – на північно-східній окраїні смт Тересва. Перед впадінням у головну річку у Тересву ще впадають невеликі притоки – ліва річка Малениця та права – струмок Глиняний та менші безіменні потічки.(рис. 14).

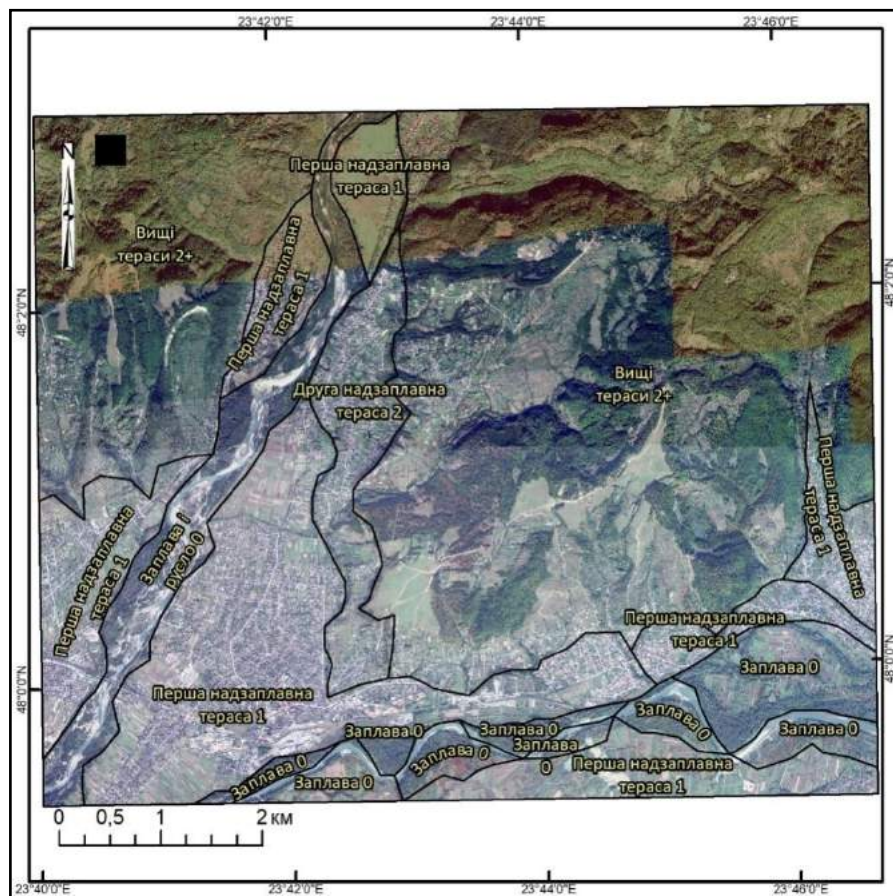


Рис. 14. Комплекс терас р. Тересва в околицях с. Тересва(цифрами позначені надзаплавні тераси)

3.2. Геологічна будова

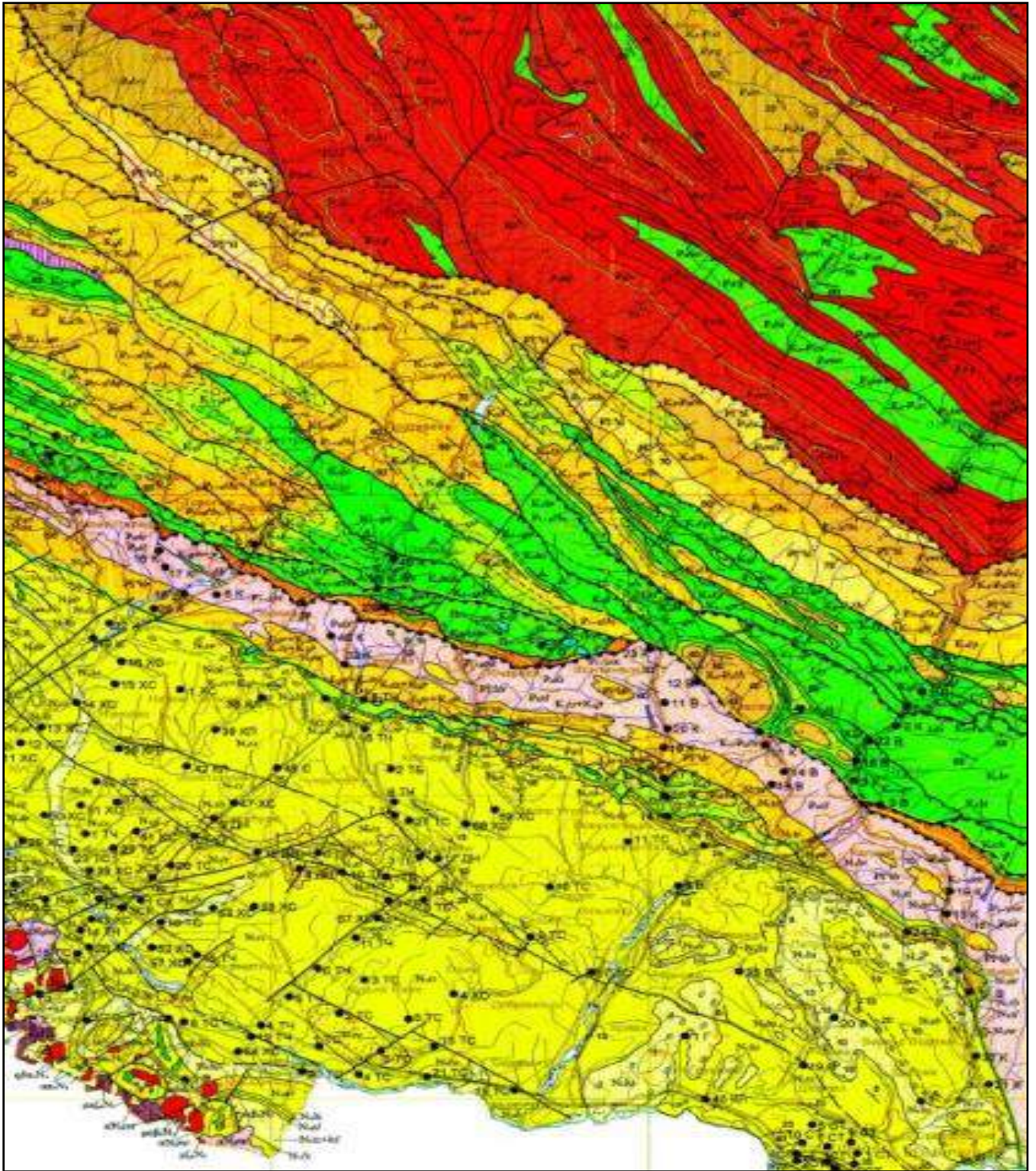
3.2.1. Дочетвертинні відклади

Геологічна будова досліджуваної території представлена відкладами трьох систем – крейдової, палеогенової і неогенової [7, 8, 9].

Витік річки Тересви, що знаходиться поблизу смт Усть-Чорна, розташований у відкладах вигодської світи, складеної масивними та грубошаруватими пісковиками, які згідно залягають на манявській і перекриваються бистрицькою світою (еоцен). Місцями пісковики дуже вапняковисті і переходять у піщанисті вапняки (т. з. "пасічнянські верстви"), що розвинені в північних скибах Скибової, іноді в Бориславсько-Покутській СФЗ.

Масивні пісковики вигодської світи утворюють пачки потужністю 30-40 м, що чергуються з пачками грубошаруватих (0,5-3,0 м) пісковиків, розділених прошарками (до 0,3 м) некарбонатних зелено-сірих аргілітів. Місцями трапляються пакети темного тонкоритмічного флішу (до 4 м) та лінзи конгломератів (0,8-1,5 м) з галькою кварцу та зелених аргілітів. Вигодська світа віднесена до регіоярису власної назви. Загальна потужність світи 60-400 м [9].

Далі річка плавно повертає на південний захід перетинаючи відклади манявської світи, які згідно залягають на ямненській (палеоцен) і перекриваються вигодською світою. Вона складена флішем тонкоритмічним зелено-сірим, місцями скрем'янілим. Іноді трапляються червоні аргіліти та лінзи конгломератів. У підшві світи місцями присутня пачка строкатих аргілітів (2-10 м). Вище лежить товща одноманітного тонкоритмічного перешарування (0,01-0,07 м) зелено-сірих крем'янистих аргілітів, алевролітів, тонкоплитчастих пісковиків з рідкими лінзами (до 0,3-1,2 м) дрібногалечних конгломератів з галькою екзотичних філітів, метаморфічних сланців (рис. 15) [9].



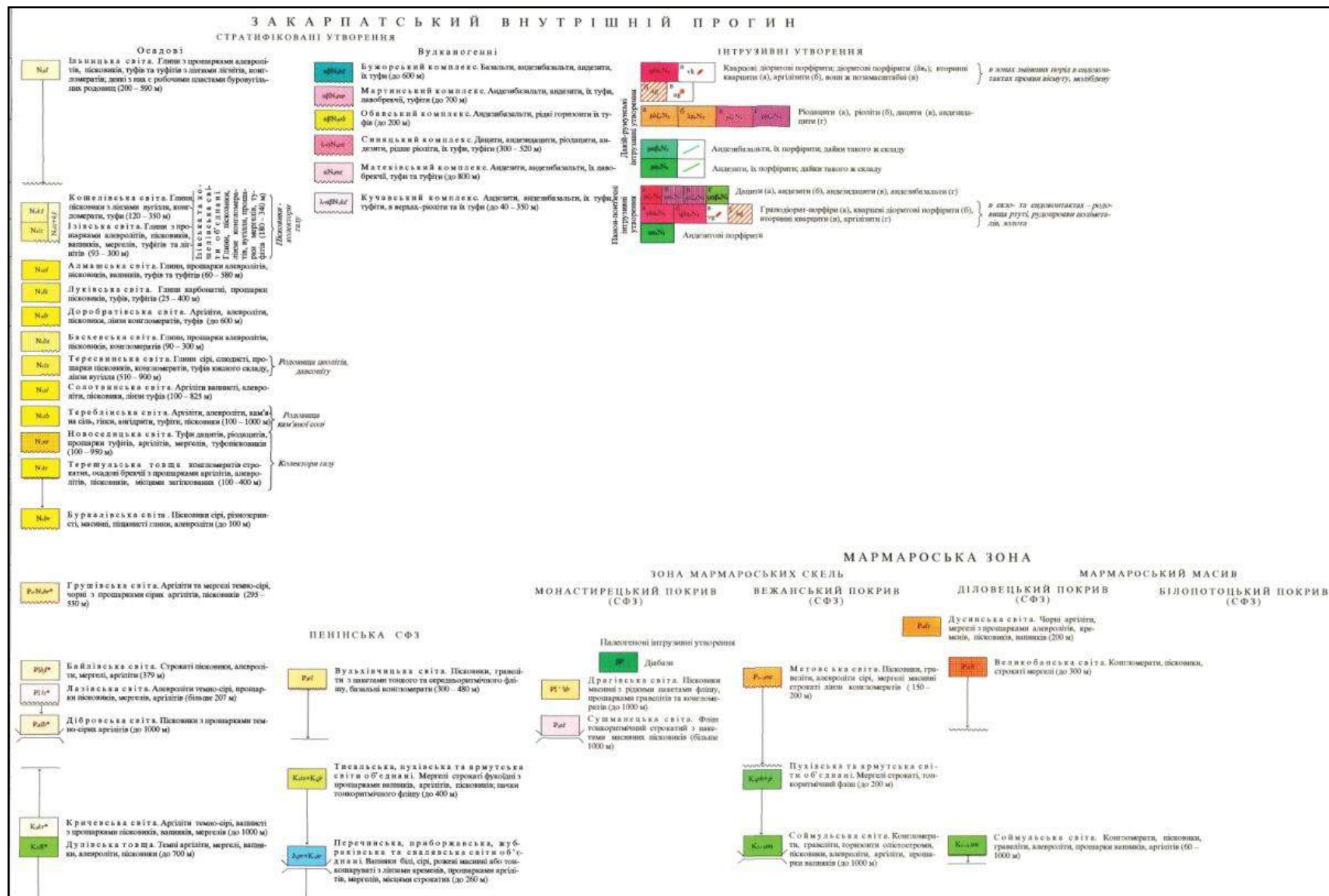


Рис. 15. Геологічна карта дочетвертинних утворень [7]

У верхній частині розрізу породи вапняковисті, з'являються мергелісті аргіліти. Для пісковиків характерна наявність різноманітних гієрогліфів. Для світи характерні значні фаціальні зміни за простяганням та коливання її потужності. Загальна потужність Манявської світи 100-400 м.

Спустившись нижче смт Усть-Чорна річка Тересва перетинає смугу відкладів чорноголовської світи, яка представлена пісковиками сірими різнозернистими з прошарками гравелітів, конгломератів, алевролітів та груборитмічним темно-сірим флішем з грубошаруватими пісковиками, які виходять у широких (1-6 км) смугах від басейну р. Білий Черемош (с. Голошина) до північної і західної рамок описуваної території (басейни рр. Віча та Латориця). Світа згідно залягає на поркулецькій і перекривається товщами – сольською або зеленого і строкатого флішу. Виходи цих порід переважно складають найвищі хребти Карпат в межах описуваної території світу розчленовують на дві підсвіти. На сході території від басейну Білого Черемошу до Лужанки в нижній частині світи серед грубошаруватих (3-6 м) пісковиків трапляються лінзи гравелітів та конгломератів (0,3-6,0 м) з галькою метаморфічних порід, в т. ч. гнейсів, гранітогнейсів. У верхній частині в грубому піщаному фліші появляються пачки (до 10 м) середньоритмічного (0,1-0,7 м) перешарування пісковиків, алевролітів, аргілітів. Загальна потужність чорноголовської світи 1040-1800 м [9].

Спускаючись вниз за течією, в околицях села Красна річка перетинає відклади крейдової системи, а саме шипітської світи. Її складають чорні крем'яністі аргіліти, пісковики, алевроліти з лінзами пелосидеритів та мергелів. Нижня границя світи не встановлена, контакти всюди тектонічні. Нормально стратиграфічно вона перекривається поркулецькою світою. шипітську світу розділяють на дві частини: нижню (мергельно-глинисту) та верхню (піщану). Нижня складена темно-сірими, чорними крем'яністими аргілітами з малопотужними прошарками мергелів (0,1-0,6 м), пелосидеритів (0,05-0,35 м), пісковиків та алевролітів, а верхня – переважно пісковиками середньо-(0,1-0,9 м) та грубошаруватими (до 1,5-1,8 м) темно-сірими крем'яністими з

прошарками (0,05-0,15 м) темно-сірих та чорних, іноді зеленувато-сірих аргілітів та алевролітів крем'янистих. Загальна потужність у різних лусках складає 100-600 м [9].

Поблизу того ж села, але вже трохи нижче за течією вздовж русла вклинюються відклади поркулецької світи, які представлені строкатими аргілітами, мергелями з прошарками алевролітів, пісковиків, лінзами та "буллами" вапняків і поширена на значній території від верхів'я р. Білий Черемош на східній границі описуваної території до правобережжя р. Боржава в районі с. Березники. Через позамасштабність виходів у межах чорногорського покриву нерідко об'єднуються з яловичорською світою. Породи згідно залягають на шипітській, білотисенській або буркутській світах так же згідно перекриваються утвореннями яловичорської світи. У стратотипі поркулецька світа представлена зелено-сірими, попелясто-сірими неясношаруватими або масивними мергелями, карбонатними аргілітами зчисленими "буллами" вапняків округлої, еліпсоїдної, караваєподібної форми розмірами 0,1-0,65 м (до 60 м) з лінзами вишнево-червоних мергелів (до 34 м), які трапляються у верхній частині розрізу, де теж перешаровуються з зеленими мергелями. Загальна потужність становить 25-200 м [9].

Від пониззя села Красна і аж до села Дубове широкою смугою простягаються відклади буркутської світи, яка складена груборитмічним сірим піщаним флішем, в якому перешаровуються паралельно-, іноді хвилястошаруваті або масивні різнозерністі пісковики (1-6 м, іноді з пакетами різноритмічного сірого флішу (3-8 м) рідко до 10-12 м) з рідкими прошарками (0,05-0,35 м) алевролітів або аргілітів. Світа згідно стратиграфічно залягає на пісковиках буркутської світи зелених і зелено-сірих мергелів поркулецької світи з мікрофауною сеноманського ярусу. Загальна потужність світи досягає 1000 м.

Продовжуючи спускатися вниз за течією, в районі села Калини досить широкою смугою тягнуться відклади сушманецької світи, яка складена флішем тонкоритмічним строкатим з пакетами масивних пісковиків, який формує

більшу частину зони Мармароських скель і простежується від нижньої течії рр. Косівська та Шопурка (сс. Луг, Кобилецька Поляна, смт Вел. Бичків) через села Водиця, Калини, Новоселиця, Широкий Луг, Драгово, Липецька Поляна, Довге, Стройно до східних околиць м. Свалява. Нижня межа світи не встановлена, вона зрізана площиною насуву монастирецького покриву. Нормально її перекриває драгівська світа. В розрізах світи переважають пачки (50-120 м) тонкого (0,01-0,08 м) перешарування зелено-сірих вапняковистих аргілітів, алевролітів та пісковиків, що розділені грубошаруватими та масивними різнозернистими пісковиками (1-8 м). Характерні значні фаціальні зміни світи по простяганню. Іноді в ній багато ділянок зі строкатим флішем (потужність пачок 15-60 м). Місцями з'являються пачки середньо-та грубошаруватих пісковиків (до 20-30 м), а на межиріччі р. Шопурка і потоку Тевшак серед них виявлено туфопісковики та туфо-аргіліти потужністю 1-6 м. Загальна потужність світи до 1000 м [9].

На південний захід від села Калини річка Тересва врізається у відклади неогенової системи, а саме новоселицької світи, яка складена туфами дацитів, ріодацитів з прошарками туфітів, аргілітів, мергелів, туфопісковиків, конгломератів, які відслонені вдовж північно-східного краю прогину, в межиріччі Ріки, Терєблі, Лужанки, Тересви, Водиці. Вона з розмивом залягає на терешульській товщі і згідно перекрита терєблінською світою. У нижній частині світи серед світло-зелених пеліто-псамітових туфів ріодацитів зустрічаються лінзи крупногалечних конгломератів з туфовим цементом (до 20 м), прошарки туфопісковиків, аргілітів, мергелів потужністю 0,5-6,0 м. Верхня частина розрізу складається масивними псефітовими, псамітовими та пелітовими туфами ріодацитів. Потужність світи 100-950 м.

Біля села Ганичі р. Тересва перетинає відклади терешульської світи, яка складається з конгломератів строкатих, осадових брекчій з прошарками аргілітів, алевролітів, пісковиків, іноді загіпсованих, які розповсюджені вздовж північно-східної границі Закарпатського прогину між рр. Лужанка, Водиця, де незгідно залягають на пухівській та вухлівчицькій світах і з перервою

перекриваються новоселицькою світою. Конгломерати погано відсортовані, різногалечні до валунних. Гальку та валуни (0,01-1,2 м) складають пісковики, вапняки, доломіти, яшми, кремені, кварцити, червоні та зелені мергелі. Цемент конгломератів базальний, піщано-глинистий, карбонатний, часто червоно-бурий. Потужність товщі 100-400 м [9].

Поблизу сіл Тисалово та Новоселиця тоненькою смугою тягнуться відклади тереблінської світи, що складена аргілітами, алевролітами, кам'яною сіллю, гіпсами, ангідритами, туфитами, пісковиками, які нормально залягають на новоселицькій і перекриваються солотвинською світою. Вона поширена на поверхні вздовж північно-східної околиці прогину від с. Драгово до с. Водиця. Тут у розрізі відсутні солі, які з'являються вже в південно-західній частині Моноклінальної зони Закарпатського прогину і максимально поширені в Центральній його зоні. Нижню частину світи (теригенну складають сірі, темно-сірі карбонатні аргіліти, алевроліти з прошарками (0,1-0,7 м) дрібно- та середньозернистих поліміктових пісковиків, туфів ріодацитів, пелітопсамітових туфитів. Потужність цієї товщі до 90-110 м. Верхня частина світи складена білою або сірою кристалічною кам'яною сіллю з окремими пачками (до 1-15 м) засолонених глин, прошарками алевролітів та "вкладками" (до 0,1 м) гіпсу і ангідриту. Загальна потужність світи 100-1000 м.

Від села Підпleshа і аж до села Бедевля тут поширені відклади тересвинської світи. Тут залягають глини сірі, слюдисті з прошарками пісковиків, конгломератів, туфів кислого складу, лінзами вугілля [9]. По північно-східній периферії його вона залягає з перервою на породах Пенінської зони, новоселицькій, тереблінській та солотвинській світах, а на решті території згідно перекриває солотвинську світу. Породи згідно перекриваються басхевською світою, але на схід від долини р. Тересва остання місцями лежить явно з місцевою перервою. В нижній частині світи в центральній частині прогину залягає потужна товща (до 180 м) зелено-сірих пелітопсамітових туфів ріодацитів (олександрівських), які розділені пачкою (до 30 м) аргілітів. Туфи цієї частини розрізу часто цеолітизовані (родовище Сокирниця), а біля с. Руське

Поле давсонізовані. Вище залягають темно-сірі, сірі карбонатні аргіліти з прошарками алевролітів (0,05-0,1 м), пісковиків (до 1 м), подекуди туфів (0,5-1,5 м) та лінзами вугілля (до 0,5-0,7 м). Вздовж північної та східної периферії прогину для світи характерне переважання грубоуламкових фацій. Потужність лінз невідсортованих крупногалечних та валунних конгломератів тут складає 2-30 м, значно зростає кількість масивних і грубошаруватих різнозернистихполіміктових пісковиків. Потужність світи 510-900 м[9].

І, вже майже біля місця впадіння у річку Тису, Тересва перетинає відклади доробатівської світи. Ця світа складена аргілітами, алевролітами, пісковиками з лінзами конгломератів та туфів, які згідно або з невеликою перервою залягають на басхевській і перекриваються луківською світою. Вони поширені на поверхні на південному заході та сході Солотвинської улоговини, на лівобережжі р. Тиса, в нижній течії р. Ріка та на вододілі її з Боржавою. Загальна потужність світи досягає 600 м [9].

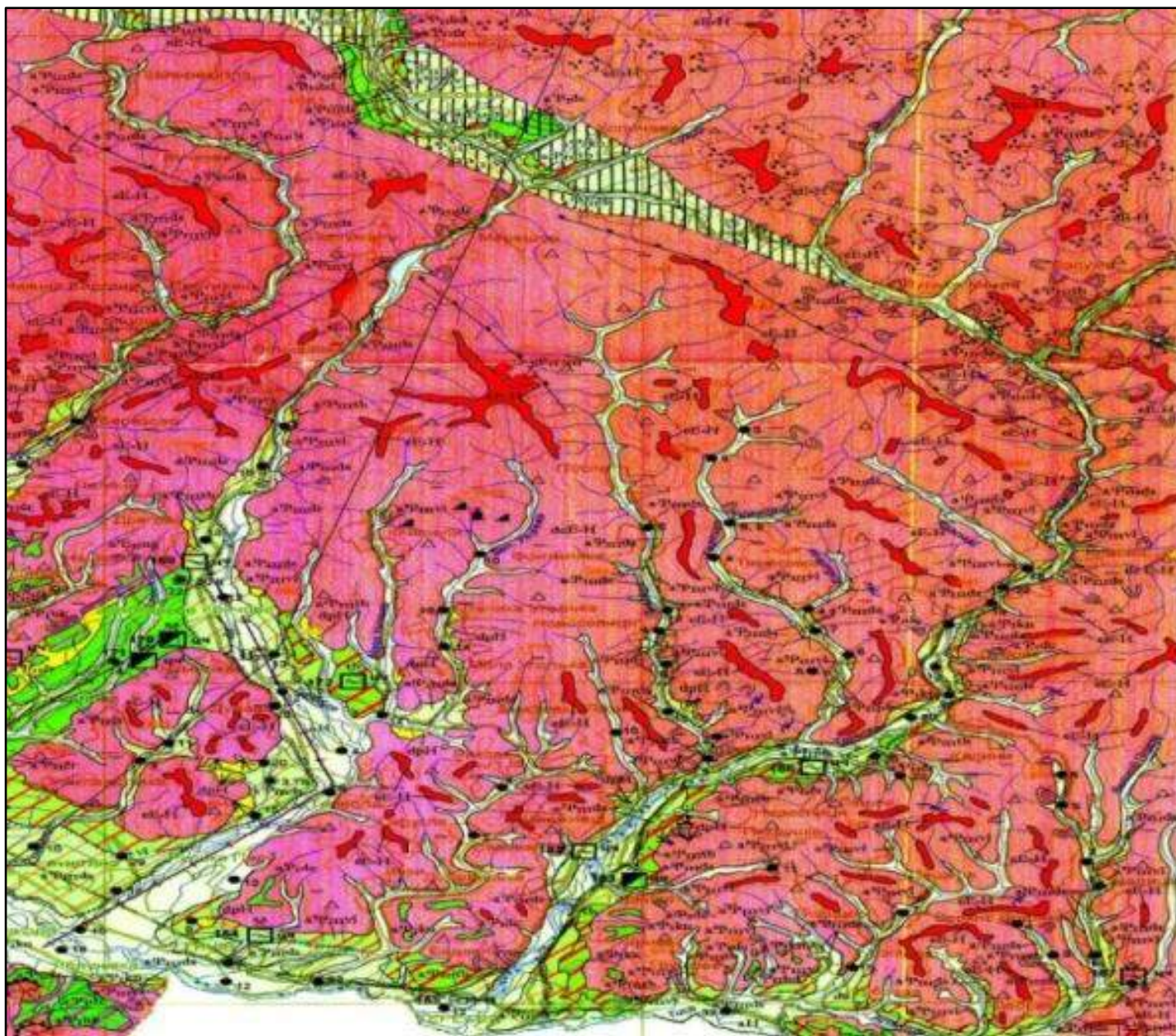
3.2.2. Четвертинні нагромадження

Осадкові породи майже суцільним плащем перекривають всі дочетвертинні утворення. Вони представлені континентальними фаціями, серед яких виділяють делювіальні, елювіальні, алювіальні та змішані: делювіально-колювіальні, елювіально-делювіальні, утворення(Кравчук та Чалик 2012). У Закарпатті та Карпатах в складі четвертинних відкладів розвинені потужні товщі алювію (до 141 м), перекриті субаеральними т. з. "покривними суглинками" потужністю 1,1-7,2 м.

Нижньонеоплейстоценова ланка /P₁/. Донецький ступінь [8]. Алювіальні відклади VII тераси /a⁷P_{1dc}/ Зустрічаються поодинокими останцями на місцевих поверхнях вирівнювання в межах сіл Дубове, Терново та Бедевля. Вони складені галечниками з лінзами пісків і гравійників загальною потужністю 5,0 – 12,6 м.

Крукеницький ступінь. Алювіальні відклади VI тераси /a⁶P_{1kn}/ розповсюджені в межах сіл Дубове, Терново, Криве. Вони складені

галечниками з лінзами піску, глини, суглинків та супісків. Потужність їх складає до 7 м (рис. 16).



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ *	
QH	Голоценовий відділ нерозчленований. Техногенні відклади. Гірничі відвали, насипи дамб. Брили, щебінь, суглинки, глини (0,5–25 м)
dpH	Голоценовий відділ нерозчленований. Делювіально-пролювіальні відклади. Суглинки, супісок з щебенем, брилами та лінками глини (до 10 м)
aH	Голоценовий відділ нерозчленований. Алювіальні відклади русел та заплав. Галечники з валунами, піски, супіски, суглинки (1–30 м)
dzP_{III}-H	Верхньонеоплейстоценова ланка та голоценовий відділ нерозчленований. Делювіально-азувні відклади. Глини, суглинки, відторженці дочетвертинних порід (4–35 м)
dcE-H	Еоплейстоценовий розділ та голоценовий відділ нерозчленований. Делювіально-колювіальні відклади. Суглинки, супіски, щебінь, брили (1–30 м)
eE-H	Еоплейстоценовий розділ та голоценовий відділ нерозчленований. Елювіальні відклади. Суглинки, глини, брили дочетвертинних порід, сучасні ґрунти (0,5–3 м)
a¹P_{III}ds	Верхньонеоплейстоценова ланка. Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої тераси. Галечники, валуни, гравій, пісок, супісок, суглинок (10,2–18,9 м)
a²P_{III}vl	Верхньонеоплейстоценова ланка. Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади другої тераси. Галечники, валуни, лізки гравію, піску, супіску (5,2–12,5 м)
a³P_{III}(b)	Верхньонеоплейстоценова ланка. Трубізький ступінь. Алювіальні відклади третьої тераси. Галечники, валуни, лізки піску, гравію (7,5–13,2 м)
gP_{II-III}	Середньонеоплейстоценова та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані. Гляціальні відклади. Брили, валуни, флювіогляційні галечники, лізки щебеню, суглинків (1–15 м)
laP_{II-III}mn	Середньонеоплейстоценова та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані. Минайська світа. Озерно-алювіальні відклади. Галечники з валунами, лінками гравію, піску, глини та алевритів (34–102 м)
a⁴P_{II}zr	Середньонеоплейстоценова ланка. Черкаський ступінь. Алювіальні відклади четвертої тераси. Галечники, валуни, лізки піску та гравію (5–13,4 м)
a⁵P_Idc	Середньонеоплейстоценова ланка. Хаджибейський ступінь. Алювіальні відклади п'ятої тераси. Галечники, лізки піску і супіску (1–12,9 м)
a⁶P_Ikn	Нижньонеоплейстоценова ланка. Круkenицький ступінь. Алювіальні відклади шостої тераси. Галечники, лізки піску, глини, суглинків, супісків (7–10,4 м)
a⁷P_Idc	Нижньонеоплейстоценова ланка. Донецький ступінь. Алювіальні відклади сьомої тераси. Галечники з лінками пісків і гравійників (5–12,6 м)
a⁸P_Ibk	Нижньонеоплейстоценова ланка. Будацький ступінь. Алювіальні відклади восьмої тераси. Галечники, валуни, піски, супіски, суглинки (1–9,8 м)
a⁹E-P_I	Еоплейстоценовий розділ та нижньонеоплейстоценова ланка нерозчленовані. Алювіальні відклади восьмої та дев'ятої терас нерозчленованих. Галечники, суглинки, глини, супіски, щебінь (до 3,3 м)
a¹⁰E_{III}ng	Верхній еоплейстоцен. Ногайський ступінь. Алювіальні відклади дев'ятої тераси. Галечники, суглинки (1,9)
a¹¹N₂-E	Верхній пліоцен – еоплейстоцен нерозчленовані. Алювіальні відклади дев'ятої та десятої терас нерозчленованих. Галечники, валуни, суглинки, лізки пісків і глини (52–137,1 м)

Рис. 16. Геологічна карта четвертинних відкладів[8]

Середньонеоплейстоценова ланка /P_{II}/. Хаджибейський ступінь. Алювіальні відклади V тераси /a⁵P_{II}hd/ не мають значного поширення. Ці відклади представлені галечниками та валунами з лінзами піску і супіску. Потужність їх досягає до 2,5 м.

Черкаський ступінь. Алювіальні відклади IV тераси /a⁴P_{II}čr/ поширені в межах сіл Калини та Ганичі[8]. У складі відкладів переважають галечники з валунами, з лінзами піску та гравію. Потужність відкладів складає 5,0- 7,5 м.

Верхньонеоплейстоценова ланка /P_{III}/. Ці утворення складають нижній комплекс терас на всій території робіт і, частково, гляціальні відклади в Карпатах. Вони також входять до складу нерозчленованих верхньоплейстоценових та голоценових підрозділів.

Трубизький ступінь. Алювіальні відклади III тераси /a³P_{III}tb/ поширені в околицях сіл Калини, Ганичі, Нересниця, Вільхівці, Терново, Тересва[8]. Вони складені галечниками та валунниками з лінзами пісків та гравійників. Потужність їх 7,5-13,2 м.

Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади II тераси /a²P_{III}vI/ поширені в долині річки від с. Красна і до гирла. Представлені галечниками та валунами з лінзами пісків, гравію, супіску. Потужність відкладів 5,2-12,5 м.

Деснянський ступінь. Алювіальні відклади I тераси /a¹P_{III}ds/ розвинені в межах всієї долини річки Тересва. Вони складені галечниками з піском і валунами, лінзами гравію, піску та супіску, суглинку. Загальна потужність цих відкладів 10,2-18,9 м.

Еоплейстоцен-голоцен. Нерозчленовані відклади. В цю групу об'єднано елювіальні, елювіально-делювіальні та делювіально-колювіальні утворення, які формувались протягом усього четвертинного періоду [8].

Елювіальні, елювіально-делювіальні відклади/e,edE-N/ розвинені на плоских вододілах Карпат (полонинах) та в прогинах. На більшій частині території автори виділяли їх як делювіальні або нерозчленовані елювіально-делювіальні утворення. Розділити їх важко, часто границя між ними досить умовна, а площі виходів незначні, місцями позамасштабні. Літологічно вони

однакові і складені пісними сірватими або жовто- бурими суглинками, рідше глинами з уламками підстеляючих їх корінних порід, а також сучасними ґрунтами потужністю 0,5-3,0 м.

Голоценовий відділ /Н/. Алювіальні відклади /аН/ складають заплаву водотоків [8]. Вони представлені галечником з валунами, різнозернистими пісками, супісками, суглинками. В більшості рік спостерігають дві запливи: низьку (до 0,5-1,0 м) та високу (до 1,5-2,5 м). Низькі запливи складено сучасними русловими відкладами, а в високих нерідко відзначають і сучасні ґрунти потужністю до 0,15-0,3 м. Загальна потужність голоценового алювію від 1-2 м у горах, до 10-30 м на рівнині.

Делювіально-пролювіальні відклади /dpН/ розвинуті вздовж схилів високих терас між селами Нересниця– Терново. Вони утворюють конуси виносу біля гирла потоків і ярів. Складені несорттованим, нерідко грубоуламковим матеріалом, що складається з суглинку, глини, піску з домішкою гальки, жорстви, брил різноманітних порід [8]. Потужність їх від перших до 9-10 м. Сучасний вік їх визначається тим, що ці відклади місцями перекривають заплаву.

3.3. Тектонічна будова

Тектонічна будова досліджуваної території представлена двома великими тектонічними структурами – це Карпатська покривно-складчаста споруда та Закарпатський прогин. Далі вони поділяються на менші зони-покриви (рис. 17).

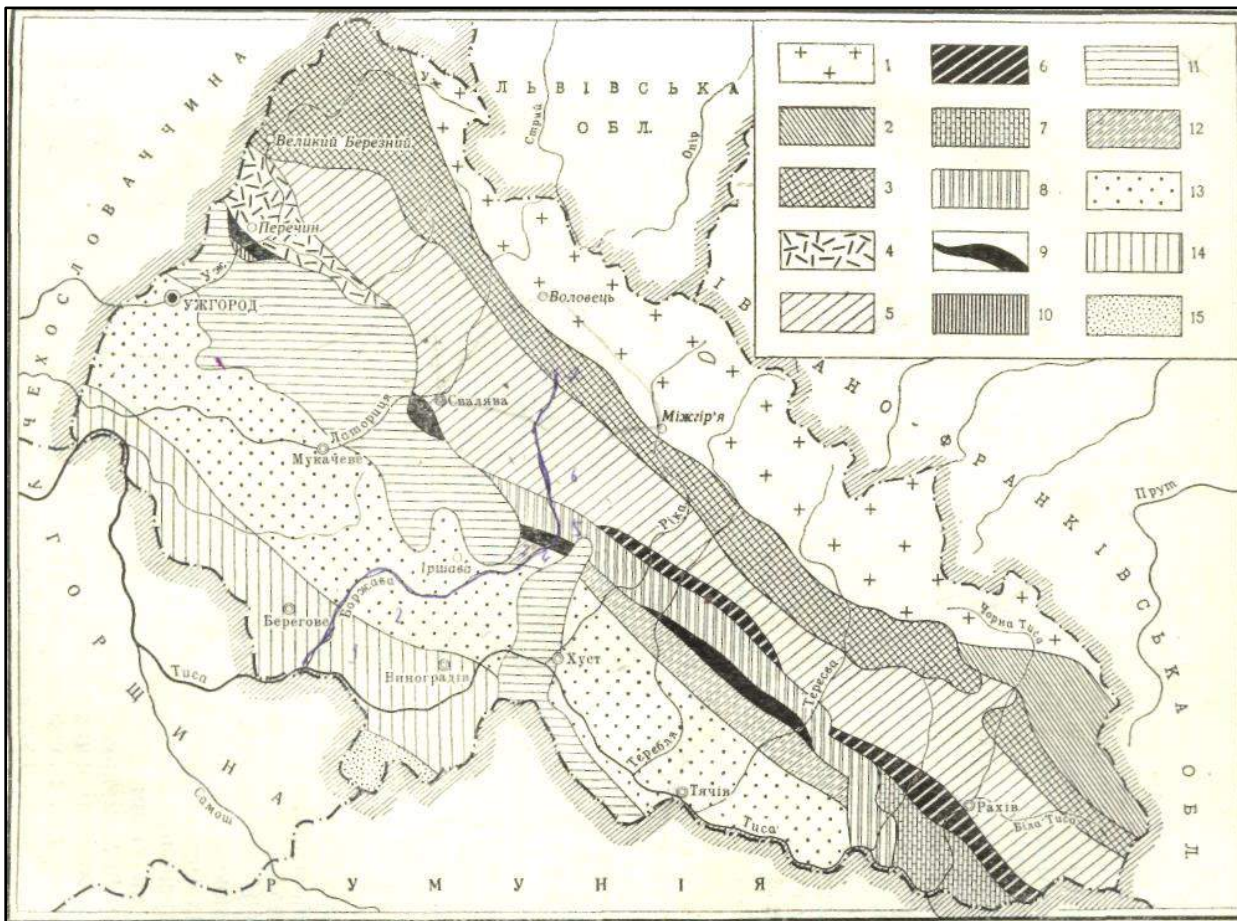


Рис. 17. Тектонічна схема Закарпатської області [5]

1 - Кросненська зона; 2 - Черногірський покрив; 3 - Дуклянський покрив; 4 - Магурський покрив; 5 - Поркулецький покрив; 6 - Рахівський покрив; 7 - Мармароський масив; 8 - зона Мармароських стрімчаків; 9 - зона Пенінських стрімчаків; 10 - зона Підгаля; 11 - Вигорлат-Гутинський вулканічний масив; 12 - крайова зона Закарпатського прогину; 13 - Центральна зона; 14 - зона Припанонського глибинного розлому; 15 - частина Панонської міжгірської западини.

У межах Закарпатської області зі сходу на захід виділяють Кросненську зону та декілька покривних флішових структур: Черногірську, Поркулецьку, Дуклянську, Магурську та Рахівську. Всі вони – покривні чохла, складені крейдовим і палеогеновим флішем. Перелічені структурні одиниці різняться між собою будовою флішових відкладів, які їх складають, і деякими морфологічними особливостями складчастих і розривних дислокацій [5].

Річка Тересва на своєму шляху від витoku до гирла перетинає 6 покривів.

Перший з них це Дуклянський покрив – тектонічна структура в північно-західній частині Українських Карпатах. Входить до внутрішньої групи зон Карпатської покривно-складчастої споруди. Північно-західна частина Дуклянського покриву міститься під Покулецьким покривом, з північного сходу він насунутий на Кросненську зону. Складається зі скиб, насунутих одна на одну в північно-східному напрямку. В геологічній будові беруть участь флішові товщі крейдового і палеогенового віку. Орографічно відповідає гірським масивам – Полонинський хребет і Свидовець. [4]

Наступним покривом, через який протікає річка є Поркулецький. [4] Це одна з найбільших геологічних структур Карпатської покривно-складчастої споруди. Простягається від витоків Сучави до кордону зі Словаччиною (українська частина Поркулецького покриву). Північно-західна частина звужена, перекрита насунутих на неї Магуським покривом. У північно-східному напрямі Поркулецький покрив насунутий на Дуклянський покрив та Черногірський покрив; лінія насуву звивиста, амплітуда горизонтального переміщення 15- 25 км. У геологічній будові Поркулецького покриву беруть участь флішеві товщі, серед яких переважають пісковики крейдового та палеогенового віку. У рельєфі більшій частині покриву відповідає Полонинський хребет..

Далі йде зона Мармароських стрімчаків. У ній виділяють дві основні частини, або підзони. Зовнішнє положення займає Вежанська підзона, яка має загальну структуру горстоподібної монокліналі з переміщенням порід, що її складають, на північ, на Рахівський, а місцями Поркулецький покриви. Характерна її особливість – розвиток грандіозних седиментаційних відторженців-олістолітів у товщі соймунських піщано-глинистих порід. Це результат руйнування, катастрофічних обвалів і зсувів крупних блоків доаптських відкладів, які займали до денудації положення між сучасною областю їх поширення і Флішовими Карпатами. У периферійній частині підзони при фронті її насуву на Рахівський покрив трапляються рідкі дрібні тіла серпентинітів, що утворюють холодні включення (протрузії). Внутрішня, або

Монастирецька, підзона — складна крупна монокліналь, яка занурена під зону стрімчаків. Широко розвинуті дрібні складки у відкладах шопурської світи, що не порушують при цьому загального моноклінального типу структури [5].

Потім р. Тересва перетинає зону Пенінських стрімчаків. Найголовніша їхня особливість – велика роздробленість всіх без винятку осадових комплексів. Це зона гігантської брекчії, яка знаходиться також у тектонічному співвідношенні з сусідніми структурними одиницями. Різний ступінь монолітності гірських порід цієї зони замовлений пенінським типом структури. Для нього характерне те, що тверді масивні вапняки юри та неогену утворюють окремі ізольовані блоки — тектонічні стрімчаки, ум'яті в товщу м'яких і пластичних аргілітів і мергелів альб-маастрихта. При вивітрюванні блоки вапняків надають екзотичності рельєфу, утворюючи обривисті скельні стрімчаки.

Наступною є Крайова та Центральна зона Закарпатського прогину. Крайова зона – це зовнішня периферія області поширення найбільш древніх відкладів міоцену, що характеризується загальною моноклінальною будовою з нахилом шарів звичайно на декілька градусів (до центру прогину) [5]. У цілому крайова зона є дуже вузькою смугою, яка розвинута в межах фундаменту, складеного утвореннями зони Пенінських стрімчаків. Не виключено, що і загальний моноклінальний нахил шарів (порід міоцену тут зумовлений неогеновою активізацією зануреної під міоцен частини зони Пенінських стрімчаків.

Найбільшу площу в середній частині Закарпатського прогину займає його Центральна зона. Поширені тут відклади неогену мають горизонтальне залягання зі слабо вираженою синклінальною будовою у периферійних частинах зони. У середній смузі зони простягається ланцюг соляних куполів і брахіантиклінальних складок, що різко порушують загальний стиль структури прогину. Найкрупніша серед них — складка Теремлянська [5]. Деякі соляні структури чітко виступають у рельєфі з виходом соленосних відкладів на денну поверхню.

РОЗДІЛ 4.

МОРФОЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ДОЛИННО-ТЕРАСОВОГО КОМПЛЕКСУ

Протягом тривалого періоду вивчення терасових комплексів річкових долин Українських Карпат, зокрема на нашій території дослідження, більшість дослідників дійшла згоди щодо кількості терас, їхніх морфологічних характеристик і будови. Деякі розбіжності є щодо визначення їхнього віку, що пояснюють невеликою кількістю аналітичних даних, великою мінливістю спектра терас, характером алювію в окремих долинах. Питання визначення віку також ускладнене тим, що, за рідкісними винятками, алювій терас передгірних річкових улоговин має досить одноманітну будову. Для заплавних фацій алювію характерне те, що нема горизонтів похованих ґрунтів, палеонтологічних залишків, артефактів.

Водночас у будові терасового комплексу річкових долин досліджуваної території простежуються і спільні для певних терасових рівнів закономірності, які полягають у доволі витриманій сталості відносних висот, послідовному наростанні інтервалів висот зі збільшенням віку терас. Витримана сталість відносних висот терас (з деякими відхиленнями) зафіксована не тільки в Солотвинській улоговині, й у межах гірської частини Карпат і Передкарпаття, що свідчить про прояв у плейстоцені ритмічних рухів регіонального характеру і дає змогу робити зіставлення з сусідніми регіонами [15].

Як засвідчують дані геолого-геоморфологічних і геофізичних досліджень, закладання досліджуваних річкових долин приурочені до розломів донеогенового фундаменту, які були успадковані розривними порушеннями в міоценових моласах. Розвиток терасових комплексів тісно пов'язаний з диференційованим характером неотектонічних рухів, про що свідчать деякі відмінності в кількості та відносних висотах терас, а також їхніх типах. Щодо змін потужності алювію, фаціальних ознак, то це може бути ознакою змін клімату в плейстоцені. У річкових долинах Солотвинської улоговини чітко

фіксовані чотири надзаплавні тераси. Давніші тераси трапляються фрагментами або ж зливаються з вододільними денудаційно-аккумулятивними поверхнями і є реліктами давньої гідромережі.

Власне сама долина річки Тересви представлена найповнішим спектром терас, які зосереджені переважно на лівобережжі (табл. 2) [15].

Таблиця 2

Відносні відмітки терас р. Тересва [13, 15, 16]

Усереднені висоти терас річки Тересви, м								
Тераси	Заплава	I	II	III	IV	V	VI	VII
Висоти	1,5-2	3,0-5,0	8,0-11,0	25,0-28,0	35,0-40,0	60,0-75,0	90,0-110,0	150,0-170,0
Вік	Голоцен		Верхній плейстоцен		Середній плейстоцен		Нижній плейстоцен	

Однак з просуванням вздовж долини річки відносні та абсолютні відмітки терас зазнають помітних змін (рис. 18).

Після перетину Стрімчачової зони і виходу у Солотвинську улоговину долина р. Тересви помітно розширюється у районі с. Ганичі, де чітко простежуються п'ять надзаплавних терас (див. рис. 19) з добре розвинутими горизонтами галечникового алювію [15].

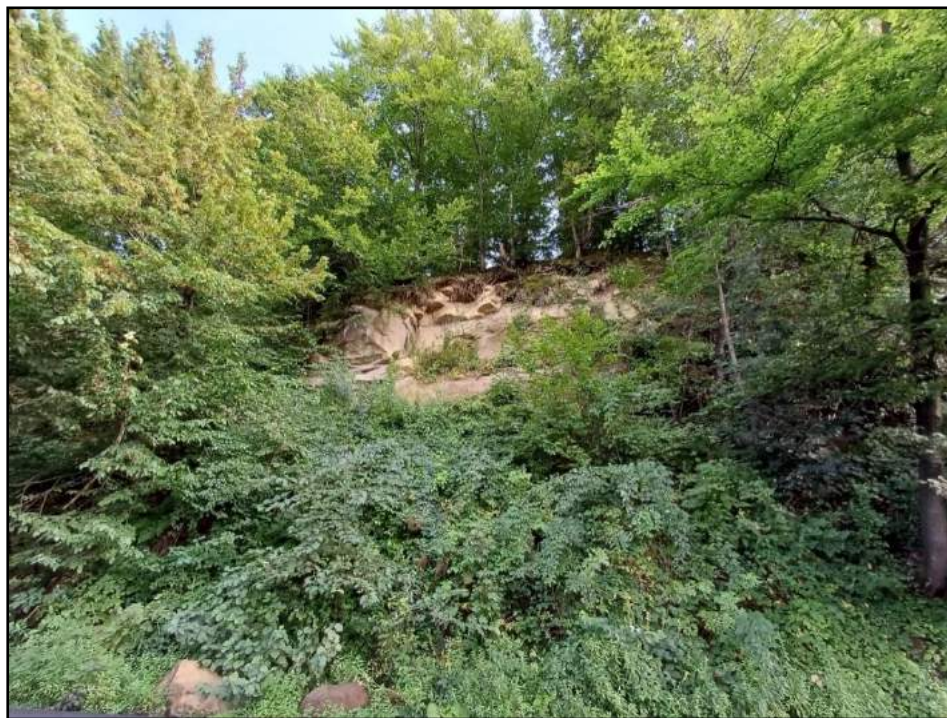


Рис. 19. Уступ третьої надзаплавної тераси р. Тересви в с. Ганичі
(вересень 2023р.)

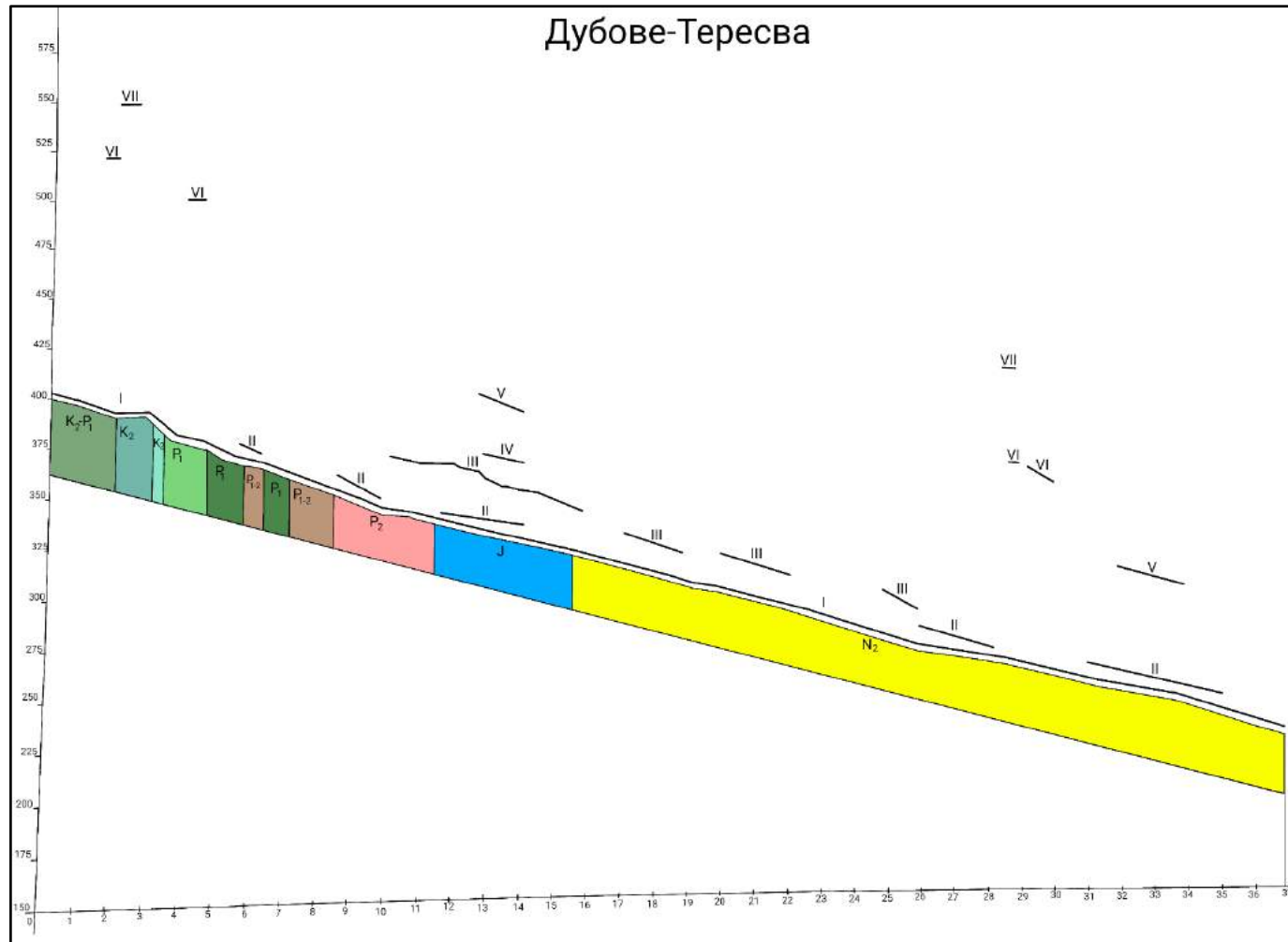


Рис. 18. Поздовжній профіль долини р. Тересва на ділянці Дубове-Тересва

*Геологічні умовні позначення відповідають позначенням застосованим на Геологічній карті до четвертинних утворень (див. рис. 15)

Русло ріки на відрізку долини між селами Ганичі-Нересниця часто врізується в корінні породи, заплава висотою 1,5-2,0 м порівняно вузька (150-300 м). Нижче за течією, аж до гирла, заплава розширюється до 1,0-1,5 км. Русло сильно розгалужується і утворює багато островів. Перша тераса висотою 3-5 м разом із заплавою утворюють широке днище долини (до 2-3 км) (рис.20, 21), яке затоплюється під час потужних весняно-літніх паводків [15].



Рис. 20. Русло та заплава р. Тересва в с. Добрянське (квітень 2023 р.)



Рис. 21. Русло та уступ високої заплави р. Тересви в околицях с. Красна, (вересень 2021 р.)

Комплекс із семи надзаплавних терас можна простежити від с. Нересниця до с. Крива. Цоколь ерозійно-аккумулятивної другої тераси перекритий валунно-галечниковим горизонтом (2-3 м) і жовто-бурими суглинками (1-2 м). Відносна висота тераси 8-11 м, ширина – 150-200 м [15].

Третя тераса має відносну висоту 25-28 м і ширину 200-250 м. На її корінному цоколі висотою 18-20 м залягає 5-метровий шар галечників, який перекритий 2-3-метровим шаром суглинків.

В межах с. Ганичі простежується деформація поздовжнього профілю третьої надзаплавної тераси пов'язана з приуроченістю цієї ділянки долини річки до поперечного розлому, по якому окремі складки зміщені на пд-зх. на відстань 400-600м. А в с. Терново. Зростання відносних відміток поверхні третьої тераси пов'язане з її надбудовою алювіальними нагромадженнями лівої безіменної притоки р. Тересва (рис. 22, 23).

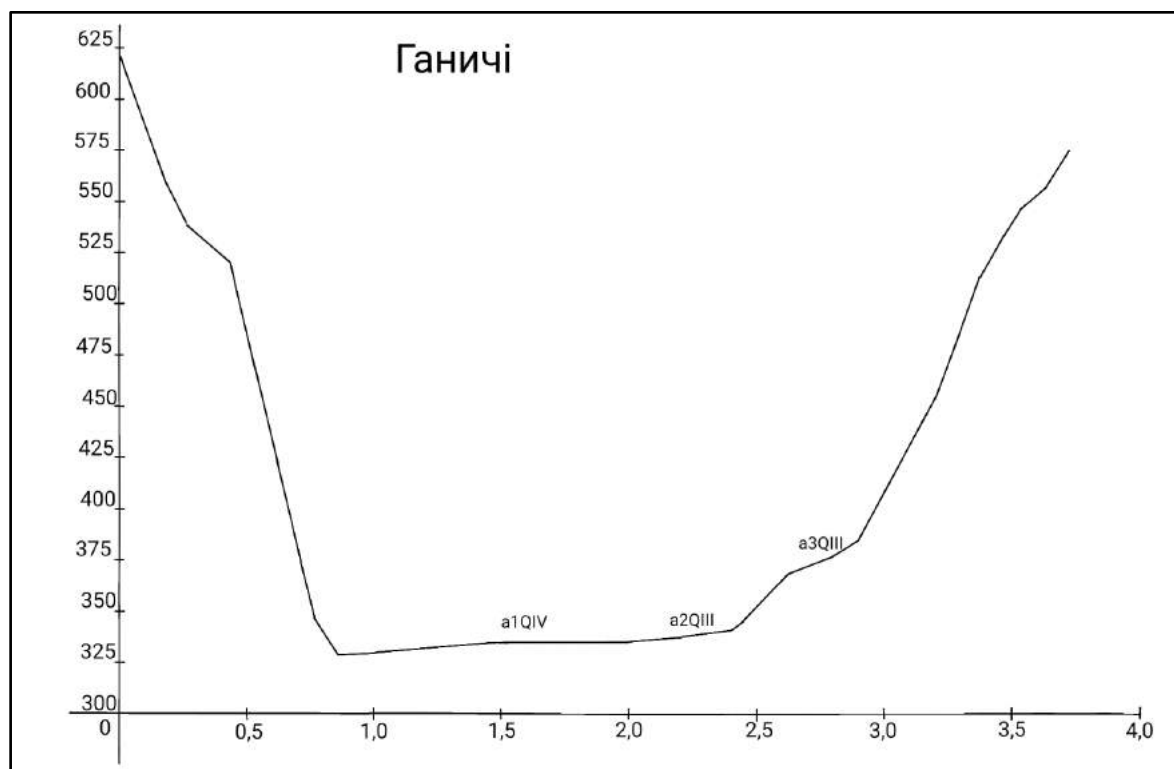


Рис. 22. Поперечний профіль долини р. Тересва в околицях с. Ганичі

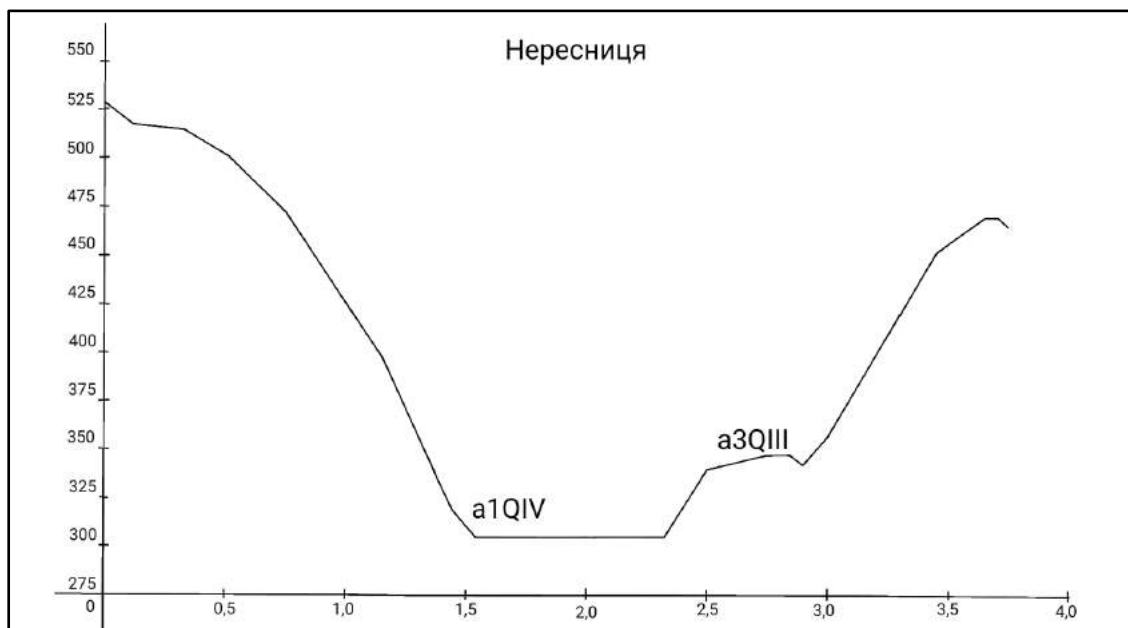


Рис. 23. Поперечний профіль долини р. Тересва в с. Нересниця

Четверта надзаплавна тераса (35-40 м) має подібну будову до третьої, але вона має переривчасте простягання. Місцями вище тилового шва четвертої тераси розміщені спадисті і сильноспадисті східчасті схили, на поверхні яких є багато гальки і дрібних валунів. Цей схил є результатом розмиву поверхні п'ятої тераси (60-75 м) і уступу шостої.

Фрагменти п'ятої надзаплавної тераси простежуються також на лівобережжі між селами Терново і Крива у вигляді вузьких смуг (рис. 24).

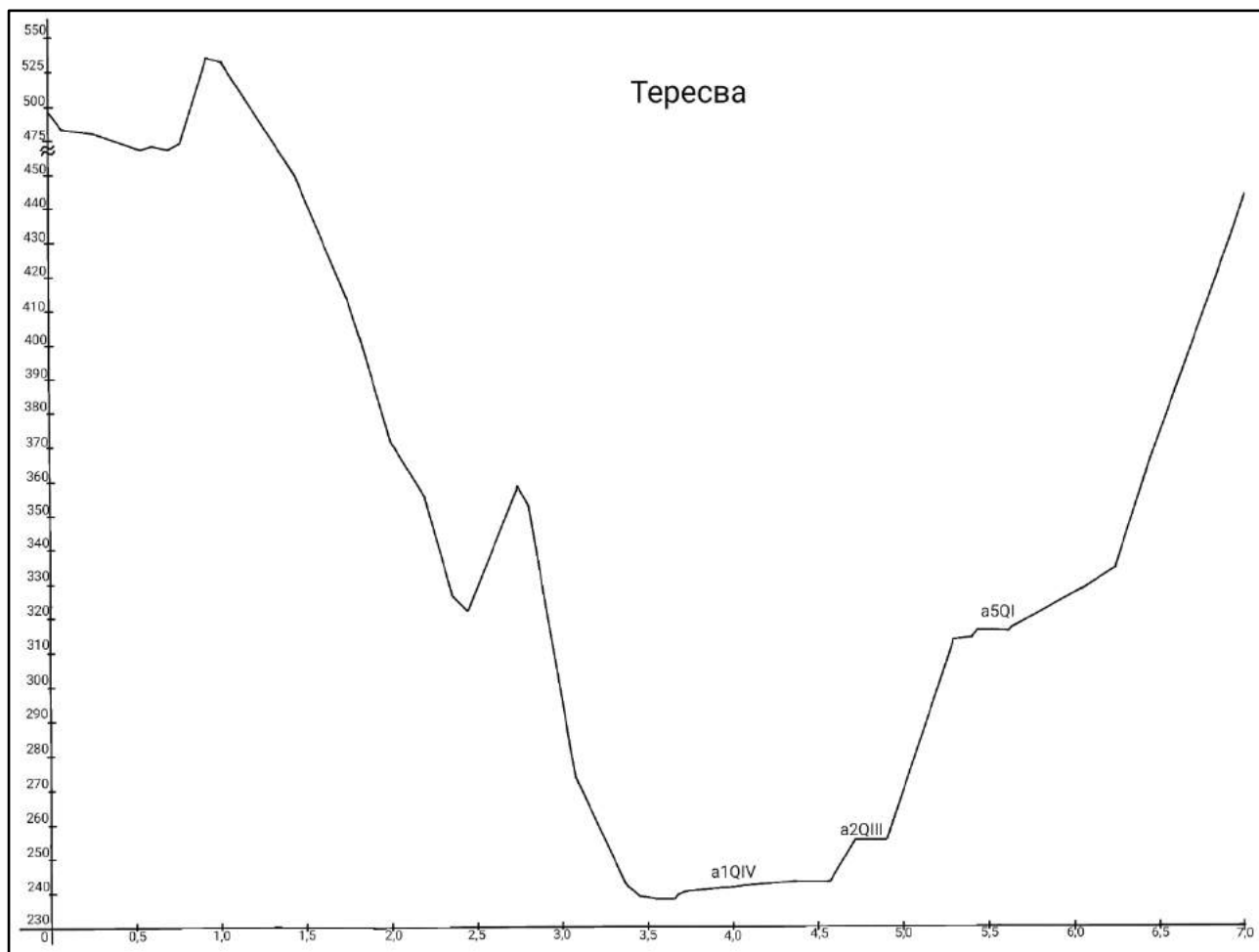


Рис. 24. Поперечний профіль долини р. Тересва в с. Тересва

На відносних висотах 90-110 м фіксується слабонахилена поверхня з розсипами гальки шостої надзапавної тераси.

Найвищий рівень, що виходить на місцевий вододіл, помічений на відносних висотах 150-170 м (ймовірно сьома тераса). На поверхні зустрічаються поодинокі гальки пісковиків (рис. 25).

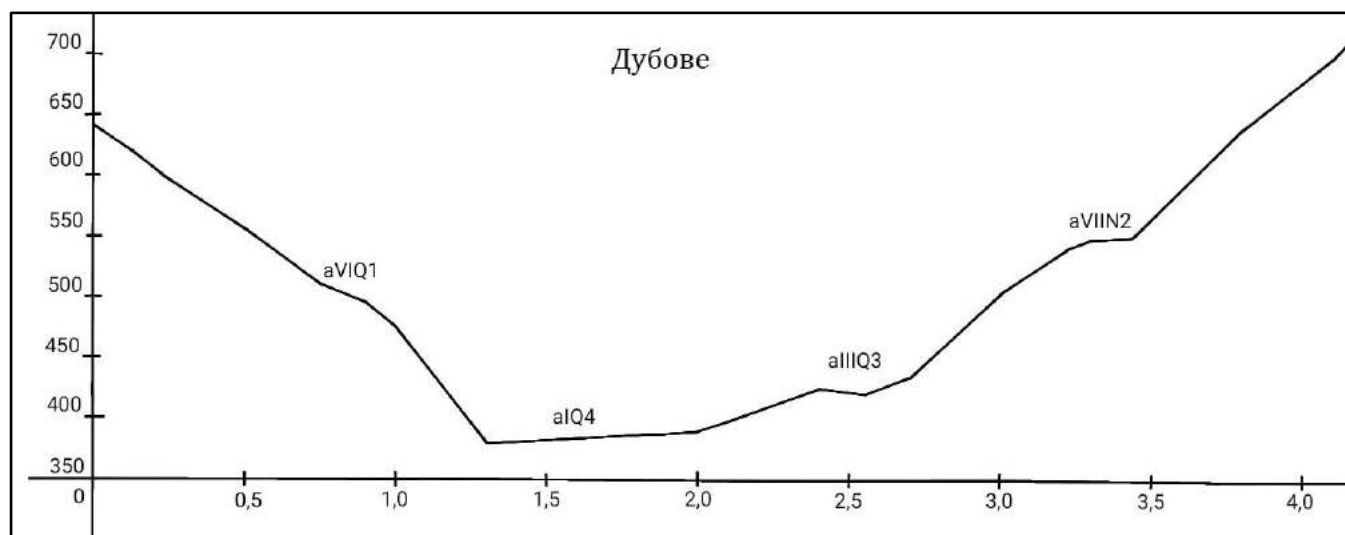


Рис. 25. Поперечний профіль долини р. Тересва в с. Дубове

Погана збереженість терас на правобережжі пояснюється активним розвитком тут зсувних процесів. Відмінності у будові схилів долини р. Тересви можна пояснити тим, що долина закладена вздовж поперечного розлому, з яким пов'язаний різний режим неотектонічних рухів [15].

Виявлені сліди перебудови давньої долини Тересви на її правобережжі простежуються нечітко. Біля с. Добрянське є вододільна сідловина, на південь від якої відслонений перекритий суглинками гальково-валунний шар п'ятої надзаплавної тераси потужністю понад 3 м. З заходу до сідловини підходить верхів'я лівої притоки р. Тячівець, ширина долини якої досить обширна, тоді як вище гирла притоки долина Тячівця значно вужча, на що звернув увагу І. Гофштейн [6]. Можна припустити, що в нижньому плейстоцені р. Тересва розгалужувалась на два рукави, з яких західний був маловодний і з часом виснажився через активізацію неотектонічних піднять [15].

Від місця злиття річок Мокрянка і Брустурянка та утворення Тересви та аж до її впадіння у Тису ми можемо простежити декілька голоценових флювіальних форм рельєфу, а саме русло, заплава та перша надзаплавна тераса [17]. Причому остання буде фрагментарно проявлятися на відрізку між селами Усть-Чорна, Красна, Дубове. А на решті території всі ці флювіальні форми будуть наявні постійно.

Перша надзаплавна тераса у межах витoku річки та сіл Усть-Чорна – Красна переважно розташовується на правобережжі, але річка зустрічаючи масиви твердіших і непіддатливих порід змушена меандрувати і вигинатися при цьому підмиваючи, то правий, то лівий береги, і наносити тераси то на правому, то на лівому березі. Висота їх над руслом річки складає 3-4 м. Ширина тераси коливається від 70 до 400 м [17].

Щодо заплави, то вона не є потужною та широкою. Ширина її коливається від 40 до 120 м, а висота над руслом річки 2 м. У межах сіл заплава одностороння, асиметрична та простягається спочатку вздовж лівого, а потім вздовж правого берега (рис. 26, 27).



Рис. 26. Заплава і перша надзаплавна тераса р. Тересва



Рис. 27. Відслонення нагромаджень заплави між селами Усть-Чорна-Красна (вересень 2021 р.)

Опис відслонення:

Таблиця 3

Характеристика алювіальних нагромаджень заплави р. Тересва в межах сіл Усть-Чорна-Красна[17]

<i>Глибина (в метрах)</i>	<i>Літологія, генезис</i>
0 – 0,05(0,2)	Верхніх 5 – 20 см горизонту пронизані системою коріння трав (дерновий горизонт).
0,06(0,21) – 0,65(0,84)	Нагромадження заплавної фації алювію, які збудовані піщаними відкладами зі включенням слабо і середньообкатаних гальок і гравію. Потужність прошарків неоднакова та змінюється у межах 20 см. Перехід досить чіткий, але нерівний, за зміною гранскладу відкладів. Розміри

	гальок 3-6 см.
0,66(0,85) – 1,73(до урізу води в руслі річки)	Відклади руслової фації. Складені середньообкатаними валунами та галькою. Відклади косозалягаючі за напрямом падіння річки. Вниз по розрізу спостерігається поступове зменшення вмісту піску, а також зростання розміру грубозернистого матеріалу. Розміри гальок 6-8 см. Валунів до 30-40 см. Підшва нагромаджень не розкрита.

Далі розглянемо голоценові флювіальні форми рельєфу нижче за течією, у середній частині долини, в межах сіл Дубове, Калини, Ганичі.

Заплава р. Тересви у проміжку між сіл Дубове-Ганичі є більш потужною ніж у верхній течії. Тепер її ширина складає від 50 до 300 м. Вона зазвичай залісна та не заселена, але часто антропогенно порушена через вивіз гальки та піску. Висота заплави над урізом води сягає 2,5 м.

Щодо поширення заплави, то у с. Дубове річка ще зберігає свою асиметричність, а вже при переході з с. Калини у с. Ганичі, починає простежуватися часта зміна сторін заплави.

У середній течії річки Тересва перша надзаплавна тераса поширена переважно симетрично, за винятком с. Дубове, де тераса розташована спочатку на правому, а потім на лівому березі річки [17]. Також варто зазначити те, що збереженість тераси краща на лівобережжі, і це буде простежуватися аж до впадіння р. Тересви у р. Тису (рис. 28).

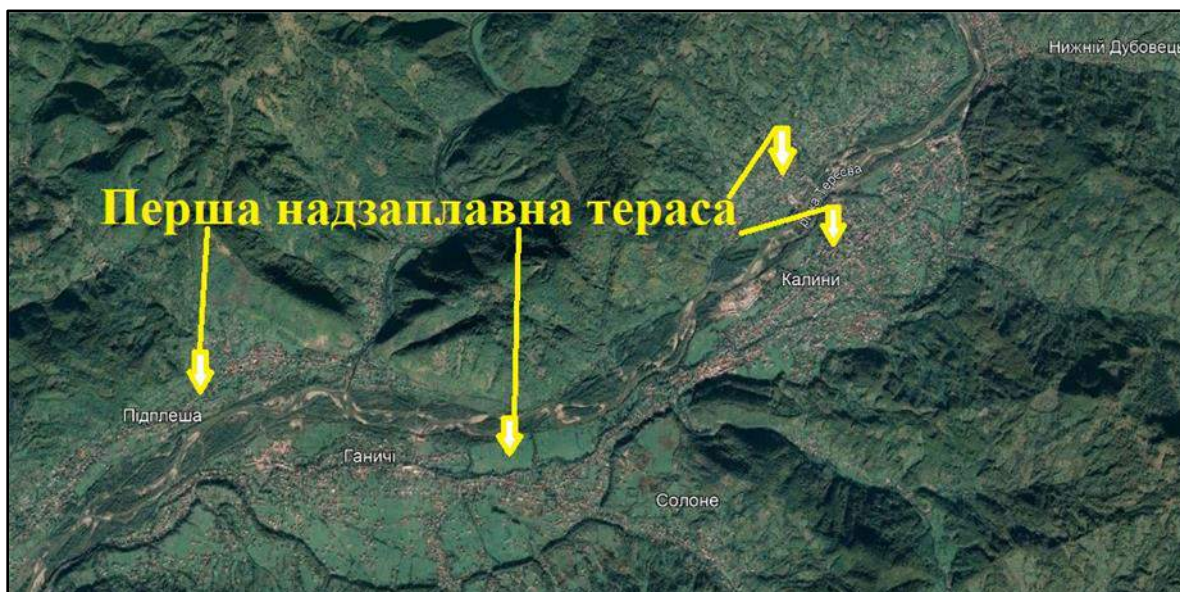


Рис. 28. Порівняння перших надзаплавних терас на право- і лівобережжі р. Тересви

На правобережжі тераса звісно простежується, але її ширина та збереженість тут набагато менші і слабші, причиною цього є простягання русла річки вздовж тектонічного розлому та більша активність зсувних процесів.

В межах с. Дубове простежується деформація поздовжнього профілю русла і першої тераси приурочена до тектонічних розломів, по яких карпатські луски насуваються на пд-зх.

Щодо розмірів тераси, то її висота над урізом води складає 3-5 м. Ширина тераси тут є значно більшою, та складає від 300 м до 1 км. Тераса є забудованою, на ній розташовуються вищезгадані села.

Тепер розглянемо нижню частину річки Тересва, а саме в межах сіл Нересниця-Тересва [17]. Так як ця частина долини річки повністю лежить у межах Солотвинської улоговини з низькогірним рельєфом зі схожим набором терас та умов їх розвитку, то ми об'єднаємо однією характеристикою.

Заплава р. Тересви у проміжку між сіл Нересниця-Тересва є потужною та місцями досить широкою. Тепер її розміри складають: ширина – від 100 до 900 м. Найбільша ширина заплави простежується у гилі річки та впадінні її у Тису. Заплава заліснена та не заселена, але часто антропогенно порушена через вивіз гальки та піску. Висота заплави над урізом води сягає 3 м.

Щодо поширення заплави, то між сіл Вільхівці-Терново річці притаманна заплавна асиметричність, а на території решти сіл заплава є більш симетричною, але також простежується часта зміна сторони заплави (рис. 29) [17].



Рис. 29. Відслонення нагромаджень заплави у с. Добрянське (вересень 2021 р.)

Перша надзаплавна тераса тут є переважно симетричною, та добре проявляється на обох берегах річки [17]. Розміри тераси наступні: висота над урізом води досягає 6 м. Ширина тераси значна, від 200 м до 3 км. Найширшою тераса є в межах с. Тересва, біля впадіння у Тису.

Опис відслонення нижче

Таблиця 4

Характеристика алювіальних нагромаджень заплави р. Тересва в с. Добрянське [17]

<i>Глибина (в метрах)</i>	<i>Літологія, генезис</i>
0-0,7(0,1)	Верхніх 7 – 10 см горизонту пронизані густою системою коріння трав (дерновий горизонт).
0,1-0,3	Сучасний ґрунт, світло-коричневий інтенсивно пронизаний корінням та червоходами, рихлий, макропористий, тріщинуватий. Перехід не рівний, але чіткий, за гранскладом відкладів.
0,3-0,5	Нагромадження заплавної фації з включеннями гальки та гравію і пісковим наповнювачем. Також пронизаний корінцями та тріщинами, поширені крупні пори. Розміри гальок 3-5 см. Перехід не рівний та не чіткий, за гранскладом відкладів.
0,5-1,2	Нагромадження заплавної товщі з включеннями гальки та гравію і пісковим наповнювачем. З просуванням вниз по профілю спостерігається збільшення частки та розмірів гальки, та зменшення вмісту піску і гравію, натомість з'являються валуни. Розміри гальок 5-7 см. Валуни 17-23 см. Перехід досить рівний, але не чіткий за гранскладом відкладів.
1,2-2,7	Нагромадження руслової фації алювію складеного галечником з гальки та валунів, з гравійно-піщаним наповнювачем Розміри гальок до від 5-7 см, а валунів до 30 см. Підшва нагромаджень не розкрита.

У розрізі алювіальних нагромаджень першої надзапавної тераси чітко виокремлюється руслова і запавна фації. Руслова фація (видима потужність до 4,5 м) збудована погано- та середньообкатаними валунами і гальками, а також брилами. Максимальний розмір уламків досягає 30-40 см. У петрографічному складі крупних уламків переважають пісковики і аргіліти. Запавна фація алювію збудована гравієм з піском. Потужність відкладів фації становить до 35 см. З просуванням вниз за течією річки спостерігаються такі зміни: обкатаність алювію зростає, розміри валунів і гальки поступово зменшуються, а частка гравійного наповнювача зростає [17].

РОЗДІЛ 5

ЕТАПИ ФОРМУВАННЯ ГЕОМОРФОСИСТЕМИ ДОЛИНИ ТЕРЕСВИ

Етапність формування геоморфосистеми Тересва зафіксована в розвинених у межах долини річки терасах. Оскільки в її межах виокремлюють сім надзаплавних терас, тому історію формування геоморфосистеми долини Тересви можна виокремити сім етапів:

- 1) перший етап – пліоценовий, фіксується розвинутою в долині річки сьомою надзапальною терасою;
- 2) другий етап – ранньоплейстоценовий, проявляється у вигляді шостої надзапальної тераси;
- 3) третій етап – ранньоплейстоценовий, проявляється у розвиненій п'ятій надзапальній терасі;
- 4) четвертий етап – середньоплейстоценовий, репрезентований в долині річки четвертою надзапальною терасою;
- 5) п'ятий етап – пізньоплейстоценовий, зафіксований у вигляді третьої надзапальної тераси;
- 6) шостий етап – пізньоплейстоценовий, представлений у долині річки другою надзапальною терасою;
- 7) сьомий етап – голоценовий, репрезентований першою надзапальною терасою та заплавою досліджуваної річки.

Пліоценовий етап фіксується сьомою надзапальною терасою (150-170 м), від якої до тепер збереглися невеликі фрагменти в околицях сіл Дубове та Криве-Тересва. Погана збереженість тераси не дає можливості провести ґрунтовні палеогеографічні реконструкції гідромережі, яка функціонувала під час формування цієї тераси. Поширення терас на схилах середньогірних хребтів Карпат дають можливість стверджувати, що конфігурація тогочасної долини р. Тересва практично не відрізнялась від сучасної, долина одразу була закладена поперек простягання складок Карпат.

В результаті Врізання русла річки вглиб на глибину близько 60 м утворилася шоста надзаплавна тераса.

З плейстоценовою епохою пов'язані найважливіші події четвертинного періоду – значне похолодання, зледеніння та становлення людини. Цю епоху поділяють на нижній, середній та верхній плейстоцен, які в свою чергу діляться на міжльодовикові та льодовикові етапи [18].

У межах досліджуваної території впродовж нижнього плейстоцену сформувалась шоста надзаплавна тераса Тересви (90-110 м). Ця тераса поширена на лівобережжі Тересви в межах сіл Терново-Крива та Дубове-Калини. У першому випадку вона збереглася у вигляді слабонахиленої поверхні з вужчими відрогами або у вигляді неширокого вирівняного майданчику з розсипами гальки, а в другому у вигляді невеликих скупчень галечнику та гравію на схилах. Альовій шостої тераси потужністю 5-10 м збудований крупними та середніми галечниками, іноді без шаруватості, а частіше косо- та діагонально-шаруваті, з лінзами гравію, піску та глин вохристо-рудого, іржаво-бурого та цегельно-червоного кольору. Верхня частина розрізу майже завжди складена світло-жовтими суглинками та глинами. Вік алювію шостої тераси визначається умовно, тому що палеонтологічних знахідок у ньому поки що виявлено.

У межах території дослідження впродовж середньоплейстоцену сформувалася алювій п'ятої та четвертої надзаплавних терас Тересви [18].

Оскільки різниця у відносних висотах між шостою та п'ятою надзаплавними терасами складає 35-30 м, то можемо зазначити, що в той час відбулися досить значні вертикальні рухи земної поверхні, через що річка сильно врізалася вглиб.

П'ята тераса (60-75 м) в межах долини Тересви збережена погано і простежується в межах сіл Калини-Ганичі та Терново-Крива у вигляді спадистих схилів з розсипами давнього алювію. Ця тераса зазнала досить сильного розмиву, та була зруйнована інтенсивними зсувними процесами.

Алювій тераси потужністю 3-5 м представлений середніми та крупними гальками, бурими суглинками, глинами.

З переходом до четвертої тераси, можемо відмітити, що тут різниця відносних висот все ще є значною і складає 25-35 м, що говорить нам про тривалість активних висхідних рухів Карпат [18].

Четверта (35-40 м) тераса збережена добре в межах сіл Калини-Ганичі та Терново-Крива. Вона простежується у вигляді вирівняної поверхні, яка порізана ярами та зворами. Алювій потужністю 2-8 м представлений галечниками з лінзами гравію, сірих мулуватих суглинків і глинистих пісків.

Впродовж верхньогплейстоцену в межах долини р. Тересва утворились алювіальні відклади третьої і другої терас [18].

Щодо потужності врізу річки до молодшої тераси, то тут варто зазначити помітне затухання активних піднять території, так як річка, при переході до наступної тераси, врізалася лише на 10-12 м.

Третя (25-28 м) тераса в басейні Тересви трапляється доволі часто. Її можна простежити від с. Калини і по всьому лівобережжю аж до гирла (рис. 30).



Рис. 30. Вирівняна площадка третьої надзаплавної тераси р Тересва в межах сіл Калини-Ганичі (вересень 2023)

Алювій Тересви має потужність 5-20 м і представлений внизу гравійно-галечниковими відкладами, які вверх по розрізу перекриваються піщано-гравійними та піщано-суглинистими утвореннями. Щодо донної ерозії та врізу річки, то між третьою та другою терасами різниця складає 17 м, що свідчить про невелику активізацію висхідних рухів Карпат.

Друга (8-11 м) тераса в долині Тересви у межах Солотвинської улоговини трапляється досить часто, її алювій представлений косошаруватими галечниками, гравієм, пісками, суглинками, глинами та намулами [18]. Потужність відкладів коливається від 2-3 до 9 м. Потужність врізу долини річки до першої тераси становить 5-6 м, що є показником значного зменшення активності висхідних рухів у досліджуваному регіоні (рис. 31).



Рис. 31. Відслонення відкладів другої надзапlavної тераси р. Тересва в с. Ганичі (вересень 2023)

В цілому комплекс низьких (від 40 до 5-10 м) терас на гірських річках Карпат трапляється дуже часто, особливо в міжгірських западинах, де поширені

від 2 до 4-5 терас. Будова їх однотипна; на цоколях із корінних порід залягають алювіальні та озерно-алювіальні відклади потужністю 2-15 м. Це галечники з валунами, піски різнозернисті, гравій, суглинки та глини.

Тому можемо бачити, що протягом трьох етапів плейстоценової епохи долина Тересви зазнала значних трансформацій. Річка врізалася приблизно на 100 м в глибину та побудувала 5 терас. Деякі з них добре прослідковуються на досліджуваній території, а деякі настільки зруйновані та змінені іншими екзогенними процесами, що майже не вичитуються на місцевості, але їх все ще можна дешифрувати за відкладами, які їх наповнювали.

Останній етап – голоценовий, який фіксується першою надзапальною терасою і заплавою. Етап формування річкової долини не завершений, оскільки активні флювіальні морфолітогенетичні процеси продовжуються дотепер. Зокрема, активний розвиток бічної ерозії спостерігається в межах сіл Красна, Калини, Ганичі, Нересниця, Добрянське, Біловарці.

Крім флювіальних цей етап характеризується активним розгортанням схилових процесів: обвалів, осипів, зсувів, розгортання процесів лінійної ерозії та формування ярково-балкової мережі(рис. 32).



Рис. 32. Космознімок зсуву-спливу та яру в межах п'ятої надзапальної тераси р. Тересва в околицях с Тересва

Воколицях с. Тересвана схилі п'ятої надзаплавної тераси розвивається яр. Його довжина сягає близько 80 м. Висота стінок становить від 1-1,5 м у привершинній частині до 2,5-3 м в нижній частині яру. Також варто зазначити, що його нижня частина почала стабілізуватися: днище яру заростає трав'яною рослинністю. Натомість привершинна частина яру все ще є активною (рис. 33).



а

б

Рис. 33. Яр в межах п'ятої надзаплавної тераси р. Тересва в с. Тересва, а – привершинна частина яру, б – нижня частина яру (вересень 2023)

Також на цій ділянці спостерігається зсув-сплив. Висота стінок відриву зсуву досягає 40 см, а ширина – 90 м, довжина зсувного тіла близько 40 м. На поверхні зсувного тіла простежуються деформації, зминання, насунання, розриви (див рис. 34).

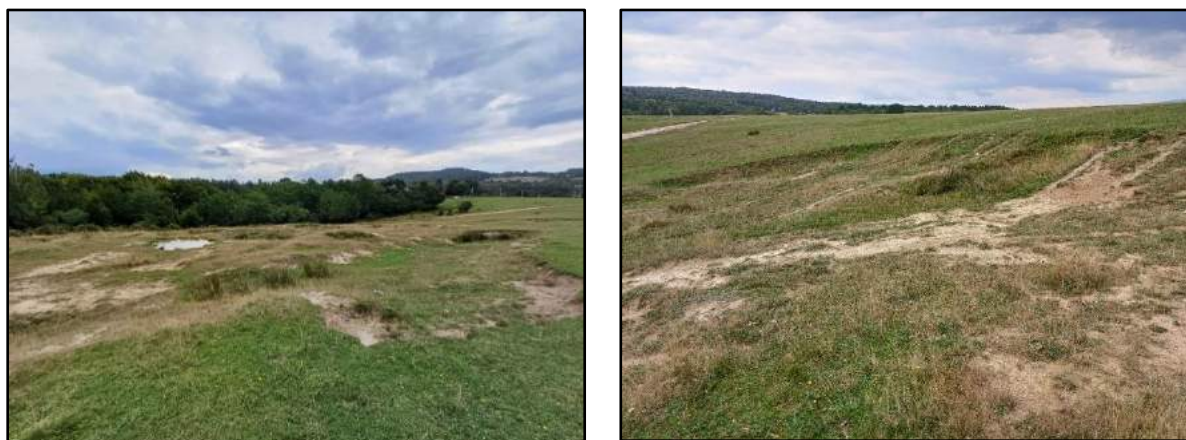


Рис.34. Зсув-сплив в межах п'ятої надзаплавної тераси р. Тересва в с. Тересва (вересень 2023)

Один з найбільших за масштабами зсувних процесів сьогодні спостерігається в околицях с. Біловарці (рис. 35, 36).



Рис. 35. Зсув-скид в долині р. Тересва в с. Біловарці, (вересень 2023). Цифрами вказані морфометричні показники зсуву: довжина зсувного тіла, ширина та висота стінки відриву



Рис. 36. Зсув-скид на топокарті

ВИСНОВКИ

1. Територія дослідження розташована в межах Карпатської гірської країни та Закарпатської низовини і Солотвинської улоговини. Простежується поперечна диференціація рельєфу, що спричинена наявністю інших річок, що межують з Тересвою та формують з нею видовжені вирівняні межиріччя, які подекуди обрамлені крутосхилим низькогір'ям. Переважні висоти тут коливаються від 1500 до 230 м і закономірно зменшуються з північного сходу на південний захід.
2. В геологічній будові досліджуваної території беруть участь відклади чотирьох систем – крейдової, палеогенової, неогенової і антропогенової. Крейдові відклади представлені нагромадженнями груборитмічного піщаного флішу, потужністю до 1000 м. Палеогенові нагромадження представлені пісковиками грубошаруватими та масивними, потужністю 400-600 м. Неогенові відклади збудовані глинами сірими, слюдистими, прошарками пісковиків, конгломератів, туфами кислого складу, лінзами вугілля (510-900 м).
3. Антропогенові відклади збудовані складним комплексом нагромаджень різного генезису (альювіальні, пролювіальні, колювіальні та інші), віку (пліоценові, плейстоценові і голоценові) і літології (брили, валуни, гравій, галька, пісок, тощо).
4. У долині річки простежується комплекс із семи надзаплавних терас, які почали формуватися ще у верхньому пліоцені. Протягом цього часу долина річки Тересви зазнала значних трансформацій та врізалася приблизно на 200 м вглиб. З обох долину сторін обрамляють вирівняні реліктові денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні вирівнювання, у межах яких знаходять давній алювій.
5. Для терас притаманні такі морфометричні параметри:
 - перевищення першої надзаплавної тераси над руслом річки досягають 3–5 м, ширина – в середньому 300 м до 3 км;

- перевищення другої надзаплавної тераси над руслом річки досягають 8-11 м, ширина – до 1 км.
 - відносні відмітки третьої надзаплавної тераси досягають 25-28 м, ширина – до 1 км.
 - перевищення четвертої надзаплавної тераси коливаються в межах 35-40 м, ширина – до 500 м.
 - перевищення п'ятої надзаплавної тераси над руслом річки досягають 60-75 м, ширина точно не відома, оскільки тераса поширена фрагментарно.
 - відносні відмітки шостої надзаплавної тераси досягають 90-110 м, ширина точно не відома, так як тераса поширена фрагментарно.
 - перевищення сьомої надзаплавної тераси над руслом річки коливаються у межах 150-170 м, ширина точно не відома, оскільки тераса поширена фрагментарно.
6. В основі алювіальні нагромадження терас збудовані русловою фацією, яка представлена нагромадженнями валунно-гальково-гравійного матеріалу, обкатаність якого поступово покращується вниз за течією. Цей алювій зверху перекритий нагромадженнями заплавної фації. В розрізах нагромаджень терас середньої та іноді низької групи, крім алювіальних також беруть участь відклади іншого походження: колювіальні та пролювіальні, які представлені невідсортованими товщами необкатаного та погано обкатаного уламкового матеріалу.
7. Вік терас встановлюється як: VII – пізній пліоцен; VI і V – ранній плейстоцен; IV – середній плейстоцен; III і II – пізній плейстоцен; I тераса і заплава – голоцен.
8. В історії формування геоморфосистеми долини Тересви можна виокремити сім етапів:
- 1) перший етап – пліоценовий, фіксується розвиненою в долині річки сьомою надзаплавною терасою;

- 2) другий етап – ранньоплейстоценовий, проявляється у вигляді шостої надзаплавної тераси;
- 3) третій етап – ранньоплейстоценовий, проявляється у розвиненій п'ятій надзаплавній терасі;
- 4) четвертий етап – середньоплейстоценовий, репрезентований в долині річки четвертою надзаплавною терасою;
- 5) п'ятий етап – пізньоплейстоценовий, зафіксований у вигляді третьої надзаплавної тераси;
- 6) шостий етап – пізньоплейстоценовий, представлений у долині річки другою надзаплавною терасою;
- 7) сьомий етап – голоценовий, репрезентований першою надзаплавною терасою та заплавою досліджуваної річки.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Адаменко О. М. Пізньопліоценова мікрофауна у червоноколірних галечниках Закарпаття / О. М. Адаменко, Р. Ф. Алменко, Г. М. Афанасьєв [та ін.] // Вісн. АН СРСР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 67–74.
2. Андреєва-Григорович А. С. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А. С. Андреєва-Григорович, Л. Д. Пономарьова, М. Г. Приходько, В. М. Семененко / Геологія і геохімія горючих копалин. 2009. № 2. С. 58-70.
3. Болюх О. І. Особливості прояву шкідливих геоморфологічних процесів у долині р. Тересви / О. І. Болюх, В. І. Чалик // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1970. Вип. 5. С. 65–67.
4. Географічна енциклопедія України: у 3 т / ред. кол.: О. М. Маринич (відповід. ред.) та ін. К. : «Українська Радянська Енциклопедія» імені М. П. Бажана, 1989–1993. ISBN 5-88500-015-8.
5. Геренчук К. І. (ред.) Природа Закарпатської області / Львів: Вища школа. Вид-во при Львів. ун-ті, 1981. 156 с.
6. Гофштейн І. Д. Геоморфологічний нарис Українських Карпат / І. Д. Гофштейн. Київ: Наук. думка, 1995. 84 с.
7. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–35–XXXI (Надвірна), L–35–I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних відкладів, 2009.
8. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXXVI (Хуст), L–34–VI (Бая-Маре), М–35–XXXI (Надвірна), L–35–I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів, 2009.
9. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXXVI (Хуст), L–34–VI (Бая-Маре), М–35–XXXI (Надвірна), L–35–I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, Міністерство охорони навколишнього природного середовища України,

Державна геологічна служба, НАК “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, “Український державний геологорозвідувальний інститут”, 2009. 188с.

10. Кравчук Я. С. Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат / Я. Кравчук // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1975. Вип. 9. С. 93–95.
11. Кравчук Я. С. Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат прилеглих територій : зб. наук. праць. Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. С. 41–52.
12. Кравчук Я. С. Геоморфологічна регіоналізація Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій зб наук. праць. Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. С. 329–339.
13. Кравчук Я. С., Чалик В. І. Типологічні особливості рельєфу Солотвинської (Верхньотисенської) улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. С. 319–328.
14. Кравчук Я. С. Морфоскульптура Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. С. 111–121.
15. Кравчук Я. С. Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат: монографія / Я. Кравчук, В. Чалик. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. 84 с.
16. Кравчук Я. С. Терасові комплекси річкових долин Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми

геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. Львів. Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. С. 122–130.

- 17.Мандзюк М. І. Голоценовий флювіальний морфолітогенез у межах долини р. Тересва. Курсова робота. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2021. 51 с.
- 18.Мандзюк М. І. Плейстоценові трансформації флювіальної геосистеми р. Тересва. Курсова робота. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2022. 41 с.
- 19.Стецюк В. В. Основи геоморфології: Навч. посібник / В. В. Стецюк, І. П. Ковальчук. Київ, 2005. 495 с.
- 20.Чалик В. І. Морфоструктурні особливості і сучасні геоморфологічні процеси в Солотвинській улоговині // Географічні дослідження в Україні. 1975. Вип. 4. С. 161-166.
- 21.Яцишин А. М., Дмитрук Р. Я., Богуцький А. Б. Методи дослідження четвертинних відкладів: Навч.-метод. посібник. Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. 177 с.
- 22.Яцишин А. М., Мандзюк М. І. Морфологічна характеристика флювіальних елементів геосистеми долини Тересви // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : матеріали доповідей XIII науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річному ювілею проф. Я. Кравчука (2–3 березня 2023 р.). Львів: ГАЛИЧ-ПРЕС, 2023. С. 135–138.