

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЧЕРНІВЕЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ЮРІЯ ФЕДЬКОВИЧА**

Географічний факультет
Кафедра географії України та регіоналістики

Гідрологічний режим та зміни гідромережі р. Ільця

Кваліфікаційна робота
Рівень вищої освіти - другий (магістерський)

Виконав:

Студент 2 курсу, 617 групи

Царик Назар Назарович

Науковий керівник:

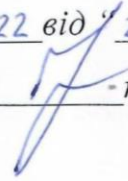
кандидат географічних наук, асистент

Костенюк Людмила Володимирівна

До захисту допущено:

на засіданні кафедри

протокол № 22 від "25" 11 2024 р.

Зав. кафедри  - проф. Костащук І.І.

ЧЕРНІВЦІ - 2024

АНОТАЦІЯ

Царик Назар Назарович

*Здобувач другого (магістерського) рівня вищої освіти
галузі знань 10 – Природничі науки, спеціальності 103 – Науки про Землю,
ОПП «Гідрологія» кафедри географії України та регіоналістики
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича,
м. Чернівці, Україна*

ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТА ЗМІНИ ГІДРОМЕРЕЖІ Р.ІЛЬЦЯ

Анотація. В даній роботі представлено аналіз факторів руслоформування в басейні р. Ільця (басейн Чорного Черемошу) та результати дослідження гідрологічного режиму і руслових процесів на головній річці.

Аналіз вертикальних деформацій русел рік досліджуваного басейну базувався на основі даних спостережень гідрологічних постів, проте кількість останніх не достатня для їх об'єктивної характеристики. При цьому використано гідрологічні методики аналізу кривих $Q=f(H)$, графіки зміни рівнів води багаторічних середніх, мінімальних та максимальних витрат та інші.

Отриманий результат за всіма методиками показав, що для посту на річці Ільця вертикальні деформації мають однонаправлений характер і проявляються в інтенсивному врізанні русла на ділянці поста. Також для пункту спостережень на р. Ільця виявлені періодичні різнонаправлені вертикальні деформації, пов'язані із природними циклами ерозійно-аккумулятивних процесів. Вертикальні деформації на малих річках мають незначну інтенсивність і більше пов'язані із грядовим рухом наносів.

Ключові слова: руслові процеси, гідрологічний режим, вертикальні деформації, горизонтальні деформації, врізання русла.

ABSTRACT

Tsaryk Nazar Nazarovych

Obtainer of the second (master's) level of higher education fields
of knowledge 10 – Natural sciences, specialties 103 – Earth sciences,
EPP «Hydrology»
of the Department of Geography of Ukraine and Regional Studies
of the Yuriy Fedkovich Chernivtsi National University,
Chernivtsi, Ukraine

HYDROLOGICAL REGIME AND CHANGES OF THE HYDROLOGICAL NETWORK OF THE ILTSYA RIVER

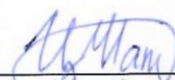
Annotation. This work presents the analysis of channel formation factors in the river basin. Il'tsia (Black Cheremosh basin) and the results of the study of the hydrological regime and channel processes on the main river.

The analysis of vertical deformations of riverbeds of the studied basin was based on the data of observations of hydrological stations, but the number of the latter is not sufficient for their objective characterization. At the same time, hydrological methods of analysis of $Q=f(H)$ curves, graphs of changes in water levels of long-term averages, minimum and maximum flows and others were used.

The result obtained by all methods showed that for the post on the Il'tsia River, vertical deformations are unidirectional in nature and are manifested in the intensive cutting of the channel in the section of the post. Also for the observation point on the river Periodic multidirectional vertical deformations associated with natural cycles of erosion-accumulative processes have been detected in Ilja. Vertical deformations on small rivers have a negligible intensity and are more related to the ridge movement of sediments.

Key words: channel processes, hydrological regime, vertical deformations, horizontal deformations, channel cutting.

Кваліфікаційна робота містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів наукових досліджень інших авторів мають посилання на відповідне джерело.


(підпис) _____ Н.Н. Царик

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
Розділ 1. Природні умови басейну ріки Ільця.....	7
1.1. Геологічна будова.....	7
1.2. Геоморфологічне районування басейну р. Ільця.....	11
1.3. Кліматичні умови.....	15
1.4. Рослинний покрив.....	18
1.5. Ґрунтовий покрив.....	20
Розділ 2. Умови і фактори руслоформування	24
2.1. Гідрологічний режим рік досліджуваного басейну.....	24
2.1.1. Внутрірічний розподіл стоку та режим витрат.....	24
2.1.2. Рівневий режим.....	26
2.1.3. Режим швидкостей.....	28
2.1.4. Термічний режим та льодові явища.....	29
2.2. Руслові наноси.....	30
Розділ 3. Руслові деформації на річці Ільця.....	36
3.1. Вертикальні руслові деформації на річці Ільця	37
3.2. Горизонтальні руслові деформації в басейні Ільця	41
ВИСНОВКИ.....	48
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	50

ВСТУП

Оцінка руслових процесів це складне, комплексне та багатостороннє завдання, виконання якого тісно пов'язане з природними особливостями території, на якій формується басейн річки. Основними чинниками природних формувань русел є геологічна будова території в поєднанні зі стоком води та стоком наносів. Разом із тим, на руслоформування впливають також чимало інших факторів, які мають тимчасовий або місцевий характер. В останні десятиріччя важливим фактором руслоформування стала також господарська діяльність людини, що проявляється в безпосередньому впливі на русла рік та опосередковано на їх водозборах. Ці передумови не просто мають вплив на процеси в руслах, а й відзначаються складною взаємодією між собою. Усі чинники формуються внаслідок взаємодії кліматичних умов (водність, вивітрювання) та підстилаючої поверхні (рельєф, склад гірських порід, наноси), на них накладається антропогенний чинник руслоформування.

Геологічні умови, і насамперед літологія гірських порід разом із рельєфом, мають безпосередній вплив на форму долин, поздовжні профілі та склад руслоформуючих наносів річок, інженерно-геологічні умови впливають на стійкість русел. Основним активним фактором у цій взаємодії є стік води, що залежить від гідрологічного режиму ріки і впливає на її водність та розміри. Стік же руслових наносів є основним фактором що впливає на темпи і направленість вертикальних і горизонтальних руслових деформацій.

Мета роботи – дослідити особливості гідрологічного режиму та характер руслових процесів на річці Ільця.

Відповідно до мети керівником поставлені наступні завдання:

- ✓ Опрацювати та систематизувати інформацію про природні умови басейну р. Ільця;
- ✓ Визначити та дослідити основні фактори руслоформування рік досліджуваного басейну;

✓ На основі режимних спостережень проаналізувати характер гідрологічного режиму досліджуваних рік;

✓ На основі експедиційних даних та літературних джерел визначити характер руслових наносів;

Об'єкт дослідження – ріки басейну Ільця.

Предмет дослідження – гідрологічний режим та руслові процеси на річках досліджуваного басейну.

В роботі використано такі **методи дослідження**: статистичної обробки та аналіз літературних джерел, опрацювання даних стаціонарних гідрологічних спостережень, обробка картографічної та експедиційної інформації.

Вихідні матеріали. В роботі використано матеріали режимних спостережень Українського гідрометеоцентру, Прутського-Сіретського басейнового управління водних ресурсів у Чернівецькій області та Центральної геофізичної обсерваторії, емпіричні дані експедиційних досліджень проведених науковим керівником протягом 2008-2010 р.р., картографічні матеріали та космічні знімки Google Earth отримані з ресурсів <http://maps.vlasenko.net/>, <http://maps.google.com/>

1. ПРИРОДНІ УМОВИ БАСЕЙНУ РІКИ ІЛЬЦЯ

Загальні положення. Ільця — річка в Українських Карпатах (рис.1.1), басейн якої розміщений в межах Верховинського району Івано-Франківщини. Це ліва притока Чорного Черемошу, який в свою чергу відноситься до басейну Верхнього Пруту. Довжина ріки становить 17 км, площа басейну 106 км². Власне річка типово гірська, зі значним похилом - 34 м/км. Долини головної ріки та приток вузькі, переважно V-подібні. Русло слобозвивисте, з частими порогами та виходами скельних порід. Хоча середня та нижня течії головної ріки формуються в алювіальних товщах. Власне, Ільця бере початок у котловині між горами Горде та Версалем, що розташовані на північний схід від с.Волова. Долина формується між горами масиву Покутсько-Буковинських Карпат, які простягаються переважно на південний схід (місцями - на південь). Як уже згадувалось, ріка впадає до Чорного Черемошу, в межах населеного пункту с. Ільці, Верховинського району. Заселеність річкового басейну не значна, всього кілька сіл - Волова, Стаїще, Ільці [5].

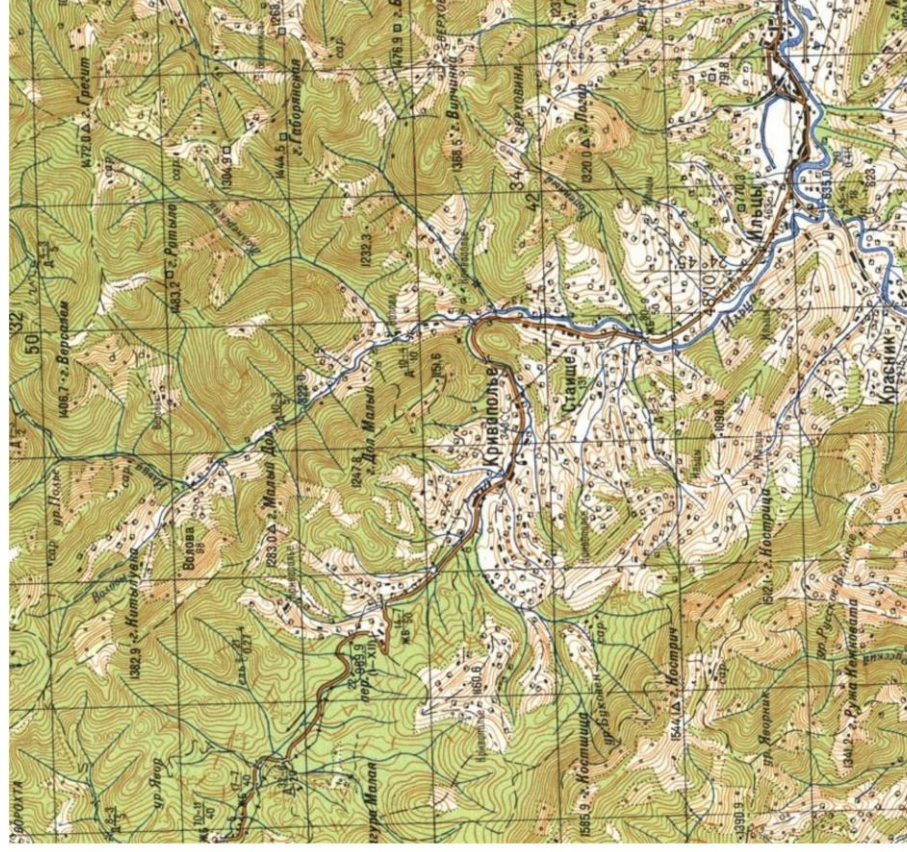
1.1. Геологічна будова

Досліджувана територія басейну р. Ільця повністю знаходиться в межах гірського регіону “Українських Карпат”. Українські Карпати в геолого-тектонічному відношенні – різномісна гірська споруда. Сучасна структура розвитку Карпат, як гірської країни, а також передгірні депресії формувались від нижньої крейди до четвертинного періоду.

Карпати складені флішовими товщами, що складаються з чергування піщаників, конгломератів, глинистих і мергелястих сланців крейдового і палеогенового віку. Їх стратиграфія та тектоніка досить складні і недостатньо вивчені. Фліш є матеріальним субстратом сучасної тектонічної структури більшої частини гір і літологічним матеріалом для їх рельєфу.



1933 р.



1978 р.

Рис. 1.1. Територія басейну р.Ільця на картах 1933 та 1978 років.

Морфологічно – фліш представляє собою потужну серію морських осадових відкладів, в якій чергуються шари декількох різновидів порід. Найчастіше це піщаники, мергелі і глини, що утворюють закономірні ритми [6].

Окрім флішу в будові гір приймають участь і більш давні породи мезозойського і палеозойського віку. Останні представлені в межах досліджуваного басейну на території Чивчин, що є північно-західною окраїною Мармарошського масиву, який є внутрішнім палеозойським ядром антиклінальної структури Східних Карпат.

Досліджуваний басейн охоплює своєю територією такі тектонічні зони: *Скибову, Кросненську (Сілезьку)*.

Скибова зона. Тектонічні особливості Скибової зони характеризуються значним поширенням своєрідних насувних структур - лусок-скиб, які являють собою системи перевернутих лінійних складок, які мають північно-західне поширення, розірваних з насувом на північний схід [18].

Зарубіжними науковцями ще здавна виділялись кілька значних скиб (у протяжності з північного сходу на південний захід). Це такі як; Сколівська, Парашка, Берегова, Орівська, Зелем'янка і Рожанка. Власне південні схили і скиби формуються дещо інакше. Розриви, в порушеннях їх ядерних частин, спадають крутіше, а північно-східні крила, практично завжди з урвищами. Зелем'янка і Рожанка, поступово занурюючись на південний схід, переходять у перевернуті антиклінальні складки які злегка порушені розривними ядрами [17].

Вони звичайно поділяються на дві світи: головніську та стрийську. Межа між нижньо- і верхньокрейдовими відділами проходить у подошві кольорових відкладів низів головніської світи.

Породи головніської світи поступово змінюються потужною товщею (до 1500 м) ритмічного флішу стрийської світи турон-датського віку. Відклади ці Скибової зони дуже поширені, і зазвичай формують перші частини насуву і ядер антиклінальних складок [18]. Породи ж стрийської

світи характеризуються великою літологічною мінливістю по вертикалі і горизонталі, а також виняткова бідність на викопні рештки. З цієї причини цю потужну товщу досі не вдається задовільно розчленувати. Загальне обличчя стрийської світи дуже характерне. Це сірий вапнистий, грубо-, середньо- і тонко-ритмічний фліш, який складається пачками, що змінюються, в яких по чергово переважають одні чи інші елементи ритму. Пісковики тут дуже ущільнені, середньо- і дрібнозернисті, зазвичай кварцові або кварцово-глауконітові з дуже характерним сталевим-сірим кольором. Потужність шарів цих пісковиків у різних пачках змінюється від кількох сантиметрів до кількох метрів. Турон-датський вік світи визначається досить багатими асоціаціями дрібних форамініфер.

Геологічні особливості Скибової зони, чітко виражені в рельєфі і простягаються у вигляді хребта який має стрімкіші північно-східні схили та пологі - південно-західні, оскільки передні частини скиб складені міцними породами верхньої крейди і палеоцену, а південно-західні крила - значно менш щільними відкладами еоцену і особливо олігоцену [22].

«Кросненська зона. Тектоніка зони характеризується розвитком вузьких і водночас стиснутих кільцевидних антиклінальних складок, які розділені широкими синклінальними зонами. В ядрах антикліналей найчастіше виходять найнижчі шари олігоцену, причому породи надзвичайно інтенсивно зім'яті. Часто ядра антикліналей порушені розривами, які круто спадають і обумовлюють лускувату будову зони» [18].

Як і Скибова, у Кросненська зона, це найбільш давні формування крейдових відкладів. Але представлені вони дуже мало. «Палеоценові відклади в Кросненській зоні відомі тільки на обмежених площах у декількох підняттях» [15]. Це грубо- і масивношаруваті пісковики, які догори фрмуються у ритмічний еоценовий фліш, який складається з темно-сірих, іноді зеленуватих пісковиків і темно-сірих, майже чорних аргілітів.

Практично повсюдно територія Кросненської зони сформована олігоценовими відкладами, що різко відрізняються від відкладів північних

скиб Скибової зони. Раніше потужна монотонна товща олігоценового флішу Кросненської зони і південних скиб Скибової зони виділялися під назвою Кросненської серії. Зараз цю товщу прийнято поділяти на дві світи: головецьку та верховинську. Низи головецької світи мають таку ж будову, як і нижньоменілітова підсвіта. Це шешорські верстви, горизонт нижніх кременів, вище від яких лежить малопотужна товща менілітових чорних порід, іноді всього 10 - 20 м. Але основна частина світи представлена сірим вапнистим грубо- або середньоритмічним флішем [76].

1.2. Геоморфологічне районування басейну р. Ільця

Найбільш детально схема районування території Українських Карпат розроблена П.М. Цисем [86]. Основою цієї схеми є поздовжня структурно-геоморфологічна зональність. Найбільшій тектонічній зоні (або декільком) відповідають геоморфологічні області, у межах якої виділяються підобласті, райони та підрайони на основі менших за рангами геоморфологічних структур.

Для території досліджуваного басейну нами прийнята саме схема геоморфологічного районування П.М. Цися, з деякими уточненнями за Я.С. Кравчуком. Отже, басейн р. Ільця охоплює 2 геоморфологічні області Карпат [56-57, 86]:

- I. Вододільно-Верховинську геоморфологічну область,
- II. Геоморфологічну область Зовнішніх (Скибових) Карпат,

Вододільно-Верховинська геоморфологічна область поширена в Центральному синклінорії і частково переходить на Внутрішню антиклінальну зону. Центральний синклінорій складений палеогеновим флішем [8].

В межах області розташовані найбільш низькогірні райони, відомі як «Верховина». Це територія вододілу басейнів Дністра, Прута та Тиси. Тут у пліоцені, виникали великі поздовжні долини річок, які за плейстоценових

піднять були інтегровані у частини басейнів великих поперечних рік [6]. Широкі тераси цих поздовжніх долин на сучасному етапі сильно знищені ерозією та трансформувались у низькогір'я. Абсолютні висоти цих низькогір'я складають 600-700 м. Пониження рельєфу у даній області спричинене не лише крупним синклінієм, але і поширенням нестійких до ерозії порід, палеогенового флішу (це так звана менілітова і кросненська світа) [12].

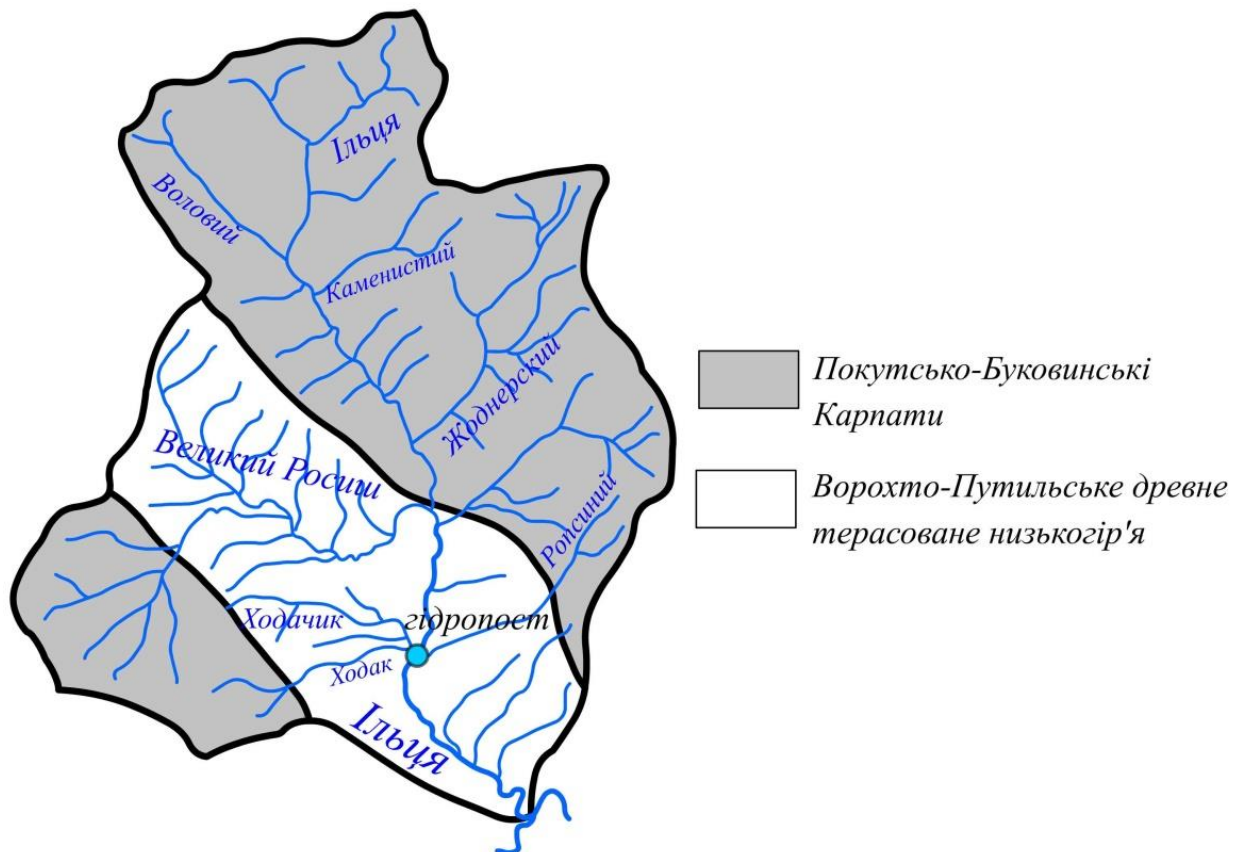


Рис. 1.2 Геоморфологічне районування басейну р.Льця

В басейні Верхнього Пруту дана геоморфологічна область представлена районом Ворохто-Путильського терасованого низькогір'я, яке простягається широкою смугою від внутрішнього краю південно-східної частини зовнішніх Карпат та північно-східних схилів Чорногори, Гринявських гір та гір Лосова.

В орорафічній характеристиці дана структура є поздовжньою міжгірною долиною з середньою шириною низькогір'я 4 – 8 км. Абсолютні висоти коливаються від 800 до 900 м зменшуючись в районі смт. Верховина до 619 м. Низькогір'я пересікають долини Чорного і Білого Черемошу, а також на

значному відрізку його смугу займає долина р. Путили. «В тектонічному відношенні дана ділянка відповідає південно-східній частині Центральної синклінальної зони Карпат, в межах якої знаходяться м'які світи флішу. В будові рельєфу переважають мергелеві, глинисті та піщані сланці покриті шаром сугликів. Амплітуда вертикального розчленування складає близько 200 – 300 м» [9].

Саме в межах даного району для долин річок Чорний і Білий Черемош та Путила характерні улоговиноподібні розширення (Жаб'євська, Кривопільська, Ільцівська, Криворівнянська, Устеріцька та Яблунецька улоговини).

За даними [21] власне зона Ворохто-Путильського низькогір'я, є частиною давньої Ясиня-Черемошської поздовжньої річковою долини, яка для сучасної орографії Карпат не є одним цілим утворенням. Ця пра-давня ріка текла у Сірет, в напрямку його сучасної притоки р. Молдови. Від бортів цієї розчленованої поздовжньої долини піднімаються високі тераси на рівні (VIII, IX). Основа низькогір'я зайнята шостою терасою, яка зберегла карпатську гальку, покриту товщею жовто-бурих суглинків і по суті окреслює днище прадавньої «Ясиня-Черемоської» ріки.

Геоморфологічна область Зовнішніх Карпат займає зовнішню смугу хребтів Українських Карпат і відповідає Зовнішній антиклінальній зоні, яка обмежена на північному сході Передкарпатським прогином, а на південному заході – Центральним Карпатським синклінорієм.

В тектонічному і літологічному відношенні Зовнішня антиклінальна зона відрізняється від прилеглих елементів. Вона складена серіями крейдового, палеоценового, еоценового та олігоценового флішу, в той час як Передкарпатський прогин утворений міоценовими моласами, а Центральна синклінальна зона – олігоценовим флішем.

Досліджуваний басейн охоплює підобласть Покутсько-Буковинських Карпат даної геоморфологічної області яка простягається від верхів'їв р.°Пістиньки на південь, вглиб Буковини, утворюючи серію закономірно

побудованих складок. В ядрах цих складок виступають іноцерамові верхньокрейдові товщі, потім вузька зона ямнеських піщаників, більш широкі смуги еоценового флішу і менілітової серії.

В тектонічному відношенні Покутську структуру розглядають як район підняття внутрішньої частини Передкарпатського прогину. Своєрідна Покутсько-Буковинська структура втиснута між краєм Руської платформи та внутрішнім ядром Карпат. В геоморфологічному відношенні вона відповідає гірській області Карпат і злита з нею.

В складі підобласті територія басейну р. Чорний Черемош займає район середньогірного рельєфу Покутсько-Буковинських Карпат, а конкретніше – Покутське середньогір'я.

Цей район характеризується добре вираженою асиметрією гірських хребтів. Його вертикальне і горизонтальне розчленування чітко виражені. Тут переважають вузькі і глибокі річкові долини, з великими водозбірними лійками (котлами) у верхів'ях. Вузькі хребти, часто зі скелястими гребенями, у покутській частині і масивні хребти із зубчастими гребенями у буковинській частині даного району.

Район в діагональному напрямку пересікає р. Чорний Черемош. Притоки Чорного Черемошу протікаючи вздовж більш м'яких зон флішу утворюють поздовжні долини. В цілому розчленування гір має гратчастий характер, зміна висот вздовж гребенів хребтів незначна.

В напрямку до с. Верхній Ясенів долина Чорного Черемошу сильно звужується. Тут річка перетинає зону ямнеських піщаників та іноцерамову серію флішу. Крутизна нижньої частини схилів долини різко зростає і вона набуває вигляду ущелини з стрімкими скельними бортами. Вздовж долини Чорного Черемошу в межах середньогірських хребтів розповсюджені бокові глибокі ущелини.

Покутське середньогір'я приурочене до скиб Орівської і Парашки. Перша з них, звужена з 8 - 10 до 3 - 5 км завширшки, простягається з південного заходу де її поступово перекриває скиба Парашки. В північно-

східному напрямі Орівська скиба насувається на Покутський геологічний покрив. З даною скибою пов'язано гірський хребет, що з північного заходу на південний схід фіксується такими вершинами: Лисина Космацька (1 465,0 м), Грегит (1 472,0), Чорний Грунь (1 387,5), хребтом Ігрець (1 311,8), хребтом Буковець з вершинами Копилат (1 155,5) і Писаний Камінь (1 221,4 м).

Південніше розміщується морфоструктура Парашки, яка у межах даного підрайону пов'язана з найвищою частиною Покутсько-Буковинських Карпат. Геоморфологічно, гірський ланцюг фіксується з північного заходу на південний схід такими вершинами: Гордя Доброківська (1 356,8 м), Гордя (1 478,7), Версале (1 406,7), Ротило (1 483,2 - найвища вершина Покутсько-Буковинських Карпат), Габорянська (1 444,5), Біла Кобила (1 476,9).

Частина цих вершин має гострокутну форму, часто у формі конуса, наприклад гора Ротило, яка вкрита кам'яними розсипами. Вони покривають і значні площі схилів морфоструктури Парашки, через це ландшафт Покутського середньогір'я дуже наближений до горганського типу [17].

1.3. Кліматичні умови

Ріки басейну Ільця характеризуються досить складним гідрологічним режимом, що зумовлено різкими коливаннями водності як по території басейну так і в часовому розподілі.

Найбільше впливає на водний режим рік басейну Ільціє - кліматичні умови цієї зони Карпат. Тут проявляється специфічні, регіональні їх особливості, які зумовлено гірським рельєфом. Власне вплив гірських систем на формування опадів зумовлюється тим, що гори спричиняють підсилення вертикальних рухів повітряних мас і конвекцію. Особливо часто це проявляється в теплу пору року.

Також, в гірських місцевостях, часто відмічається зростання турбулентності, що в свою чергу створює на території річкових басейнів сприятливі умови активізації кліматичних фронтів, які приносять інтенсивні

зливи, грози і шквали. Часто ці явища активізуються, коли фронти поширені між потужними антициклонами на заході і сході Українських Карпат. Така синоптична ситуація спричиняє випадання зливових дощів та активізацію селів і паводків.

«Погода в Українських Карпат характеризується значною варіативністю власне циркуляційних процесів. Сюди відноситься переміщення південних циклонів з Чорного моря і Середньодунайської низовини, перебіг атмосферних фронтів, які пов'язані з циклонами, що переходять із заходу на схід, застій малорухомих атмосферних фронтів та інші процеси. Ці процеси зазвичай пов'язані з переносом вологого повітря та інтенсивними вертикальними рухами, що в свою чергу зумовлені структурою термобаричних полів – з одного боку, та складними особливостями рельєфу – з іншого. Все це призводить до випадання значних опадів, як за рахунок тривалих дощових періодів, так і внаслідок короточасних інтенсивних злив» [16].

«Однак в Карпатах, особливо влітку і ранньою осінню, можуть спостерігатись і довготривалі бездощові періоди, пов'язані з порушеннями зонального потоку внаслідок дії малорухомих високих антициклонів» [18].

Над Карпатами в середніх товщах тропосфери переважає західний переніс повітряних мас. Загальний режим циркуляційних процесів в нижніх товщах тропосфери, що зумовлений основними баричними системами – Азорським і Сибірським максимумами, Ісландською та Середземноморською областями низького тиску, різко порушується бар'єрною дією гірської системи. Гірські бар'єри здатні затримувати значні повітряні маси і змінювати напрямок їх руху. Атлантичні повітряні маси, які надходять з заходу та північного-заходу, та рухаються паралельно до гірських хребтів, не затримуючись. Середземноморські повітряні маси, які рухаються з південного-заходу, а також арктичне повітря з південного-сходу, пересуваються перпендикулярно до гірських хребтів підсилюючи таким чином їх бар'єрний ефект.

Опади та їх кількість прямо залежать від рельєфу території і як правило долини рік менше зволожені у порівнянні з схилами чи вершинами гірських хребтів. Проте, спостерігається також і диференціація розподілів опадів по схилах, яка на пряму залежить від їх положення відносно руху повітряних мас.

У весняний період циркулювання мас повітря формується під впливом азорського теплового антициклону або середземноморського циклону. Тому погодні умови швидко змінні і не стійкі. Перехід від лютого місяця до березня характеризується збільшенням опадів від 80 до 120 мм. Це збільшення наростає до кінця травня. Максимальна сума опадів спостерігається влітку. За цей сезон випадає більше 40 % їх річної норми. Літо це також період підвищеної циклонічної діяльності, час коли приходять циклони з південного заходу, що під впливом рельєфу зазнають різкого хвильового збурення, яке провокує зростання опадів. Також для літнього сезону характерна інтенсивна місцева конвекція, що підсилює умови гірсько-долинної циркуляції. За місяці червень/липень випадає більше 104-114 мм опадів у підніжжі схилів та більше 170-200 мм у високогір'ї. Протягом серпня ці величини поступово знижуються.

«Восени відбувається перебудова атмосферних процесів, послаблюється циклонічна діяльність внаслідок вирівнювання температури між морським і континентальним повітрям. Кількість опадів з серпня до жовтня поступово зменшується. В осінньо-зимовий період кількість опадів різко зменшується до 60-80 мм. Вони випадають у вигляді снігу, хоча досить часто бувають і змішаного типу. В холодний період року сума опадів значно знижується, що пов'язано із зниженням вологовмісту у повітрі взимку і збільшенням впливу східного переносу в холодну пору року» [16].

Розподіл опадів за календарний рік характеризується виразними максимумами: перший спостерігається в липні (головний) а в грудні спостерігається другорядний. Та два мінімуми протягом січня та жовтня. Середні показники максимальних опадів що спостерігались у басейні р. Ільця

становлять 1000 – 1100 мм.

В цілому клімат території басейну р. Ільця є м'яким та вологим, проте складні геоморфологічні умови сприяють певним його відмінностям. В гірській місцевості клімат більш суворий ніж на передгірних ділянках, за рахунок зміни показників радіаційного балансу.

В басейні р. Ільця температурний режим суттєво залежить як від висоти так і від складності рельєфу. Висотна поясність грає значну роль. У південно-західній частині Українських Карпат, що відповідають Буковинським Карпатам, спостерігаються найбільш низькі середні січні температури повітря. Територія досліджуваного басейну, через загострення атмосферних фронтів, має порівняно активну грозову діяльність. В гірській місцевості, від висоти 400 м над рівнем моря, кількість гроз зростає до 35 – 40.

1.4. Рослинний покрив

«Флора та рослинність Українських Карпат і досліджуваного басейну зокрема, різноманітна та оригінальна. За складом флори тут нараховується більше двох тисяч видів вищих спорових та квіткових рослин, тобто майже 60% усієї флори України, близько п'ятисот видів листяних мохів та 860 лишайників. Найбільше поширення в ландшафті Карпат має квіткові судинні рослини, тобто едифікаторів які є ценозоутворювачами, а також цінні для науки і важливі для господарського використання види. Значна роль у природі Карпат належить також мохам і лишайникам» [3].

Квіткові рослини представлені великою кількістю дерев та чагарників. Значні лісові масиви вкривають більшість гірських схилів та долин річок досліджуваного басейну. Дерев в Українських Карпатах налічується 70 видів, чагарників більше 110 видів, а також чимало трав'яних рослин. Серед деревних порід поширених на території басейну, більше половини це едифікаторні види, які формують самотійні чи змішані угруповання.

«Головні лісоутворюючі породи в Українських Карпатах це бук лісовий, смерека (ялина) європейська, дуб звичайний та дуб скельний, ялиця біла, граб, явір, кедрова сосна, тополя і осика, береза; з чагарників, які мають едифікаторне значення, відмітимо вербу пурпурову, вербу чорніючу та вербу кошикарсь, що часто ростуть у долинах рік, сосну гірську, яловець сибірський, вільху зелену та рододендрон східнокарпатський, які ростуть у високогір'ї Карпат, а також ліщину, свидину, терен, яловець звичайний, що часто в лісовому поясі утворюють вторинні угруповання на місці лісів з дуба, бука або смереки» [16].

За час господарювання в Карпатах людини, інтенсивна діяльність якої починається з середини XVIII ст., первинний рослинний покрив зазнав значних змін. Ліси Українських Карпат на протязі століть були джерелом високоякісної будівельної, кріпильної, опалової і резонансової деревини. За останні десятиріччя вони стали важливою сировинною базою для хімічної, деревообробної і паперової промисловості. Великого розміру лісокористування набуло в другій половині XIX ст. і утримується на дуже високому рівні дотепер. Внаслідок хижацької вирубки лісів наприкінці XIX ст. в горах і передгір'ї на величезних площах були знищені прекрасні ялицеві лісостани. Лісосіки штучнозакультивувались смерекою, яка хоч росте тут швидко, дуже рано пошкоджується грибами і рідко є вигіднішою від ялиці.

«За останні два століття площа букових лісів у держлісфонді скоротилася з 54,9 до 33%; натомість площа, смерекових лісів збільшилась з 31,8 до 55,9%. Площа дубових лісів скоротилася з 3,7 до 3,5%, а ялицевих лісів з 9,6 до 6,67%. Найбільш зросли площі чистих смеречин. У природному покриві їх було лише 126 тис. га, а тепер вони займають 325 тис. га, тобто площа їх зросла більш як у 2,5 рази» [18].

Смерекоманія є характерною рисою лісового господарства останніх двох століть у всіх країнах Середньої Європи. Її плоди (масові сніголами, вітровали, всихання внаслідок зараження грибами і пошкодження короїдами) пожинають у Польщі, Чехословаччині, Німеччині.

«В лісах і на луках лісового поясу Карпат росте близько 1500 видів квіткових трав'яних рослин, серед яких багато корисних видів: дубильних, красильних, їстівних та лікарських. Наприклад, до 300 видів рослин застосовується в народній медицині, з них у науковій медицині – 90, в тому числі фармакопейних – 59, 18 видів — красильних і 20 — дубильних» [11].

Особливо багата і оригінальна флора карпатського високогір'я. Гут ростуть рідкісні та ендемічні види, які крім Карпат, не зустрічаються ніде на території України. Так у флорі високогір'я налічується 26 загальнокарпатських ендемічних видів, 74 східнокарпатських ендеми, 80 альпійських і 60 арктоальпійських видів. Все це переважно рідкісні рослини.

«Флора Карпат налічує багато реліктів третинного та льодовикового періоду. Вони є значущими для вивчення флори історії. Серед третинних реліктів поширені: сольданела угорська, види роду дельфіній, костриця карпатська, королиця круглолиста, сосюра Порція, підбілик альпійський, рододендрон східнокарпатський, а до реліктів льодовикового періоду — арктоальпійські види верб, види ломикаменя, дріада восьмипелюсткова, насельниця, айстра альпійська, роговики та інші» [8].

Поширення перелічених формацій відображає фізико-географічну, кліматичну, едафічну та історичну специфіку регіону. Вони об'єднуються у територіальні природні комплекси великих розмірів, та закономірно поширюються на різних гіпсометричних рівнях. Так формується специфічний гірський ландшафт, що характеризується диференціацією рослинного покриву за висотними поясами.

1.5. Ґрунтовий покрив

Ґрунти басейну р. Ільця представлені гірськими ґрунтами, у яких виділяють такі типи: бурі гірсько-лісові, дерново-буроземні, дернові та лучні ґрунти гірських річкових долин, гірсько-лучно-буроземні.

«Бурих гірсько-лісових ґрунтів найбільше у Буковинських Карпатах.

Залягають ці ґрунти в межах заліснених схилів гірських хребтів, які вкрито дренованими кислими материнськими породами - делювієм-елювієм карпатського флішу. Їх профіль формується з двох горизонтів це гумусовий та перехідний. На поверхні вони покриті лісовою підстилкою. Її товщина складає 3-5 см. Гумусовий горизонт (*H*) цих ґрунтів глибиною 20-25 см слабо забарвлений, з невиразною грудкуватою структурою. Перехідний горизонт (*HP*) жовто – бурий, жорсткуватий, горіхувато-грудкуватої структури, поступово переходить у материнську породу – елювій-делювій карпатського флішу» [7].

Бурі лісові ґрунти відзначаються низькою потенціальною родючістю. Ефективно їх використовують тільки після внесення додатково високої концентрації добрив, вапнування, а також проведення різних агротехнічних заходів.

«Дерново-буроземні ґрунти утворились внаслідок процесу дернового ґрунтоутворення, що відбувався з участю трав'яної рослинності на бурих гірсько-лісових ґрунтах. Поширені вони переважно на низькогірних поясах гірських хребтів, але на безлісних ділянках, що довгий час використовувались як природні кормові угіддя чи як орні землі. Площа їх у колгоспах становить 30 343 га, значно менша – в лісгоспах, де вони переважно покриті лісом. Дернові ґрунти мають багато відмін: дернові глейові, дернові опідзолені, дернові карбонатні. При всіх відмінах материнських порід – алювіальні супіски та суглинки, елювіальна кора вивітрювання корінних карбонатних і без карбонатних порід тощо-ці ґрунти, однак, мають певні спільні риси, що дає змогу об'єднати їх в одну групу дернових ґрунтів. Профіль дернових ґрунтів мало диференційованих і дещо нагадує профіль чорноземних ґрунтів. Гумусний горизонт поступово переходить у материнську породу, проте його сумарна потужність разом з перехідним ($H+HP$) навіть у розвинутих дернових ґрунтів не перебільшує 40 см, а у слаборозвинутих-ледве досягає 20 см. Дернові ґрунти характерні для плоских молодих річкових терас, складених супіщаним і піщаним алювієм, трапляються вони також і на

суглинистому алювію невеликих річок, де їх буває важко відрізнити від лучних ґрунтів» [7].

Лучні ґрунти поширюються на ділянках постійного або сезонного перезволоження і при постійному капілярному зв'язку з неглибокими ґрунтовими водами, що відповідає долинам річок, їх заплавам, та зрідка вони трапляються на вододілах, але при умові замкнутих понижень чи западин. Лучні ґрунти хаактеризуються добре розвиненим гумусовим профілем, який нерідко досягає 80 см. у є причиною нестійкості русел, частої їх деформації.

Дернові та лучні ґрунти низьких терас поширені в межах заплави і перших двох надзаплавних терас карпатських рік (Білого Черемоша). Утворились ці ґрунти під трав'янистою і чагарниковою рослинністю на алювіальних та делювіальних відкладах, знесених з гірських схилів. На підвищених і краще дренажованих ділянках терас розвинулись дернові, а на понижених ділянках лучні ґрунти. Іноді можна побачити невеличкі ділянки болотних ґрунтів і навіть неглибоких торфовищ.

«Фізико-хімічні властивості цієї групи ґрунтів, склад і вміст гумусу та поживних речовин майже такі, як і в прилеглих буроземів. Вони лише перезволожені, хоч і непогано дренажуються галечниками, які їх підстеляють. Основною їх перевагою перед іншими карпатськими ґрунтами є те, що вони залягають на вирівняних ділянках, не зазнають ерозії (крім заплави, на якій спостерігається розмив і налив повеневими і паводковими водами, а також бічна ерозія рік). У зв'язку з цим дернові ґрунти інтенсивно використовують у сільському господарстві» [8].

Гірсько-лучно-буроземні ґрунти поширені в полонинському (субальпійському та альпійському поясах на висотах понад 1500-1550 м над рівнем моря. Сформувались вони під трав'янистою, чагарниковою та чагарниковою рослинністю карпатського високогір'я на елювії-делювії флішу.

Профіль їх подібний до профілю бурих гірсько-лісових ґрунтів. Вплив дернового процесу ґрунтоутворення виявляється у темно-сірому забарвленні

гумусового горизонту, акумуляції у верхніх горизонтах біогенних елементів- кальцію, калію та фосфору, утворення в складі гумусу фракції власне гумінових кислот, пов'язаний з кальцієм. Вміст гумусу в них коливається у межах 10-15%. Для поліпшення їх родючості потрібно регулювати випас худоби і її кошарування, вапнувати або гіпсувати, боротись із заростанням полонин чагарничками та чагарниками (чорниця, буяхами, ялівцем).

Висновки до розділу 1

1. Природні чинники руслоформування р. Ільця насамперед визначаються гірським характером її басейну.
2. Геологічні умови, в тому числі і літологія гірських порід, геоморфологія впливають безпосередньо на форму долини досліджуваної ріки, а також на поздовжній профіль та гранулометричний склад руслових наносів.
3. Клімат є головним фактором впливу на гідрологічний режим рік досліджуваного басейну і власне на режим стоку головної ріки. Його специфіка проявляється у регіональному мікрокліматі, що формується під впливом гірського рельєфу.
4. Вплив гірської системи Карпат на формування опадів проявляється тому, що гори діють як підсилення впорядкованих вертикальних рухів повітряних мас, підсилюючи конvekцію, особливо це помітно в теплу пору року. Гірська територія також підсилює режим турбулентності потоків. Це зумовлює активізацію атмосферних фронтів на території басейну, що призводить до підвищення інтенсивності злив, гроз та шквалів.

2. УМОВИ І ФАКТОРИ РУСЛОФОРМУВАННЯ

2.1. Гідрологічний режим рік досліджуваного басейну

Характер та гідрологічний режим річок досліджуваного басейну можна проаналізувати на базі даних регулярних спостережень Гідрометеорологічної служби. В басейні Ільця на даний час функціонує тільки 1 гідрологічний пост.

2.1.1. Внутрірічний розподіл стоку та режим витрат

Водний режим рік в басейні Ільця характеризується суттєвими змінами протягом року. Найбільш інтенсивні підняття рівнів спостерігаються весною і на початку літа, коли тануть сніги в горах і випадають дощі. Середні багаторічні модулі стоку коливаються в межах від 10 до 25 л/с·км².

Річки басейну характеризуються паводковим режимом. Досить часто, особливо для гірських ділянок рік, спостерігається змішаний тип формування весняної повені, коли збільшення водності в річках відбувається не тільки за рахунок танення снігу, а й через випадання дощу на поверхню водозборів. В таких випадках водопілля на річках характеризується особливо високими підняттями рівнів води.

Розподіл внутрірічного стоку в досліджуваному басейні залежить від співставлення опадів та випаровування і їх зміни протягом року. Є певні певні закономірності у режимі формування річного стоку басейнів досліджуваних річок, а саме: формуються два максимуми та два мінімуми протягом року. Перше підняття рівнів води проходить під час танення снігу в період весняного водопілля і значно перевищує другий максимум, який спостерігається в осінньо-зимову пору під час сезону зливдошів [22].

Річки басейну Ільця, для яких середня висота становить більше 1000 м, весняна повінь припадає на квітень-травень, з максимальним підйомом саме у квітні.

Для ділянок басейну висотою більше 1200 м, максимальний стік припадає на травень. Мінімальний стік припадає і на теплий, і на холодний період року. Початок меженного періоду припадає на вересень-жовтень і пов'язується з раптовим зменшенням опадів, другий період межені формується в січні та лютому, при відсутності поверхневого стоку коли вичерпуються запаси підземних вод.

Періоди осінньої та зимової межені є нестійкими та нетривалими. Вони часто порушуються раптовими дощами та відлигами. Тривала зимова межень фіксується останнім часом рідко, тільки в періоди довготривалих від'ємних температур повітря і в цілому не перевищує 2 місяців. Зато в період відлиг зимовий стік істотно зростає, і часто перериває меженний період різкими підйомами води. Тому, в останні роки, спостерігаємо тенденцію що у проходженні весняного водопілля бере участь незначна частина снігозапасів. Такі особливості пріоду весняного водопілля продемонстровані на рисунку 2.1 де показаний складний гідрограф стоку з багатьма піками.

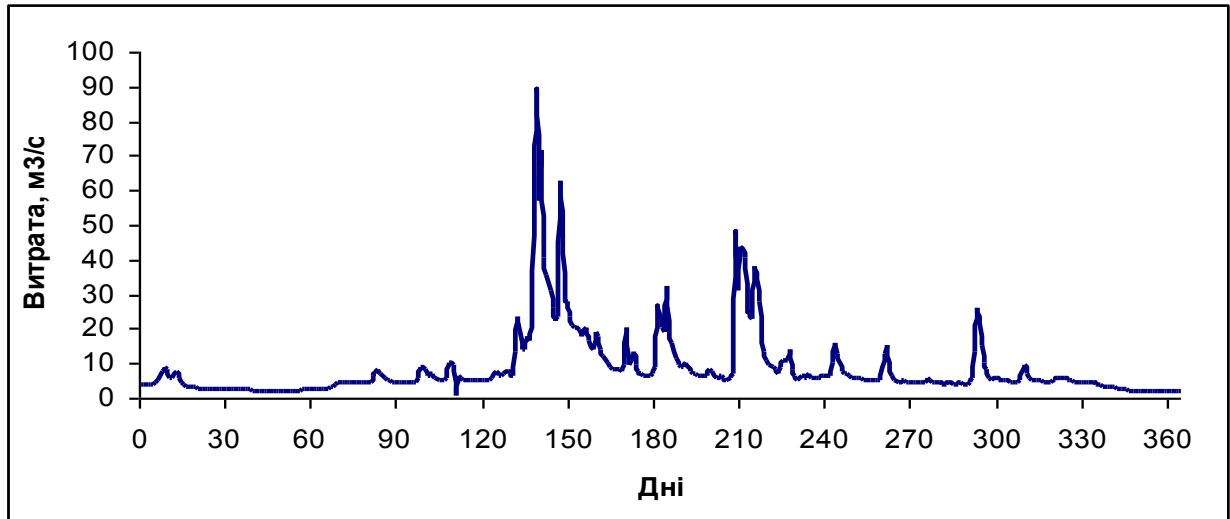


Рис. 2.1. Гідрограф р. Ільця – с. Ільця за 1991 рік.

Такі особливості для внутрірічного стоку притаманні середнім та маловодим рокам по водності. За багатоводні роки спостерігався ряд відмінностей, а саме: максимум місячного стіку формується не під час весняного водопілля, а влітку (червень – липень), від випадання інтенсивних та тривалих дощів [14].

Багатьма авторами гідрологами виявлено зростання тенденції зменшення об'ємів весняного водопілля та збільшення витрат літньої і зимової межені, що притаманне і досліджуваному басейну р. Ільця. Отже, внутрішньорічний розподіл водності стає згладженим і рівномірним. Проте, ми спостерігаємо зростання екстремальних максимальних витрат на Карпатських річках, які і так характеризуються паводковим режимом, тому паводконебезпечний період, тепер охоплює майже не весь рік [8].

2.1.2. Рівневий режим

Від коливанням стоку залежить і рівневий режим річок досліджуваного басейну, що провокується і залежить від водності. Амплітуди коливання рівнів води на річках в басейні Ільці і на самій головній річці поступово зростає вниз за напрямком течії. Це залежить безпосередньо від збільшення їх розміру та водності. На підняття амплітуди рівнів води впливають також місцеві умов та ширина днища долин. У беззаплавних частинах русел коли є обмеження умов вузькою гірською долиною, висота рівня води чутлива до навіть не значних зростань водності. На широкозаплавних ділянках русла – ситуація кардинально інша. Амплітуди коливання рівнів головної річки є досить суттєвими [23]:

Таблиця 2.1

Значення амплітуди коливання рівнів води з 1990 по 2008 роки [17]

Роки	р.Ільця – с.Ільці		
	Н _{мах} , м	**Н _{мін} , м	ΔН, м
1990	126	89	37
1991	182	92	90
1992	168	84	84
1993	143	84	59
1994	184	75	109
1995	177	64	113
1996	244	69	75
1997	162	82	80
1998	172	66	106
1999	131	64	67

2000	171	57	114
2001	175	59	116
2002	170	63	107
2003	192	52	140
2004	129	53	76
2005	193	60	133
2006	149	56	93
2007	167	59	108
2008	237	61	176

** приймалися мінімуми періоду відкритого русла.

На висоту та коливання рівнів води протягом року, особливо в межах високогірної частини басейну впливають також місцеві локальні явища підпору води, що є причиною підняття рівнів води і не пов'язані із зростанням витрат. Причиною такого підпору можуть бути затори та зажори в зимовий період року, вплив бічних приток та створення штучних водосховищ. Останні мають значний вплив на водний режим ріки Ільця, оскільки ще на початку минулого століття у її верхів'ях створені так звані «кляузи» для підтримки високих рівнів при сплаві лісу. Хоча сплав річками з 80-х років припинено, дані споруди не розібрані і створюють умови для затримки водного і твердого стоку.

На р. Ільця в період зими характерним є підвищення рівня води на 0,5 - 0,7 м, внаслідок явища затору русла ріки через скупчення льоду та деревини що пливають вниз за течією. В останні роки, часто спостерігається явище затору на річках як результат закупорки русла побутовим сміттям, що скидається в річку і є важливою екологічною проблемою. Ці негативні явища в досліджуваному басейні стають причиною штучної закупорки та утримання твердого стоку на підпорі води, що ведуть до бічних розмивів русла або сильних руйнувань після прориву.

На річках басейну, як і для більшості карпатських рік протягом останніх 40–50 років відбувається пониження рівня води, а також русла, на 1 м і більше, за рахунок видобутку руслового алювію, і це насамперед шар самовідмостки, яка є природним захистом від розмивів у руслах річок [12].

2.1.3. Режим швидкостей

Річки досліджуваного басейну характеризуються складним режимом швидкостей, за рахунок великого похилу. У верхів'ях річок швидкість течії значна і знижується тільки в межах улоговин, через зниження падіння. Зміна швидкостей протягом року, відповідає сезонним циклам водності: під час весняного водопілля та паводків - швидкість зростає, а в межень вона закономірно зменшується.

По довжині річки розподіл швидкості також нерівномірний. На перекатних ділянках русел швидкості течії на порядок перевищують швидкості течії плесових ділянок, які поширені в кількох метрах нижче за течією від перекатів [25]. Наприклад, на поріжно-водоспадних ділянках р. Ільця (вище с.Ільця), швидкість становить – 3,5 м/с, а на плесових: швидкість не перевищує 0,5 м/с. При цьому, середня швидкість течії для ріки загалом, становить 1,2 – 1,6 м/с. Розподіл швидкостей течії на річках даного басейну за даними вимірювань на постах представлено в таблиці 2.2.

Таблиця 2.2

Осереднені багаторічні значення швидкості течії на р. Ільця [17]

Ріка - пункт	Середні багаторічні значення швидкості течії $V_{\text{сер}} \text{ м}^3/\text{с}$	Осереднені максимальні значення швидкості течії $V_{\text{max}} \text{ м}^3/\text{с}$	Осереднені максимальні значення швидкості течії під час паводків $V_{\text{max, пав}} \text{ м}^3/\text{с}$
р.Ільця – с.Ільці	0,57	0,9	1,82

Представлені дані зміни швидкості річок досліджуваного басейну на основі вимірювань гідрологічних постів не дають об'єктивного уявлення про загальний розподіл швидкості в потоці, оскільки залежать від місцевих умов на ділянці спостережень.. Для пункту р.Ільця – с.Ільці гідроствор на яких проводять вимірювання швидкості течії розміщений на широкозаплавних плесових ділянках із спокійною течією.

2.1.4. Термічний режим та льодові явища

Для річок басейну Ільця характерні такі льодові явища як: забереги, сало, шуга, шугохід, льодохід, затори тощо. Осінні льодові утворення на річках проявляються в кінці листопада – на початку грудня, і хоча спершу вони виникають на високогірній частині річок, льодостав спостерігається швидше на низькогірних ділянках. Це зумовлено тим, що значна швидкість течії гірських річок не дають можливості формування суцільного льодоставу і на окремих ділянках річки часто зустрічаються відрізки, що не замерзають повністю. Отже, для річки Ільця та її приток, стійкий льодостав можливий рідко і припадає зазвичай або на кінець грудня, або на лютий і триває він при цьому недовго. Тільки при умові тривалого періоду від'ємних температур повний льодостав можливий, але такого не спостерігалось уже багато років. Причиною є складний гідрологічний режим річок досліджуваного басейну і гірський характер течії. Також на це впливають різкі коливання водності просторово так і в часі.

В період замерзання русла, товщина льоду відповідає характеру і величині ріки. На головній річці (Ільці) вона складає 30-35 см. Весняний льодохід зазвичай проявляється з кінця лютого до початку березня. Він триває осереднено від 5 до 10 днів. В період відлиг, які зазвичай спостерігаються в січні, на річках проходить зимовий льодохід, під час якого, річка може повністю очиститись від льодоставу.

Частим явищем на річках басейну Ільці є осінні та весняні льодоходи у поєднанні з зажорами і заторами. Зажори формуються в осінній льодохід через закупорку шугою, на стиснутих ділянках русла більше у високогірних зонах. Вони є причиною підняття рівня води і впливають на коливання рівнів. Зазвичай підняття рівнів через зажор не перевищують 1 м над меженним урізом. Затори льоду на річках досліджуваного басейну активізуються в періоди зимового і о весняного льодоходів, стають головною причиною підняття рівнів води на річках на 1–2 м [7].

За останні десятиріччя, для річки Ільця, як і для багатьох Карпатських річок процес льодоставу став практично відсутнім. Причиною є зміна кліматичних умов та переважання теплих, м'яких зим з частими плюсовими температурами протягом усього сезону.

2.2. Руслові наноси

Закономірності руслових процесів тісно пов'язані із величиною та мінливістю стоку наносів, механізмом їх транспортування, а сам стік наносів є одним з головних факторів руслоформування.

«Стік наносів та його зв'язок із характеристиками та показниками форм прояву руслових процесів в теорії руслових процесів є не достатньо вивченим питанням. Насамперед це пов'язано із відсутністю реальних даних про стік завислих і волочених наносів та високою варіантністю характеристик стоку по довжині річки. Складність полягає також у подвійній природі стоку наносів: він є фактором руслових процесів з яким пов'язано утворення і розвиток форм русла та форм руслового рельєфу і водночас їх похідною, оскільки наноси поступають в потік при розмиві русла чи надходять зі схилів площі басейну» [4].

Загалом стік наносів насамперед має вплив на руслові процеси за рахунок зміни співвідношення між ним та транспортуючою здатністю річки. Якщо транспортуюча здатність залишається стабільною, зростання величини стоку наносів призводить до акумуляції і збільшення об'єму алювіальних відкладів, а зменшення – до посилення ерозії та розмивів днища та берегів. При цьому, іде процес зниження об'єму алювіальних відкладів. Ці процеси стають рушійною силою вертикальних та горизонтальних деформацій русел.

«Стік наносів формується із твердого матеріалу, що надходить в річку з водами приток, тимчасових водотоків, приноситься вітром, потрапляє в русло при обвалах, осипах та зсувах. Водночас, в потік поступають наноси за

рахунок розмивів ложа та берегів рік. Частина перенесеного рікою матеріалу утворює грядові форми рельєфу русла, що зміщуються по річці і формують стік волочених наносів» [18].

Такі руслові форми можуть відновитись, при умові що вони будуть штучно знищені через забір алювіального матеріалу для будівництва. Чим більший стік наносів тим швидкість відновлення грядових руслових форм швидша, але нерівномірністю твердого стоку різна на різних ділянках.

«Стік наносів включає дві складові: завислі та волочені наноси. Завислі наноси сформовані дрібними фракціями, волочені – більш крупними наносами. В різних природних умовах їх співвідношення між собою досить мінливе, що, відповідно, і впливає на форми прояву руслових процесів, напрям і інтенсивність руслових деформацій. При незначній мутності води завислі наноси в основному є транзитними і більшу роль в процесах формування русла мають волочені наноси. В таких умовах транспортує здатність реалізується за рахунок стоку волочених наносів. При більшій мутності завислі наноси стають русло формуючими» [9].

Розподіл завислих і волочених часток у формуванні русла можна оцінити на основі співставлення кумулятивних кривих гранулометрії наносів, які в літературі відомі під назвою кривих Крессера. Тут, волочені наноси, не зважаючи на їх генезис будуть руслоформуючими. Їх абсолютна перевага та значна крупність (гравійно-галькові, галькові, гальково-валунні) зумовлює їх переважання в русловому стоці, завислі ж наноси будуть переважно транзитними та їх кумулятивні криві не перетнуться. Це є особливістю кумулятивних кривих на гірських річках.

«Стік завислих наносів. Даний показник залежить від величини середньої багаторічної витрати і мутності води. Мутність змінюється залежно від зональних і азоняльних природних факторів, на які накладається антропогенне навантаження на річковий басейн і русла річок. Типовим для Чорного Черемошу є закономірне збільшення мутності вниз за течією» [5].

Середня багаторічна мутність Карпатських рік становить 200 – 500 г/м³,

в межах України вищі показники мутності спостерігаються тільки на річках Гірського Криму.

Найменші витрати завислих річкових наносів характерні для осінньо-зимового періоду, за рахунок зниження стоку води. Максимальні значення витрат наносів для гірських річок припадають на літній період. В басейні Ільця максимум стоку завислих наносів співпадає з періодами максимальної водності, що проявляється циклічно. Зростання об'ємів руслових наносів спостерігається і протягом одного-двох років після катастрофічних паводків, через поступовий виніс твердого матеріалу, що заповнив днище долини.

«Мутність річок в басейні Ільця змінюється від 1–5 г/м³ в осінньо-зимовий період до 650–9200 г/м³ під час проходження літніх високих паводків. В середньому мутність в межах басейну складає 15–145 г/м³» [17].

Для річок басейну Ільця гранулометричний склад завислих наносів досить неоднорідний. В різних пропорціях в ньому представлені частки діаметром від 1 до 0,5 мм і менше. Під час проходження значних по водності паводків в стан завислих наносів можуть переходити також гравійні наноси.

Відсутність мережі спостережень за стоком наносів та технічних можливостей вимірювань не дозволяють достатньо об'єктивно проаналізувати характер його розподілу в межах даного басейну. Формування та режим стоку наносів тісно пов'язаний з коливаннями водності річок даного басейну та проходженням катастрофічних паводків в даному регіоні. Транспортуюча здатність річок цього басейну збільшується пропорційно збільшенню водності річок» [13].

Волочені (донні) наноси. Дослідження параметрів стоку волочених наносів є досить складним. Нажаль на річках басейну система їх регулярних вимірювань відсутня. Також це пов'язано з тим, що немає надійних приладів на гідропосту для їх вимірювання, та загальноприйнятих методик розрахунку твердого стоку.

Невідповідність між результатами реальної фіксації стоку донних наносів та одержаними розрахунковим методом даними, так як і дані

вимірювань сильно відрізняються між собою.

Головною причиною, цієї невідповідності на думку науковців дослідників-гідрологів є недооцінка грядового руху наносів, що є головною формою їх транспортування в річках.

Нажаль на річці Ільця вимірювання витрат донних наносів не проводиться, тому оцінити їх можна тільки на основі експедиційних даних та літературних джерел.

Експедиційні дослідження проведені науковим керівником в 2008 – 2009 роках та опрацьовані автором даної роботи.

Для аналізу гранулометричного складу наносів використано фотографічний метод. Суть методу полягає в фотографуванні відкладених наносів, характерних для даної ділянки русла.

Дана методика основана на визначенні процентного співвідношення фракцій по фотознімку і застосовується для визначення гранулометричного складу наносів гірських рік з гальково-валунним руслом.

Суть методу полягає в фотографуванні відкладів, характерних для даної ділянки, що дозволяє визначити крупність поверхневого шару руслових наносів без порушення їх природного залягання, при цьому використовується рама-сітка розмірами 1×1м, розділена на квадрати 10×10 см. Обробка фотографії проводиться визначенням кількості часток кожної фракції за допомогою відповідних трафаретів.

Середня площа однієї частинки визначається за формулою:

$$\varphi = 0,78 d_i^2 \quad (2.1)$$

де d_i – середній діаметр фракції.

На основі підрахованих даних, визначається площа зайнята частками відповідного діаметру на фотографії як добуток кількості часток даної фракції на середню площу частинки визначену за формулою 2.1. Тільки для фракції діаметром <10 мм, площа визначається як різниця всієї площі рамки (10000 см²) і суми площ більш крупних фракцій. Для даної фракції вводиться також поправочний коефіцієнт на поровий простір – 0,75. Відсотковий вміст

кожної фракції у фотопробі, визначається за формулою:

$$\dot{a}_s = (f_i / \sum_1^m f_i) \times 100 \quad (2.2)$$

де f_i – площа відповідної фракції зайнята на фотографії, m – кількість фракцій [23]. Дана методика досить проста у застосуванні і не потребує значних затрат часу на відбір проб. На основі отриманих результатів, проведено просторовий аналіз гранулометричного складу донних наносів на річках досліджуваного басейну, оскільки дані стаціонарних спостережень за стоком наносів відсутні.

За цією методикою можна визначити крупність поверхневого шару наносів без порушення їх природного залягання.

Отримані результати добре узгоджуються із результатами інших дослідників [2, 16]. За даними літературних джерел середній діаметр наносів в досліджуваному басейні зменшується від витoku до гирла головної ріки, локально виділяється зона зниження діаметру відкладів в районі Ворохто-Путильського низькогір'я. Вона виділена в роботі [7] та підтверджена експедиційними даними. Головними причинами зменшення крупності донних наносів в руслах рік на цій ділянці, є переважання тут не стійких до денудації порід та локальне зменшення похилу рік, що сприяють затримці дрібних відкладів.

Отримані під час експедицій результати, показали зниження середнього діаметру донних відкладів для рік Ільця у порівнянні з [28]. Оскільки в роботі [5] при визначенні середніх діаметрів відкладів враховувався також шар самовідмостки (самовимощення), який в наших дослідженнях не врахований, зрозумілим є певна невідповідність порівнюваних даних. Проте в цілому, загальні тенденції, щодо просторових змін крупності донних наносів в досліджуваному басейні співпадають.

Оскільки, транспорт донних наносів проходить виключно в періоди весняного водопілля та високих паводків, отримати дані про їх стік без постійних стаціонарних вимірювань дуже важко.

Висновки до розділу 2

1. Гідрологічний режим річки Ільця є досить складний, що відповідає різким коливанням водності ріки протягом року. Інтенсивні підняття рівнів, проходять через сніготанення весною і на початку літа. Часто цей процес Супроводжується накладанням снігового і дощового живлення. Середній багаторічний модуль стоку змінює в межах 10 - 25 л/с·км².

2. Швидкісний режим на річках досліджуваного басейну теж складний. Для верхів'я басейну через значні похили, швидкості течії зростають, а знижуються в улоговинних розширеннях долин, через зменшення похилу. Протягом року, розподіл швидкості потоку відповідає сезонним коливанням: під час весняного водопілля та влітку, коли паводки, швидкість річок значна, а в меженний період (осінь-зима) вона закономірно зменшується.

3. В останні роки, для ріки Ільця та її приток, як і для багатьох карпатських річок, таке явище як льодостав, стало непомітним. Це пов'язують із змінами клімату, зростанням переважаючої ролі теплих і м'яких зим, де більше днів з плюсовою температурою і часто спостерігаються відлиги.

4. Стік наносів, є дуже важливим фактором руслоформування. Нажаль, в досліджуваному басейні спостережень за наносами не проводиться. В роботі використано дані з літературних джерел та результати експедиційного виїзду наукового керівника.

5. Транспортування руслових наносів інтенсивно відбувається в період паводків та весняного водопілля. Величина часток алювію закономірно зменшується від початку ріки до її гирла.

3. РУСЛОВІ ДЕФОРМАЦІЇ НА РІЧЦІ ІЛЬЦЯ

Термін руслові деформації означає планові переформування русла, які можуть проявлятися як за тривалі періоди так і за короткі відрізки часу. Їх класифікують за двома групами: горизонтальні та вертикальні. Перші демонструють зміну в положенні русла або його переформування що пов'язана з розмивом або намівом берегів. Друга ж, проявляється в процесі взаємодії власне потоку та руслового ложа. Вертикальні деформації показують розмив чи акумуляцію наносів на днищі ріки.

Обидві групи взаємопов'язані та створюють фон для розвитку одне одного. Планові відступи русла до одного з берегів, не рідко супроводжуються поглибленням його днища. Обидва види руслових деформацій пов'язані з утворенням, переміщенням або просторово-часовою трансформацією різних руслових форм, зміною рельєфу днища ріки та активним транспортом руслоформуючих наносів що провокує безперервну зміну відміток днища потоку. Тому, залежно від активності руслових деформацій у співвідношенні до напрямку сили тяжіння, або в залежності від форм їх прояву чи специфіки руху руслоформуючих наносів, власне руслові деформації поділяють на три головні групи:

- 1) вертикальні, що ґрунтуються на трансформації поздовжнього профілю ріки та поглибленням/підвищенням відміток днища русла;
- 2) горизонтальні, що характеризуються зміною русла в плані, тобто розмивом чи намівом берегу, формуванням заплав або розширеннями днища долин;
- 3) деформації на основі грядового руху наносів, які провокують утворення перекатів, алювіальних руслових форм (боковиків чи осередків) або інші типи акумуляції наносів відображену у рельєфі.

Дані групи руслових деформацій не є спів ставними в просторово-часовому масштабі, а більше залежать від характеру чи комплексу чинників, які їх зумовлюють. Грядові деформації в часовому співвідношенні є більш

активними, тоді як вертикальне врізання русла проходить поступово протягом більш тривалого періоду часу. За тривалістю та системністю руслові деформації поділяють на направлені, періодичні та поточні. Направленими можуть бути як врізання русла та постійне поглиблення його дна, так і підмив корінного високого берега протягом тривалого періоду часу. Періодичними бувають наприклад процеси розвитку меандр з постійним їх спрямленням через шпору. Поточні це найчастіше поступове просування грядових форм вниз за течією ріки із періодичною зміною плес та перекатів на певному відрізку русла. В просторовому плані за довжиною від витoku до гирла, деформації поділяють на загальні (фонові), місцеві та локальні. По відношенню до форми поширення вздовж річок деформації бувають трансгресивні, регресивні або регіональні.

Важливим питанням є чітке визначення взаємодії усіх цих видів деформацій, по відношенню один до одного, оскільки вони можуть здійснювати як прямий так і опосередкований вплив одне на одного.

3.1. Вертикальні руслові деформації на річці Ільця

Вертикальні руслові деформації представляють собою процес врізання або розмиву дна русла ріки чи навпаки, процес акумуляції і накопичення наносів на дні річки.

Головним методом оцінки та визначення вертикальних руслових деформацій є зміна поздовжнього профілю річки або аналіз кривих $Q=f(H)$. В обох цих випадках потрібно аналізувати дані постійних стаціонарних спостережень на гідрологічних постах.

Аналіз положень кривих $Q=f(H)$ може показати направленість вертикальних деформацій а також темпи їх розвитку. Суміщення положень таких графіків за тривалий період часу, демонструє процес розмиву чи акумуляції наносів на дні ріки. Головною умовою застосування цієї методики

є обов'язково наявність матеріалів регулярних спостережень по рівнях води та результатів вимірювання витрат води, які отримують за даними гідрологічних постів.

На досліджуваному басейні р. Ільця, вимірювання витрат води проводять на гідрологічному пості в с. Ільця. Період спостережень за витратами та рівнями для поста складає більше 50 років, оскільки пост працює з середини минулого століття (регулярні результати є починаючи з 1955 року). За матеріалами гідрометеоцентру в Чернівецькій області, побудовано криві $Q=f(H)$ за тривалий період спостережень. Враховуючи що пост розміщений в широкій алювіальній долині, для кривих можливі періодичні коливання що пов'язані з природним рухом періодичних вертикальних деформацій. Також на зміну положення кривих впливають сезонні коливання водності річки або рух алювіальних форм в руслі.

Опрацьовуючи ряди кривих витрат/рівнів ми провели жорстку вибірку, оскільки були значні їх зміни за досліджуваний період. При цьому були відкинуті сезонні коливання, і залишилися найбільш стійкі графіки які не змінювались тривалий період (більше 2-3 років). Важливим елементом відбору були криві що мінялись після проходження катастрофічних паводків, які фіксуються в басейні раз на 14 років. Також враховано довготривалу тенденцію підняття чи опускань положень кривих, а проміжні варіанти були відкинуті. Заключні результати вибірки формувались на основі аналізу та загальної оцінки базових положень кривих на основі яких, уже і визначався характер направлених руслових деформацій [23]. Результати представлені на рис. 3.1.

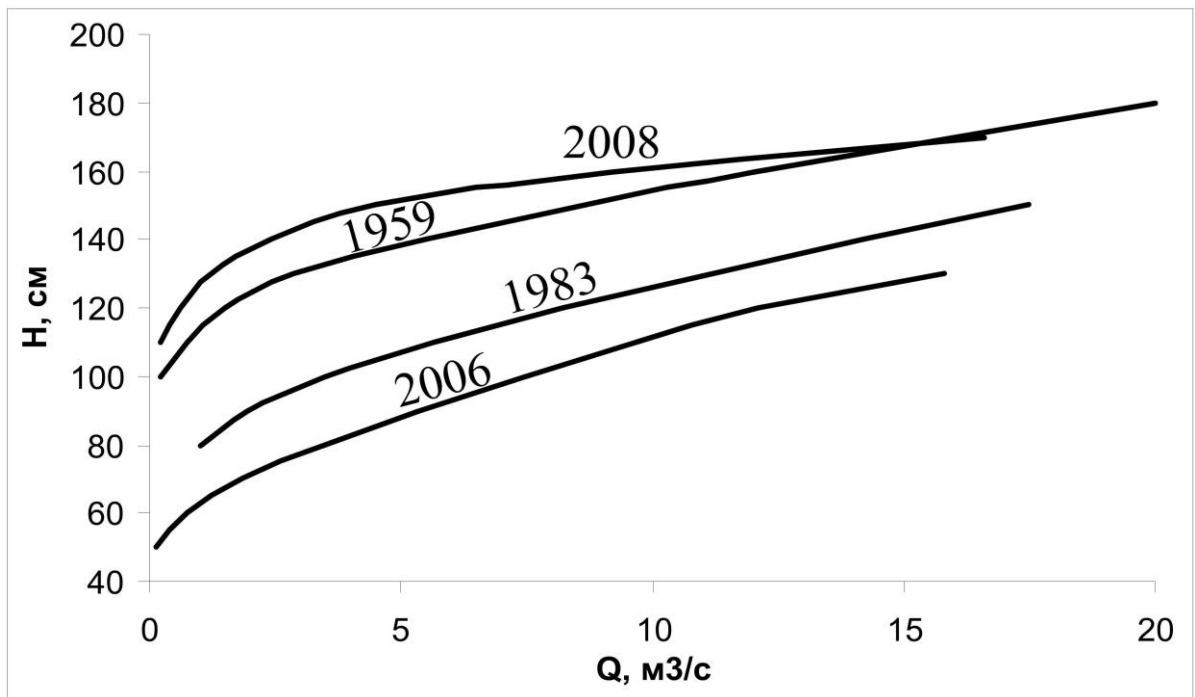


Рис. 3.1. Криві зв'язку витрат води і рівнів $Q=f(H)$, на річці Ільця

«Проаналізувавши дані графіки ми помітили, що для поста в досліджуваному басейні криві $Q=f(H)$ мають вигляд близький до параболи. На річці Ільця спостерігається сходження кривих $Q=f(H)$ при зростанні рівнів води, що притаманне для ділянок рік із широкозаплавним, часто розгалуженим руслом. Сходження кривих відбувається в результаті поступового затоплення меженних прируслових відмілин, низької, а потім високої заплави. Для р. Ільця пост розміщений на адаптованій ділянці з осередковим типом русла в умовах улоговинного розширення долини. Саме різка зміна умов руслоформування при переході від вузької гірської долини до її улоговинного розширення, наявність широкої низької заплави на ділянках поста і є причиною сходження кривих у верхніх частинах для даної гірської ріки. Слід зауважити також, що пост на р.Ільця розташований в 4,2 км від гирла, в умовах періодичного підпору від головної ріки і для ділянки поста характерне постійне формування алювіальних форм» [23].

Аналіз коливання в положеннях кривих $Q=f(H)$ на річці Ільця показав такий результат:

1. зміни у положеннях кривих $Q=f(H)$ відбуваються внаслідок постійних переформувань днища ріки через рух алювіальних форм (рис. 3.1.).

2. Періодичні підняття або опускання відміток днища спів ставні з проходженням грядових руслових форм на ділянці поста.

3. Акумулятивні процеси наносів в межах днища русла фіксуються катастрофічних паводків, а за маловодний період, виніс твердого матеріалу поступово веде до зниження відміток дна русел.

Підтвердити отримані результати процесів вертикальних деформацій русла на даних постах можна графіками зміни рівнів води багаторічних середніх, мінімальних та максимальних витрат води, що для поста в басейні Ільця представлені на рис. 3.2. На графік нанесено логарифмічні лінії тренду, що показують загальну тенденцію вертикальних деформацій за даний період часу.

Хоча і спостерігається чітке зниження лінії тренду, яке пов'язане з направленим врізанням русла на ділянці гідропоста, можна також виокремити періоди акумуляції наносів та тимчасове зростання рівнів і відміток днища. Паралельний характер зміни лінії тренду для середніх Q , мінімальних Q та максимальних Q , показує односторонній характер їх просідання і підтверджує направленість вертикальних деформацій.

Такий результат узгоджуються також із загальними тенденціями в досліджуваному басейні і прослідковується і на сусідніх постах на річках Чорний та Білий Черемош. Загальна тенденція по цих постах демонструє зниження рівня середніх багаторічних витрат протягом останніх п'ятидесяти років, хоча із різною інтенсивністю.

Проте мусимо відзначити що представлений на рисунку 3.2. графік є не типовим, тут на фоні загальної тенденції просідання рівнів води можна виділити також і різке коливання рівнів у періоди катастрофічних паводків, що проходили в басейні за період регулярних спостережень. Малий розмір досліджуваної ріки та незначні середньорічні витрати води, сприяють підвищенню чутливості рівня води до періодичних переформувань днища ріки, через рух алювіальних руслових форм вниз за течією.

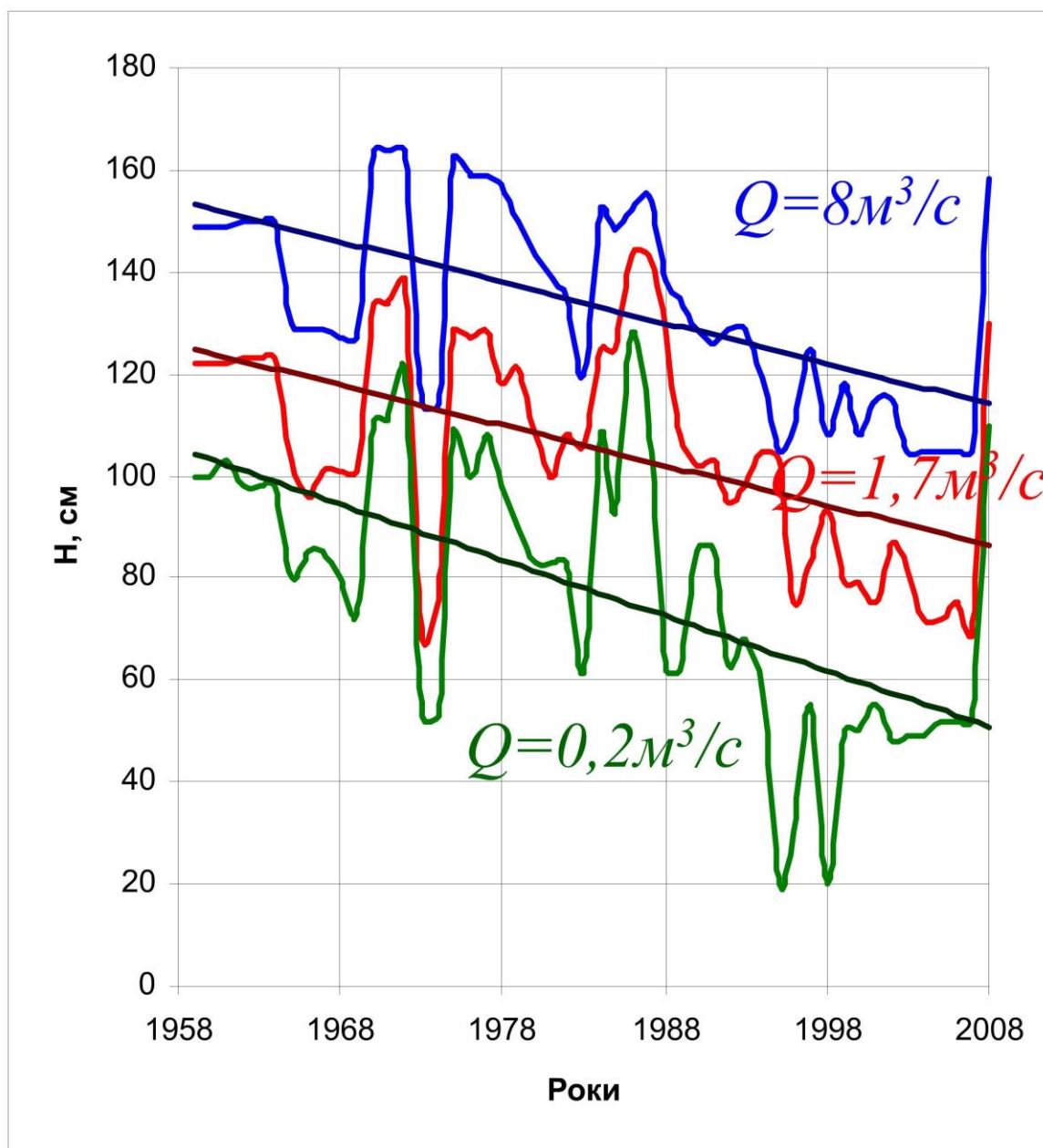


Рис 3.2. Зміни рівнів води при середніх багаторічних (Q), середніх максимальних (Q) та мінімальних (Q) витратах води протягом періоду спостережень на пості Ільця – с.Ільці.

За даними логарифмічних трендів по графіках ходу рівнів можна розрахувати загальні величини просадки рівнів води окремо для середніх, максимальних та мінімальних витрат води на посту в басейні р. Ільця (табл. 3.1):

Таблиця 3.1.

Величина просідання рівнів води відповідних витрат отримана методом логарифмічних трендів за період спостережень

Ріка - пункт	ΔH , м		
	$Q_{сер}$	Q_{max}	Q_{min}
р.Ільця – с.Ільці	-0,35	-0,37	-0,55

	- інтенсивне просідання рівнів води
	- незначне просідання рівнів води

Цей результат практично співпадає з порохованим вище, що базувався на аналізі кривих $Q=f(H)$. Проте, тут фіксуються дещо нижчі темпи врізання русла. Причина полягає в тому, що тут було враховано повний ряд спостереження, без вибірки по окремих кривих за певні роки.

Отже, на посту р. Ільця загальний темп вертикальних деформацій є незначним за досліджуваний період часу, тому в глобальних оцінках ним можна знехтувати. На пості більш вагому роль відіграють періодичні вертикальні деформації які пов'язані з рухом руслоформуєчих наносів в них за течією.

3.2. Горизонтальні руслові деформації в басейні Ільця

Горизонтальні деформації залежно від умов руслоформування класифікують на направлені та періодичні. Ця направленість, полягає в просторовому зміщенні русла в якомусь з напрямків (до лівого чи правого берегів, або вниз за течією) протягом тривалого періоду часу.

Цей тип руслових переформувань проходить на великих протяжних ділянках річок і проявляється на відрізку де діє обмеження впливу на русло одного з високих корінних берегів. Періодично, горизонтальні деформації

демонструють тимчасові зміни форм русла. При цьому на цей процес впливає активізація розвитку макроформ або проходження руслоформуючих/руслоруйнуючих паводків. Таким прикладом є часто змінювана форма меандр при їх розвитку та спрямленню, або почерговий розвиток рукавів для розгалуженого русла, тощо [17].

Цей вид руслових деформацій залежний від гідравліки потоку, місцевих чинників або зміни транспортуючої здатності потоку та пов'язане з ним формування меандр, розгалужень чи відносно прямолінійних типів русла. Названі типи русел мають стандартні, передбачувані схеми горизонтальних деформацій. Планові переформування русла загального характеру фіксуються на значних ділянках рік, а на окремих макроформах вони мають місцевий характер.

Темпи горизонтальних деформацій залежать насамперед від водності ріки та стійкості її русла. В умовах обмежень розвитку руслових переформувань при умові врізаних типів русел швидкість не значна і проявляється тільки в геологічному масштабі часу.

Отже, можна сказати, що на гірських і напівгірських річках горизонтальні деформації напряду залежні від літології, орографії, тектоніки чи типу гірських порід. З іншого боку, гідрологічний режим річок, стік наносів, особливості розвитку ерозійних та денудаційних процесів на водозборі теж однозначно впливають. Горизонтальні деформації на річках в певних природних умовах, будуть супроводжуватись появою притаманного їм набору руслових форм (різних порядків), і вирізнятись певною специфікою їх розвитку в конкретних басейнах [17].

В результаті горизонтальних деформацій активізуються процеси переформування русла, що супроводжується певними локальними змінами у вертикальних деформаціях, що спричинені локальною трансформацією питомої енергії по відношенню до поперечного перерізу потоку.

Головною методикою оцінки та аналізу горизонтальних деформацій на руслах річок є накладання різних по часу карт близьких масштабів, які

демонструють окремі ділянки русла. Цією методикою визначається напрям планових деформацій та середні показники їх інтенсивності.

На гірській території, за рахунок малих розмірів досліджуваного об'єкту важко визначити горизонтальні деформації особливо коли русло ріки врізане. Тому, середні темпи горизонтальних деформацій на р. Ільця були вираховані за експедиційними результатами наукового керівника, під час виїзду в 2018 та 2019 роках. Їх основою є натурні вимірювання, візуальне обстеження русла та берегових зон, фіксація берегоукріплень, опитування місцевого населення. Це дозволило приблизно проаналізувати направленість та темпи горизонтальних переформувань русла та спів ставити з результатами обстеження після інтенсивного паводку 2008 р.

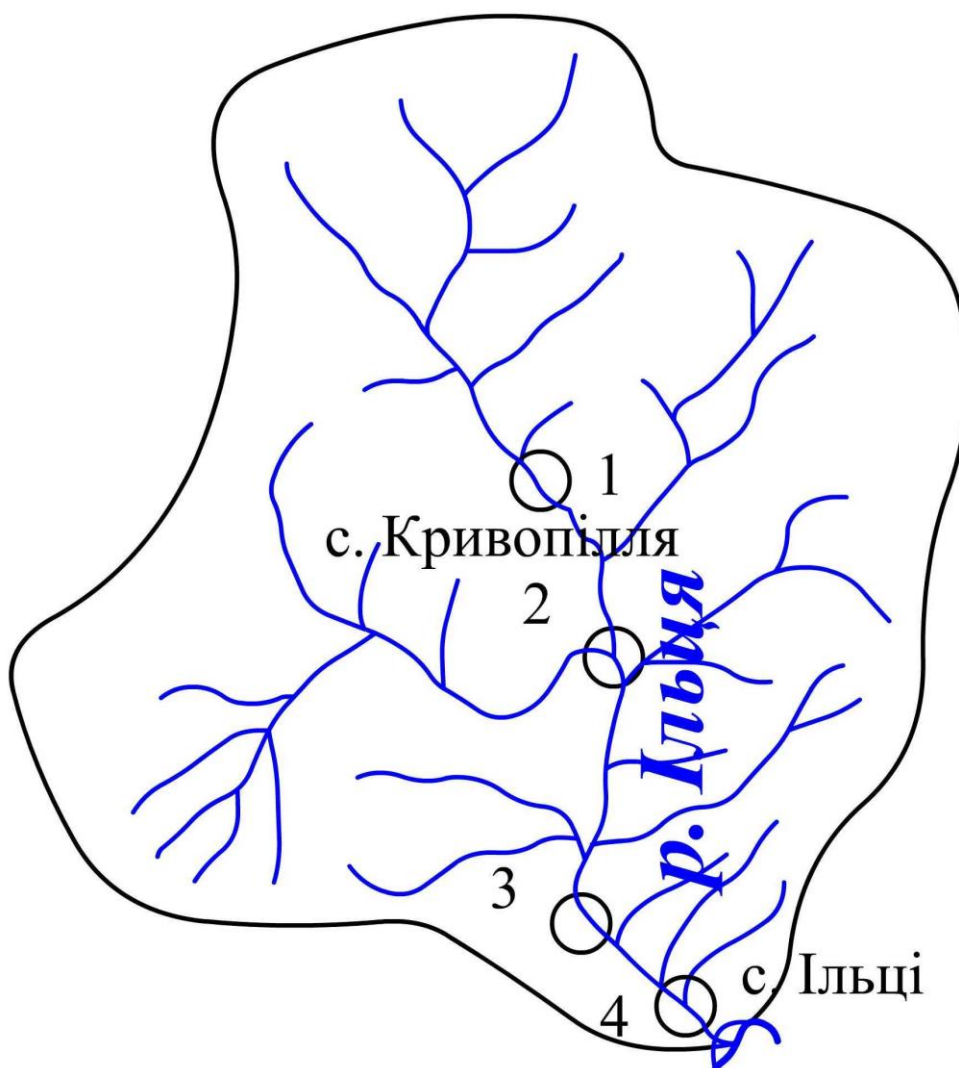


Рис 3.3. Точки натурних вимірювань і візуального обстеження берегів р. Ільця у 2019 році.

Таблиця 3.2.

Екстремальні темпи горизонтальних деформацій на р. Ільця визначені після паводку 2008 року

Номер точки обстеження	Ділянка прояву горизонтальних деформацій	Розмив берега	Інтенсивність горизонтальних переформувань м/паводок
1	р. Ільця– с.Кривопілля	л	0,6
2	р. Ільця– с.Кривопілля	л	1,5
3	р. Ільця– с.Ільця	п	2,3
4	р. Ільця– с.Ільця	л	5,0

Для басейну р.Ільця поширеними є гірські русла з врізаними та адаптованими ділянками, в умовах обмеження активного руслоформування. Характер горизонтальних деформацій русла на цих річках повністю залежить від стійкості гірських порід, які поширюються на тих чи інших відрізках долини. Водність ріки Ільця та її приток, особливо в межах високогірної частини басейну невелика, тому інтенсивність горизонтальних деформацій русла фіксується виключно під час катастрофічних паводків. Для верхів'їв рік, де переважає врізаний тип русел, горизонтальні деформації зовсім не помітні, буквально по кільком міліметрам в рік. У межах улоговинних розширень долини, де русло відноситься до категорії адаптованого типу, інтенсивність горизонтальних деформацій може зростати, хоча і не так явно.

Місцевий характер горизонтальних переформувань гірських русел пов'язаний скоріше із розмивом алювіальних руслових форм та транспортом алювіальних наносів. Також цей процес супроводжується постійним переформуванням боковиків та осередків.

Виключно в зоні Ворохто-Путильського низькогір'я, на річці Ільця та її

притоках фіксуються направлені горизонтальні переформування русла. Вони зазвичай пов'язані з постійним розмивом одного з берегів або бічним зміщенням русла в напрямку до корінного берега. Причиною є поширення не стійких до денудації гірських порід саме у цій зоні (Ворохто-Путильського низькогір'я). М'які породи складають берег русла або низьку заплаву, яка в основі своїй складена пухкими алювіальними відкладами, що легко піддаються розмиву.

Величина врізу при горизонтальних деформацій на гірських річках в досліджуваному басейні, змінюється від кількох міліметрів до десятків сантиметрів на рік. Швидкі темпи простежуються тільки під час катастрофічних паводків, які сильно активізуються в результаті вирубки лісу на схилах. За даними наукового керівника, показник інтенсивності горизонтальних деформацій на врізаних ділянках русла р. Ільця у липні 2008 року становив 0,3 – 1,5 м, а в локальних розширеннях днища долини на ділянках адаптованого русла зростав до 3 м і більше. Проте, навіть у таких екстремальних випадках обмеження корінних скельних берегів є достатнім. На ділянках звуження долини при повороті русла потік, після розмивів берегу та заплави, гасився скельними бортами долини. Важливим є те, що горизонтальні деформації русел під час значних паводків є тимчасовими та періодичними. Навпаки, паводок малої забезпеченості, може підсилювати інтенсивність та направленість горизонтальних деформацій русла.

Значні переформування русла спостерігаються на вимушених поворотах ріки, при умові що увігнутий берег складено не стійкими до денудації породами. Активна турбулентність руху потоку на повороті русла, прискорює розмиви. Розподіл швидкості та кінетична енергія потоку на цих ділянках, схожа до процесів меандрування які проходять за рахунок розмиву увігнутого берега та наростання протилежного. Надлишок наносів який при цьому утворюється, сприяє активізації алювіальних форм у руслі нижче по течії від опуклого берега. Єдиним обмежуючим фактором для розвитку та інтенсивності горизонтальних деформацій русла є скельні борти вузької за

формою долини.

Характерно, що суттєві горизонтальні переформування спостерігаються також і на відносно прямолінійних ділянках. Цей процес супроводжується розмивом одного з берегів та бокових переміщень русла (рис. 3.3), як було зафіксовано і на досліджуваній р. Ільця поблизу с.Кривопілля. Такі деформації також є наслідком дії високих паводків.



Рис. 3.3. Зміщення русла р. Ільця біля с. Кривопілля до правого берега внаслідок розмиву, після паводку.

На ділянках інтенсивних бічних горизонтальних деформацій русла, коли є загроза руйнування дороги чи затоплення житлових будинків або підтоплення господарських угідь, зазвичай будують берегозахисні споруди (габіон). Вони є достатньо ефективними і сприяють зниженню темпів направлених горизонтальних деформацій. Візуальна фіксація таких споруд вздовж русла теж показує ділянки горизонтальних деформацій. Проте у випадку значних руслоформуючих паводків великої сили, ці берегозахисні споруди не є достатнім захистом.

Висновки до розділу 3

1. Аналіз вертикальних деформацій русел рік досліджуваного басейну базувався на основі даних спостережень гідрологічного поста в с.Ільця. При цьому використано гідрологічні методики аналізу кривих $Q=f(H)$, графіки зміни рівнів води багаторічних середніх, мінімальних та максимальних витрат та інші.

2. Отриманий результат за всіма методиками показав, що на р.Ільця виявлені періодичні різнонаправлені вертикальні деформації, пов'язані із природними циклами ерозійно-аккумулятивних процесів. Вертикальні деформації на малих річках мають незначну інтенсивність і більше пов'язані із грядовим рухом наносів.

3. Горизонтальні деформації на річках досліджуваного басейну важко визначити класичним методом суміщення положень русел за різні періоди, враховуючи геоморфологічні умови досліджуваного басейну.

4. Отримані експедиційним методом результати максимальних горизонтальних деформацій показують закономірне зростання їх інтенсивності від витoku до гирла.

ВИСНОВКИ

1. Природні чинники в досліджуваному басейні визначаються насамперед гірським характером його території. Стік води є основним активним фактором, що залежить від гідрологічного режиму рік і визначає їх водність та розміри. Стік наносів є головним чинником від якого залежать темпи і направленість вертикальних та горизонтальних деформацій русла.

2. Гідрологічний режим річки Ільця є досить складним, що зумовлено різкими коливаннями водності протягом року. Найбільш інтенсивні підняття рівнів спостерігаються весною і на початку літа, коли тануть сніги в горах і випадають дощі. За останні десятиріччя, для рік басейну Чорного Черемошу, і річки Ільця зокрема, явище льодоставу стало практично відсутнім. Це пов'язано із зміною кліматичних умов, і насамперед переважанням теплих, м'яких зим з плюсовими температурами та частими відлигами.

3. Стік наносів, є дуже важливим фактором руслоформування. Нажаль, в досліджуваному басейні спостережень за наносами не проводиться. В роботі використано дані з літературних джерел та результати експедиційного виїзду наукового керівника.

4. Транспортування руслових наносів інтенсивно відбувається в період паводків та весняного водопілля. Величина часток алювію закономірно зменшується від початку ріки до її гирла.

5. Аналіз вертикальних деформацій русел рік досліджуваного басейну базувався на основі даних спостережень гідрологічних постів, проте кількість останніх не достатня для їх об'єктивної характеристики. При цьому використано гідрологічні методики аналізу кривих $Q=f(H)$, графіки зміни рівнів води багаторічних середніх, мінімальних та максимальних витрат та інші.

6. Отриманий результат за всіма методиками показав, що для посту на річці Ільця вертикальні деформації мають однонаправлений характер і

проявляються в інтенсивному врізанні русла на ділянці поста. Також для пункту спостережень на р.Ільця виявлені періодичні різнонаправлені вертикальні деформації, пов'язані із природними циклами ерозійно-аккумулятивних процесів. Вертикальні деформації на малих річках мають незначну інтенсивність і більше пов'язані із грядовим рухом наносів.

7. Горизонтальні деформації на річках досліджуваного басейну важко визначити класичним методом суміщення положень русел за різні періоди, враховуючи геоморфологічні умови досліджуваного басейну.

8. Отримані експедиційним методом результати максимальних горизонтальних деформацій показують закономірне зростання їх інтенсивності від витoku до гирла.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Атлас поверхневих вод басейну Прута (в межах України). Кам'янець-Подільський : ПП Мошинський В.С., 2009. 21 с.
2. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка-Центр, 2003. 324 с.
3. Геренчук К.І. Природа Чернівецької області : Львів : Вища школа, 1973. 159 с.
4. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.
5. Гідрологічний щорічник. Том 2. Басейн Чорного та Азовського морів (без Кавказу). Вип. 0,1. ЦГО, 1946 – 1952, 1950 – 2022 р.р.
6. Гопченко Є.Д., Швєбс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України : навч.-довід. посіб. Одеса : Астропринт, 2003. 390 с.
7. Кирилюк А. О. Геогідроморфологічний аналіз розвитку русла та заплави Верхнього Пруту : дисер. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук. Чернівці, 2008 р. 315 с.
8. Кіндюк Б. В. Дослідження параметрів гідрографічної мережі ріки Черемош. Географія і сучасність. Зб. наук. праць Київського нац. пед. ун-ту ім. Драгоманова. Сер.4. К., 2003. вип. 1(10). С. 122-134.
9. Ковальчук І.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. Львів : Інститут українознавства, 1997. 440 с.
10. Ковальчук І. П. Гідролого-геоморфологічні процеси в карпатському регіоні України. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка*. Львів, 2003. Т. XII: Екологічний збірник. Екологічні проблеми Карпатського регіону. С. 101 – 125.
11. Костенюк Л. В. Опеченик В. М. Дослідження руслового алювію річки Черемош. *Науковий вісник Волинського національного університету імені Лесі Українки : збірник наукових праць*. Луцьк : Вежа, 2008. Вип. 01. Географічні науки. С. 15 – 18.
12. Костенюк Л. В. Стік наносів в басейні Верхнього Пруту. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського. Серія: Географія*. Вінниця, 2010. Вип.20. С. 38 – 44.
13. Костенюк Л. В., Ющенко Ю. С. Характеристика однорідних ділянок русел та заплав у системі Верхнього Пруту. *Науковий вісник Чернівецького університету : збірник наукових праць*. Чернівці : Чернівецький нац. ун-т, 2015. Вип. 762 – 763 : Географія. С. 34 – 39.
14. Костенюк Л.В. Гідрологічний режим ріки Ільця (басейн Чорного Черемошу). Матеріали II-ї міжнародної науково-практичної конференції "Міждисциплінарні інтеграційні процеси у системі географічної, туризмологічної та екологічної науки». Тернопіль, 2020. С 335-340.
15. Костенюк Л. В., Одинська Л. М. Особливості гідромережі та руслових процесів р. Річка (басейн Чорного Черемошу). *Культурний ландшафт як географічний феномен : матеріали Міжнародної наукової*

конференції (Чернівці, 23 – 25 верес. 2021 р.). Чернівці : Чернівецький нац. ун-т. 2021. С. 133 – 134.

16. Костенюк Л. В. Закономірності руслоформування у річковій системі Верхнього Пруту : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.07 Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія. Чернівці : Рута. 2012. 20 с.

17. Кравчук Я. С. Геоморфологія Скибових Карпат. Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2005. 232 с.

18. Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2008. 188 с.

19. Левківський С. С. Падун. М. М. Рациональне використання і охорона водних ресурсів / за ред. С. С. Левківського. Київ : Либідь, 2006. 280 с.

20. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.

21. Методи вимірювання параметрів навколишнього середовища / Ю. Масікевич та ін. Чернівці : Зел. Буковина, 2005. 344 с.

22. Молодий ландшафт річки Прут: минуле і сучасність (на теренах Чернівецької області) : монографія / Ю. Ющенко та ін. ; ред. Ю. Ющенко. Чернівці : ФОП Сад. С.С., 2019. 115 с.

23. Національний атлас України. Київ : ДНВП «Картографія», 2007. 440 с.

24. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). Київ : Ніка-Центр, 2001. 274 с.

25. Ободовський О.Г. Регіональний гідролого-екологічний аналіз руслових процесів : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора геогр. наук : спец. 11.00.07 “ Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія ” / Ободовський О.Г. Київ., 2002. 31с.

26. Ободовський О. Г. Дослідження руслового режиму річок України. *Вісник Київ. ун-ту: Географія*. 2001. Вип. 47. С. 45 – 49.

27. Ободовський О. Г. Онищук В. В., Козицький О. М. Деякі методичні аспекти оцінки стоку наносів гірських річок в контексті розроблення комплексу протипаводкових заходів. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2003. Т. 5. С. 25 – 29.

28. Статистичний збірник «Регіони України» У 2-х ч. Ч. 1 / Державний комітет статистики України : стат. зб. / ред. О. Осауленка. Київ, 2006. 512 с.

29. Ющенко Ю. С. Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел. Чернівці : Рута, 2005. 320 с.

30. <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>

31. <https://maps.vlasenko.net/>