

# Гідрологія гірських областей

*protect it*



*preserve it*

*rebuild it*

**Л.В. Костенюк**



Міністерство освіти і науки України  
Чернівецький національний університет  
імені Юрія Федьковича

**Л.В. КОСТЕНЮК**

# **ГІДРОЛОГІЯ ГІРСЬКИХ ОБЛАСТЕЙ**

НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНИЙ ПОСІБНИК



Чернівці

Чернівецький національний університет  
імені Юрія Федьковича

2024

УДК 556:551.432.46(477.8)(075.8)

К 72

**Друкується за ухвалою Вченої ради**  
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича  
(протокол № 12 від 02.09.2024 року)

**Рецензенти :**

*Фесюк В.О.*, д.геогр.н., професор, завідувач кафедри фізичної географії Волинського національного університету імені Лесі Українки;

*Рідуш Б.Т.*, доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри фізичної географії, геоморфології та палеогеографії Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича;

*Смірнова В.Г.*, кандидатка географічних наук, доцентка, провідний гідролог Полтавського обласного центру з гідрометеорології

**Костенюк Л.В.**

К 720 Гідрологія гірських областей : навч.-метод. посібник. Чернівці : Чернівець. нац. ун-т ім. Ю. Федьковича, 2024. 144 с.

ISBN 978-966-423-881-3

У навчально-методичному посібнику розглянуто питання, які стосуються закономірностей та особливостей гідрологічного режиму гірських річок. Подано коротку характеристику фізико-географічних умов гірських територій України, їх річкових басейнів. Висвітлено особливості джерел живлення річок гірських регіонів і закономірності формування водного балансу гірських водозборів. Для студентів географічних факультетів, зокрема спеціальності 103 «Науки про Землю».

УДК 556:551.432.46(477.8)(075.8)

ISBN 978-966-423-881-3

© Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, 2024

© Л.В. Костенюк, 2024

© Л.В. Костенюк, обкладинка, 2024

# ЗМІСТ

ВСТУП. ....	5
-------------	---

## ЧАСТИНА ПЕРША. ТЕОРЕТИЧНІ ВІДОМОСТІ

<b>ТЕМА 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІРСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ. ....</b>	<b>8</b>
1.1. Особливості природних умов гірських місцевостей. ....	8
1.2. Кліматичні особливості гірських територій України. ....	9
1.2.1. Загальна характеристика клімату Українських Карпат. ....	9
1.2.2. Загальна характеристика клімату гірського Криму. ....	16
1.3. Специфіка геолого-геоморфологічних умов гірських територій. ....	21
1.3.1. Геологія та рельєф Українських Карпат. ....	21
1.3.2. Рельєф та геологічна будова Криму. ....	25
1.4. Залісненість як фактор впливу на гідрологічний режим гірських річок. ....	27
1.4.1. Особливості рослинного покриву Українських Карпат. ....	30
1.4.2. Особливості рослинного покриву гірського Криму. ....	34
1.5. Льодовий покрив гірських місцевостей та його вплив на водність гірських рік. ....	35

<b>ТЕМА 2. ГІДРОГРАФІЯ І ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГІРСЬКИХ РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ. ....</b>	<b>41</b>
2.1. Особливості гідрологічної мережі гірських територій. ....	41
2.2. Гідрографія Українських Карпат. ....	43
2.3. Річкові басейни Українських Карпат. ....	46
2.4. Гідрографія гірського Криму. ....	54



<b>ТЕМА 3. ОСОБЛИВОСТІ ДЖЕРЕЛ ЖИВЛЕННЯ РІЧОК ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ.....</b>	<b>60</b>
3.1. Розподіл опадів за висотою місцевості.....	60
3.2. Характер снігового та льодового покриву на гірських територіях, їх роль у живленні річок. ....	62
3.3. Льодовикове живлення річок.....	65
3.4. Роль підземних вод у живленні гірських рік. ....	70
<b>ТЕМА 4. ВОДНИЙ РЕЖИМ І УМОВИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧОК ГІРСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ.....</b>	<b>77</b>
4.1. Характер водного режиму й умови формування стоку гірських річок.....	77
4.2. Типи внутрірічного розподілу стоку.....	79
4.3. Формування і режим водопілля гірських річок.....	82
4.4. Характер середньорічного стоку гірських річок.....	85
4.5. Особливості формування та проходження максимальних витрат води на гірських річках.....	88
4.6. Особливості формування та проходження мінімальних витрат води на гірських річках.....	90
<b>ТЕМА 5. ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ ВОДНОГО БАЛАНСУ ГІРСЬКИХ ВОДОЗБОРІВ .....</b>	<b>93</b>
5.1. Особливості вологообміну й закономірності формування водного балансу в горах.....	93
5.2. Рівняння водного балансу для гірських водозборів. ....	101
5.3. Вплив лісу на формування елементів водного балансу.....	104
<b>ЧАСТИНА ДРУГА. ПРАКТИКУМ</b>	
ПРАКТИЧНА РОБОТА №1.....	108
ПРАКТИЧНА РОБОТА №2.....	112
ПРАКТИЧНА РОБОТА №3.....	125
ПРАКТИЧНА РОБОТА №4.....	129
ПРАКТИЧНА РОБОТА №5.....	132
<b>СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ. ....</b>	<b>136</b>

## ВСТУП



Навчально-методичний посібник «Гідрологія гірських областей» розроблений для студентів географічного факультету спеціальності 103 «Науки про Землю» Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича.

Одним з основних завдань сучасних гідрологічних досліджень гірських територій та виявлення певних закономірностей у гідрологічному режимі гірських річок – вивчення локальних аспектів генезису кліматичних та гідрологічних умов в горах, стосовно окремих форм рельєфу, та їх поєднання з обов'язковою кількісною оцінкою ролі окремих факторів.

Взаємодія повітряних потоків із гірським ландшафтом має складний характер. Вплив рельєфу на рух атмосфери визначається як термічними, так і динамічними факторами й веде до трансформації повітряних потоків. Проте і самі гори під дією вітру, сонячної радіації та опадів піддаються механічному і термічному руйнуванню, що відбивається на тепловому й водному балансах окремих елементів рельєфу. В результаті формується особливий *гірський клімат*, а річки – саме продуктом клімату. Вивчення фізичного механізму взаємодії атмосфери і гірського ландшафту та окремими його формами – одне з важливих завдань сучасної науки.

Розвиток наукових досліджень в гірських районах стримується відсутністю необхідної гідрометеорологічної інформації. Мережа станцій спостережень в горах (особливо у високогірній частині) на даному етапі всевидь недостатня і кількість наукових досліджень щодо гідрометеорологічного режиму гірських районів у цілому і Українських Карпат зокрема, в яких висвітлюються фізичні аспекти формування



водних ресурсів у цьому регіоні, досить обмежена. Ще менше сучасних монографій та статей із цього питання. Гірські райони відіграють важливу роль у повноцінному розвитку економіки України, хоча їх освоєння розпочалось порівняно недавно.

Перспектива освоєння гірських територій передбачає необхідність детального дослідження, врахування їх кліматичних і водних ресурсів. Значна мінливість кліматичних умов та гідрологічних характеристик рік у горах потребує збільшення відповідних пунктів спостережень у цих районах. На даний час станції зазвичай розміщуються поблизу населених пунктів, тому певна частина гірських територій недостатньо висвітлена в гідрометеорологічному відношенні. Така ситуація ускладнена також тим, що отримання гідрологічних показників та характеристик в горах розрахунковим шляхом проблематичне через велике різноманіття природних умов і діючих факторів.

У зв'язку з недостатністю даних спостережень в гірських районах і особливостями підстилаючої поверхні досить непрості розрахунки складових теплового і водного балансу.

Важливість оцінки компонент теплового і водного балансу в горах не слід недооцінювати, з ними безпосередньо пов'язані такі процеси, як формування клімату, температурний режим і режим зволоження, встановлення і сходження снігового покриву (снігових лавин) та умови живлення річок. Зауважимо також, що екстраполювати гідрологічні характеристики в часі і просторі в горах можна тільки, знаючи закони їх розподілу стосовно окремих форм рельєфу. При цьому потрібно враховувати як вертикальну зональність, так і характер рослинності. Наявність лісів суттєво впливає на гідрометеорологічні показники гірської території. Станції спостережень розташовані переважно на безлісних ділянках, тому переносити їх дані на залісені ділянки недоцільно.



ЧАСТИНА 1

# ТЕОРЕТИЧНІ ВІДОМОСТІ





## ТЕМА 1

# ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІРСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ

### 1.1. Особливості природних умов гірських місцевостей

Гірські споруди, як елемент ландшафту, належать до основних структур континентів, в межах яких спостерігається підвищена ендегенна активність, що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів. По суті гірська територія є додатною формою рельєфу, яка характеризується різким підняттям відносно вирівняної поверхні, що її оточує, з чітко вираженими підніжжям, схилами та вершинами. За висотою гірський рельєф поділяється на *низько-* (до 1000 м), *середньо-* (3000-6000 м) і *високогірний* (> 3000 м).

Одна з головних особливостей гірських місцевостей – їх висотна поясність, завдяки чому в межах гірської структури на різних висотах формуються різні умови кліматичного і гідрологічного режимів, характер підстилаючої поверхні та рослинний покрив. Зі зростанням висоти насамперед змінюється температурний режим і режим зволоження, що в свою чергу впливають на формування опадів.

Відповідно, різні висотні зони в горах мають специфічні особливості клімату, що відображається також на рослинності цих зон, які теж мають більш-менш чітку вертикальну зональність. Кожному поясу, що виділяється за ботанічними ознаками, відповідає певний тип клімату. В різних гірських системах кількість висотних поясів неоднакова, що зумовлено



рядом причин.

Це насамперед залежить від висоти гір, чим вони вищі тим більше в них поясів. Важливе також місце розташування гірських систем: на півдні гори, якщо вони досить високі, мають багато поясів (*гори Середньої Азії налічують 5 поясів*), північні гори ж мають зазвичай 2-3 пояси. В межах однієї гірської системи висотне положення поясів змінюється залежно від експозиції схилів: для південних схилів гір, що зазвичай більше нагріваються, висотні пояси будуть розміщуватись вище в порівнянні з холодними північними схилами. Те саме спостерігається й для нижньої межі залягання снігового покриву, на південних схилах вона розміщена вище порівняно з північними.

## 1.2. Кліматичні особливості гірських територій України

### 1.2.1. Загальна характеристика клімату Українських Карпат

Клімат Карпат формується під впливом радіаційних умов, атмосферної циркуляції і гірського характеру підстилаючої поверхні. *Радіаційний режим* є основним кліматотвірним чинником, який визначає основні закономірності внутрішньорічного і просторового розподілу термічних умов на земній поверхні.

Більш повне уявлення про радіаційний режим дає радіаційний баланс. На жаль, існуючі в даний час інструментальні актинометричні дані дозволяють охарактеризувати в загальних рисах окремі складові цього балансу лише для рівнин, що прилягають до Карпат. В річному ході сумарної радіації її максимальні суми припадають на червень-липень, мінімальні – на грудень.

В сумарній сонячній радіації велику питому вагу займає розсіяна радіація. В Закарпатській низовині сумарна радіація в цілому для року складається на 50% із розсіяної і на 50% із прямої. В районах північно-східного Передкарпаття розсіяна



радіація переважає над прямою. В зимові місяці (XI–II), коли хмарність збільшується, розсіяна радіація зростає і становить від 70 до 85% по відношенню до сумарної кількості сонячної радіації.

*Циркуляційні фактори клімату.* Загальні умови атмосферної циркуляції над Карпатами визначаються пануючим західним переносом у середній тропосфері і положенням території відносно азорського, ісландського і сибірського центрів дії атмосфери, які сприяють також західним повітряним течіям у нижній тропосфері.

Взимку область Українських Карпат потрапляє під вплив північної частини смуги високого тиску, пов'язаної з поширенням до заходу відгалуження сибірського антициклону і формуванням місцевої області підвищеного тиску над Карпатами. В цей час тут переважають над земною поверхнею південно-західні і західні потоки повітряних мас. З висотою лінії потоку повертають вправо і у всій тропосфері переважають західні і північно-західні вітри.

Влітку на південну половину Європейської частини континенту заходить із заходу відгалуження азорського антициклону, викликаючи як над земною поверхнею, так і на висотах переважання західних і північно-західних повітряних течій.

У перехідні сезони Карпати знаходяться під змінним впливом східної периферії азорського антициклону і західної периферії східноєвропейських антициклонів. Завдяки цьому весною і восени збільшується повторюваність адвекції з півдня, південного сходу і півночі. Для перехідних сезонів характерний також частий безпосередній вплив антициклонів полярної групи. В середньому для року переважає перенос повітряних мас з боку Атлантичного океану.

*Вплив рельєфу.* В умовах території Карпат рельєфу як кліматотвірному фактору належить перше місце серед інших географічних факторів. Гори впливають на повітряні течії і фронти, зумовлюють розчленування (сегментацію) циклонів, сприяють циклогенезу в низинах Дунаю і в західній частині Чорного моря.

На території Карпат під впливом рельєфу виникають різні типи місцевої циркуляції: фени, гірсько-долинна циркуляція, схилкові вітри. Наявність перевалів, річкових долин та інших різноманітних форм рельєфу в горах змінює напрями вітру і сильно впливає на його швидкість.

Із впливом рельєфу пов'язаний також нерівномірний розподіл сонячної радіації, температури, хмарності, опадів та інших метеорологічних елементів усередині самої гірської країни.

*Температурний режим.* Під впливом радіаційних і циркуляційних процесів та рельєфу на території Українських Карпат формується помірно континентальний клімат з надлишковим і достатнім зволоженням, нежарким літом, м'якою зимою і теплою осінню.

Радіаційні і циркуляційні умови, які відповідають положенню Українських Карпат між  $48^\circ$  і  $50^\circ$  північної широти, вмкликають відносно високі річні температури в передгірних районах і особливо в Закарпатті, захищеному гірськими хребтами від холодних повітряних мас, що надходять з півночі. В Передкарпатті середньорічні температури становлять  $7-8^\circ$ , а в Закарпатті – близько  $9-10^\circ$ .

В гірських районах розподіл температур визначається головно висотою місця над рівнем моря, а також експозицією місцевості і формами рельєфу. На висотах приблизно 1200 м середня річна температура знижується до  $3^\circ$ , а на найбільших висотах гір – до нуля.

Зима характеризується як морозний період (із середніми добовими температурами нижче  $0^\circ$ ). Настання і припинення зими припадає на різний час залежно від географічного і висотного положення району. В Передкарпатті вона починається в кінці листопада, в Закарпатській низовині – в першій декаді грудня; закінчується відповідно в першій декаді березня і в кінці лютого. В горах цей сезон починається раніше (листопад), а закінчується пізніше – на початку квітня.

Зимовий сезон відзначається частим надходженням на територію Карпат теплому атлантичного повітря. Тому протягом





зими тут часто спостерігаються відлиги. Навіть в січні у передгір'ях буває більше половини днів із відлигами. Нерідко вони інтенсивні й тривалі, повністю охоплюють той чи інший зимовий місяць, що приводить до повного сходження снігу і скресання рік або до відсутності льодоставу впродовж всієї зими. Особливо часті та довготривалі відлиги в Закарпатті.

Період весни обмежується датами весняного переходу середньої добової температури через 0 і 15°. В районах Передкарпаття і Закарпатті він охоплює 70–85 днів, починаючись у першій декаді березня і закінчуючись у другій декаді травня. В горах через кожні 100 м висоти початок весни запізнюється на 2 дні, а кінець – на 8 днів.

Для весни характерне посилення адвекції повітряних мас із півдня і півночі, з чим пов'язана нестійкість температурного режиму протягом всього періоду. В березні теплі дощові дні часто змінюються морозними зі снігом. Проте у квітні і травні часом повертаються заморозки.

Літній період (із середньою добовою температурою вище 15°) коливається в широких межах. У горах із підняттям на кожні 100 м літо запізнюється на 8–9 днів і на 5–6 днів раніше закінчується. Тому в поясі низькогір'я тривалість цього періоду становить 1–2,5 місяця, а на висотах 850–900 м він взагалі не фіксується.

У цілому температурний режим літнього сезону в Карпатах визначаються радіаційними умовами, частою адвекцією відносно холодних повітряних мас з боку Атлантики і висотою над рівнем моря.

Осіnnий сезон охоплює три місяці – вересень, жовтень і листопад – у передгір'їх, в горах тривалість цього періоду збільшується, оскільки зі збільшенням висоти на кожні 100 м осінь настає на 5–6 днів раніше, а припиняється на 2–3 дні пізніше. Із настанням осені спостерігаються найбільш часті вторгнення ще теплих повітряних мас із півдня і південного сходу. Тому більша частина осені тепла. В листопаді настає помітне похолодання. Осінні заморозки в середньому приурочені в горах до початку третьої декади вересня, в районах



Передкарпаття і Закарпатської низовини – до початку жовтня.

*Опади.* Атмосферне зволоження гірських і передгірних районів Карпат надмірне. Річні суми опадів залежно від висоти і експозиції місцевості по всій території коливаються від 500 до 1600 мм. У районах Передкарпаття їх випадає за рік 500–800 мм. На території Закарпатської низовини річні суми опадів становлять 600–800 мм, в передгір'ях – від 800 до 1000 мм. У цілому південно-західні схили Карпат зрошені значно більшою мірою, ніж північно-східні.

Збільшення опадів із висотою відбувається стрибкоподібно, тобто зростання їх в міру підняття місцевості то збільшується, то сповільнюється, а інколи змінюється інверсіями<sup>1</sup>.

Причиною інверсій в Карпатах є те, що вони мають гофровану форму у вигляді валів, які послідовно піднімаються з обох боків до осьової частини гірської споруди і розділяються поздовжніми пониженнями (долинами). Істотно позначається на величині пльовіметричного градієнта також поперечне орографічне розчленування гірської країни.

У середньому для висот 300–1400 м приріст річної суми опадів на північно-східних схилах гір на кожні 100 м підняття становить 11 % від кількості їх на висоті 250–300 м. На південно-західних схилах приріст опадів зі збільшенням висоти більш значний, особливо в теплий період, оскільки в цей час тут складаються сприятливіші умови для розвитку орографічної конвекції, ніж на північно-східних схилах.

Більша частина опадів скрізь випадає в теплий період, що особливо характерне для північно-східних схилів, де за цей час суми їх становлять 76% річної норми. На південно-західних схилах за той же час випадає 67% опадів. На території Передкарпаття і в Тисенській низовині разом із Закарпатським

---

<sup>1</sup> **Інверсія** – процес, при якому температура атмосфери замість того, щоб падати, зростає з підняттям над земною поверхнею. Холодне, більш важке повітря знаходиться внизу, тенденції до утворення висхідних потоків повітря немає, турбуленція відсутня.



передгір'ям суми опадів становлять 400–600 мм, в гірській зоні: 600–1200 мм. За холодний період в районах Передкарпаття випадає 150–200 мм, у Закарпатській низовині разом із передгір'ям – 250–300 мм і в гірській зоні – до 400 мм.

Найбільш дощові літні місяці (VI, VII, VIII), упродовж яких в Закарпатті випадає близько 33%, а на північно-східних схилах – до 44% опадів. Максимум опадів припадає переважно на червень.

*Сніговий покрив.* Формування і режим снігового покриву на території Карпат характеризується рядом особливостей унаслідок частих відлиг, які нерідко супроводяться дощами. Тому сніговий покрив може в будь-який час зими зійти повністю не тільки в передгірних, але й в багатьох гірських районах.

Перший сніговий покрив на передгірних рівнинах з'являється в середньому в третій декаді листопада і тільки через місяць (в кінці третьої декади грудня) стає стійким. При цьому в східних районах Передкарпаття порівняно із західними, а також із Закарпатською низовиною він встановлюється на 6–7 днів раніше.

Руйнування снігового покриву починається з третьої декади лютого, і до кінця другої або початку третьої декади березня він сходить. У північно-західних районах і в Закарпатті це відбувається на декілька днів раніше, ніж в східних районах Передкарпаття. В окремі роки стійкий сніговий покрив утворюється вже в другій декаді листопада, а сходить у першій декаді лютого або в другій декаді квітня.

У гірських районах, починаючи з висоти 800 м, перший сніговий покрив з'являється вже в першій декаді листопада, а до кінця цього місяця або в першій декаді грудня набуває стійкого характеру. Початок його руйнування в міру підняття місцевості затягується до третьої декади березня. Однак дати встановлення і руйнування снігового покриву залежать від кількості твердих опадів і умов нагромадження снігу.

Інтенсивне танення снігу в горах починається з квітня, що приводить до повного сходження снігового покриву в межах



висотної зони 600–1000 м в третій декаді цього місяця, а в першій декаді травня – в районах, розташованих вище 1000 м. Як виняток, в деяких місцях на рівнях, які перевищують 1500 м, сніг зберігається в другій декаді травня.

У середньому тривалість стійкого снігового покриву на передгірних рівнинах становить близько двох місяців, а в горах – 3–4 місяці.

Найбільшій потужності сніговий покрив досягає в передгірних районах у третій декаді січня або в першій декаді лютого, в горах – у другій декаді березня. Середня висота його в цей час коливається відповідно від 7–14 см в районах Передкарпаття і Закарпаття до 13–33 см в низькогір'ях. Максимальні висоти снігового покриву в окремі зими в деяких гірських районах перевищують 300 см.

### 1.2.2. Загальна характеристика клімату гірського Криму

*Формування клімату.* Клімат гірської частини Криму, на відміну від Карпат, субсередземноморський. Географічна широта Криму визначає режим його *сонячної радіації*. Крим належить до найбільш сонячних регіонів нашої країни. З річної суми радіації Крим отримує зимою 10%, весною 30%, літом 40%, восени 20%.

Гірські райони отримують більше сонячної радіації за рахунок збільшення прозорості атмосфери з висотою та зниження хмарності.

Найбільшу кількість сонячного тепла Крим отримує літом, особливо у липні. Восени внаслідок різкого зниження висоти сонця, зменшення тривалості дня і посилення циклонічної діяльності, що супроводжується збільшенням хмарності, величина сумарної радіації різко падає.

Хоча весною Крим отримує від сонця в півтора рази більше тепла, ніж восени, весна прохолодніша за осінь. Це пов'язано з





більшими витратами тепла весною на нагрів ґрунту, випаровування ґрунтової вологи та нагрівання охолоджених верхніх шарів води в Азовському та Чорному морях.

З висотою над рівнем моря формується особливий *гірський клімат*, за рахунок зниження атмосферного тиску та зростання прозорості повітря. Саме тому, не зважаючи на зростання сонячної радіації з висотою, радіаційний баланс, температура повітря і амплітуда її добового ходу зменшуються. Водночас, із висотою збільшується кількість атмосферних опадів і швидкість вітру. Саме з цієї причини в горах простежується висотна кліматична пояси́сть, яка в свою чергу зумовлює таку ж пояси́сть в розподіленні інших компонентів ландшафтів, зокрема ґрунтово-рослинного покриву.

Унаслідок того, що Крим оточують Чорне і Азовське моря, тут характерні менш континентальні риси клімату. Це пояснюється насамперед термічним впливом цих морів, які взимку підвищують температуру, пом'якшуючи зиму, а влітку зменшують жару.

*Циркуляційні фактори клімату.* На вологість і теплові властивості атмосфери над гірським Кримом найбільший вплив має адвекція (горизонтальний переніс) тепла і вологи в загальній циркуляції атмосфери. Водночас, важливу роль відіграє і місцева циркуляція у вигляді бризів, гірсько-долинних і схилових вітрів.

У цілому тут переважає західний переніс повітряних мас. Атмосферна циркуляція над Кримом має і свої особливості. В порівнянні з Карпатським регіоном тут менш активні атмосферні процеси, слабша циклонічна діяльність, сильніше функціонують антициклони, особливо в літній сезон. Вони розмивають атмосферні фронти, сприяють формуванню повітряних мас із місцевими властивостями.

*Вплив рельєфу.* Крупні форми рельєфу гірської частини Криму мають значний вплив на клімат цього регіону. Повітряні течії затримуються і відхиляються хребтами, а метеорологічні фронти – деформуються. У вузьких проходах між хребтами змінюється швидкість повітряних течій, виникають місцеві системи циркуляції – гірсько-долинні вітри. Над різними за експозицією



схилами створюються неоднакові умови нагрівання й охолодження, а тому різні режими температури повітря і ґрунту. В зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітрених схилах гір, особливо у більш низьких і вузьких сідловинах та перевалах, утворюються умови збільшення хмарності і опадів. На підвітрених схилах, навпаки, виникають вітри фени з більш високою температурою і низькою вологістю повітря. Над нагрітими схилами гір збільшується конвекція повітря і, відповідно, зростає хмарність.

Отже, на клімат в горах впливає не тільки висота місцевості над рівнем моря, але й висота і напрям хребтів, переважна експозиція схилів і напрям переважаючих вітрів, ширина долин, крутизна схилів та ін.

Наявність повздовжнього відносно берега Головного пасма Кримських гір, із неоднаковою крутизною схилів, має суттєвий вплив як на клімат прилеглих районів, так і на клімат самих гір. При цьому найбільший вплив гряда має у своїй найвищій середній частині.

Тепле повітря, що надходить з півдня, відносно вільно проникає через невисокі Кримські гори. При вторгненні ж холодного арктичного повітря гори відіграють захисну функцію, при цьому не стільки велика роль висоти Кримських гір, скільки їх загальний напрям із заходу на схід, паралельно узбережжю.

*Температурний режим.* У Криму річна зміна температури повітря майже збігається зі змінами притоку сонячної радіації. Середні місячні температури повітря в основному змінюються зі сходу на захід, під впливом гір. Частіше за все найбільш холодним місяцем є січень або лютий.

Найвища середня температура ( $-4^{\circ}$ ) в січні спостерігається високо в горах, а найменш низька (приблизно  $+5^{\circ}$ ) – на південному узбережжі. Найбільш швидко підвищення температури повітря спостерігається при переході від квітня до травня. Найвища середня місячна температура зафіксована в липні,  $23-24^{\circ}$  на узбережжі та  $16^{\circ}$  в горах. У вересні–грудні температура щомісячно знижується на  $4-6^{\circ}$ . В горах вона знижується з висотою, проте не на однакові величини протягом року.



Зима в Кримських горах досить волога, з частим випаданням опадів і малим випаровуванням. Через часті відлиги взимку температура повітря сильно коливається, а сніговий покрив нестійкий і малопотужний.

Весна в Кримських горах протікає швидко, завдяки поширенню сюди відрога Азорського антициклону й притоку південного теплого повітря. Весна в горах – це найбільш сухий і вітряний сезон року.

Погода весною дуже нестійка за рахунок того, що зимовий тип циркуляції атмосфери вже порушений, а літній ще не встановився. Часто спостерігаються повернення холодної погоди з нічними заморозками, особливо в улоговинах і річкових долинах передгір'я.

Літом в горах встановлюється антициклоніальне поле з малими величинами падіння тиску. Завдяки цьому переважає ясна, жарка і маловітряна погода з проявом місцевих циркуляцій: бризів, гірсько-долинних і схилових вітрів. Унаслідок того, що континентальне повітря помірних широт преформується тут в місцеве тропічне, влітку переважає засушлива погода.

Осінь в Кримських горах – найкращий сезон року. Погода тиха, сонячна і помірно тепла. Осінь тепліша за весну на 2–3°, що зумовлено насамперед впливом морів і збереженням антициклону над Кримом. Різка зміна погоди настає, як правило, у другій половині листопада внаслідок зміни літнього типу циркуляції атмосфери на зимовий.

*Опади.* Найбільша кількість опадів випадає в Кримських горах при проходженні метеорологічних фронтів циклонів. Основна маса опадів випадає влітку у вигляді конвективних, зливових дощів. Відповідно, взимку випадає менше опадів, ніж літом. Опади в середньому складають 27,6% від тієї кількості вологи, що формується над територією гір протягом року.

Опади влітку приносять в Крим морські повітряні маси помірних широт і атлантичні циклони. Випадають рясні, інтенсивні, проте короткочасні дощі. Якщо на тривалий час встановлюється тропічне повітря, то розвиваються термічні грози і короткочасні опади. Кількість літніх опадів значно



коливається протягом тривалого періоду часу, в залежності від тривалості поширення відрога Азорського антициклону.

Атмосферні опади теплої періоду року пов'язані з малорухомими холодними фронтами, що переміщуються з північного заходу. При такому напрямку руху повітря південне гірське узбережжя виявляється у «вітровій тіні», що зумовлює літній мінімум опадів в цьому районі. В передгірному Криму, навпаки, формується літній максимум. Тут в теплий період випадає на 15–20% більше опадів, ніж в холодний.

Крім нерівномірного розподілення опадів на північних і південних схилах гір, кількість їх різко коливається з року і рік. При середній величині 340–425 мм їх річна сума змінюється в передгір'ї від 190– 870 мм, а в горах від 430 до 1030 мм.

В Кримських горах в середньому 80–85% річної суми опадів випадає у вигляді дощу. На тверді опади припадає менше 10%, а змішаних 5–8%.

Кількість днів із дощами в горах протягом року становить 150–170. Проте нерідко випадають дуже рясні дощі-зливи, які спричиняють в ярах і на схилах селі, з підняттям рівня води в ущелинах до 2–3 м висоти. Селі можуть виникнути практично на будь-якій річці або балці гірського Криму, проте найчастіше вони трапляються в районі між Алуштою та Судаком.

Неоднаковий розподіл опадів у зимній період по території Криму зумовлює і нерівномірне розміщення снігового покриву. Позаяк зими в Криму порівняно теплі, з частими відлигами, то стійкий сніговий покрив зберігається тільки високо в горах, де тривалість його залягання в середньому триває 70–90 днів, з коливаннями з року в рік від 30 до 150 днів. На передгірних ділянках стійкий сніговий покрив, що зберігається не менше місяця, буває тільки інколи, в багатосніжні зими. Найменш тривалий сніговий покрив на узбережжі до 10–20 днів. Висота снігового покриву коливається на узбережжі від 1 до 10 см, в передгір'ї – від 10 до 20 см, а в горах – від 20 до 40 см. Зрідка, в періоди багатосніжних зим, показники можуть зростати вдвоє.





## 1.3. Специфіка геолого-геоморфологічних умов гірських територій

### 1.3.1. Геологія та рельєф Українських Карпат

*Геологічна будова.* Східні Карпати, до складу яких входить і їх українська частина, являють собою зовнішню зону північного відгалуження Середземноморської альпійської складчастої системи. Вони складені переважно різко дислокованими товщами крейдового та палеогенового флішу. Українські Карпати майже повністю займають північний захід Східних Карпат. На північному сході вони межують із Передкарпатським крайовим прогином, з південного заходу – із Закарпатським внутрішнім прогином.

У складчастій області Українських Карпат більшістю геологів виділяються такі тектонічні зони (з північного сходу на південний захід): Скибова, Кросненська (Сілезька), Дуклянська, Чорногірська, Рахівська, Магурська, Мармароська і Пенінська (Стрімчакова).

Багато зарубіжних та українських дослідників розглядають Скибову, Кросненську, Дуклянську, Чорногірську, Рахівську і Магурську зони як Зовнішні, або флішові Карпати. Територію, що знаходиться на південь від Пенінської зони, зараховують до Внутрішніх Карпат. Власне Пенінська зона, або, як ми її називаємо, зона пенінських стрімчаків, і разом з нею клиноподібний край Мармароської зони, або зона мармароських стрімчаків, є перехідними елементами і розташовані на стику цих двох найбільших карпатських регіонів, що мають різко відмінну історію розвитку. Саме ці дві стрімчаківі зони і складають, за уявленнями багатьох геологів, великий Закарпатський, або (на території Польщі і Чехословаччини) Перипенінський глибинний розлом, що розмежовує Зовнішні та Внутрішні Карпати.

*Етапи розвитку рельєфу та особливості неотектоніки.* Сучасний рельєф Українських Карпат оформився протягом неогенового і плейстоценового часу. Становлення гірського рельєфу відбувалося у верхньоолігоценовий–нижньоміоценовий час. До



цього етапу приурочують головну фазу складкоутворення і підняття флішових Карпат, а також зародження Передкарпатського прогину і Закарпатських западин.

Доказом виникнення області зносу на місці флішової геосинклінали є відсутність міоценових відкладів усередині гір і розвиток їх у передгірних западинах, які заповнювались переважно продуктами руйнування Карпат і частково суміжних областей. Відклади передгірних прогинів корелюються з етапами підняття і розмиву гір.

*Геоморфологічні райони.* Нові схеми геоморфологічного поділу Українських Карпат враховують поздовжню структурно-геоморфологічну зональність гір. В 60-х роках минулого століття відомими геоморфологами Львівського університету (Цись П.І., Геренчук К.І) запропоновано схему геоморфологічного районування Українських Карпат, що починаючи з кінця ХХ – початку ХХІ століття уточнена Я.С. Кравчуком.

Вихідним фактором у цьому районуванні вважається поздовжня структурно-геоморфологічна зональність гір. Кожній крупній тектонічній зоні відповідає геоморфологічна область. Таких областей виділено сім (рис. 1.1).

Геоморфологічне районування Українських Карпат (за Г. Рудько та Я. Кравчуком):

### **I. Область Передкарпатської передгірної височини:**

I.1. Прибескидсько-Передкарпатська денудаційно-аккумулятивна височина з льодовиковими і воднольодовиковими формами.

I.2. Пригоргансько-Передкарпатська денудаційно-аккумулятивна височина.

I.3. Покутсько-Буковинсько-Передкарпатська пластово-денудаційно-аккумулятивна височина.

### **II. Область складчасто-насувного низькогір'я та середньогір'я Скибових Карпат:**

II.1. Бескидське скибово-моноклінальне низькогір'я.

II.2. Горганське скибово-моноклінальне середньо- і низькогір'я.

II.3. Покутсько-Буковинське скибово-антиклінальне низько- і середньогір'я.

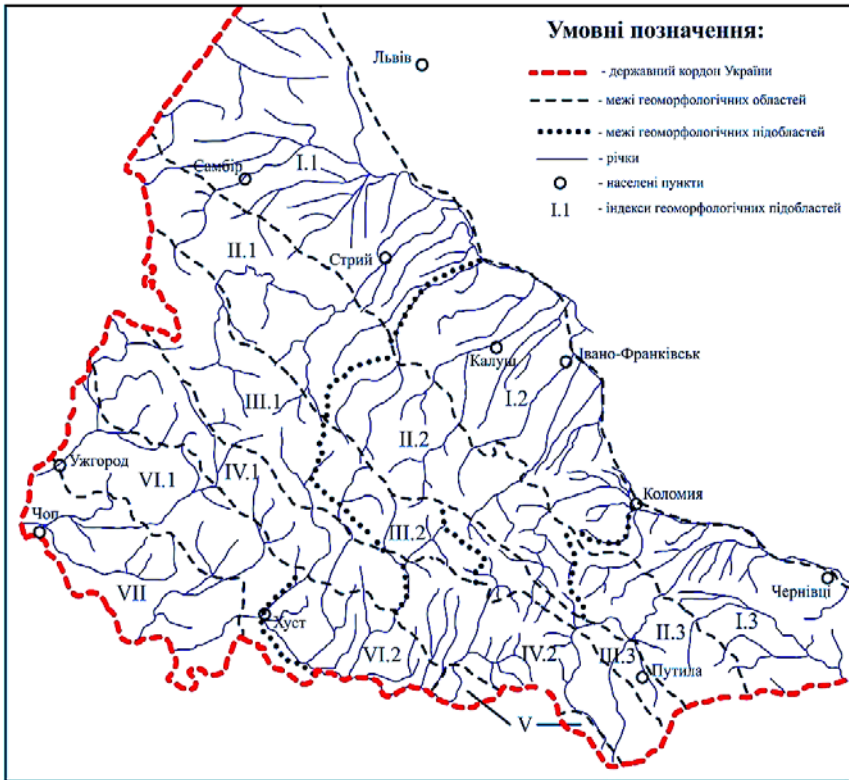


Рис.1.1. Карто-схема геоморфологічного районування Українських Карпат

**III. Область структурно-денудаційного низько- і середньогір'я Вододільно-Верховинських Карпат:**

III.1. Верховинське структурно-денудаційне низькогір'я.

III.2. Антиклінально-брилове середньогір'я Привододільних Горган.

III.3. Ясиня-Ворохта-Путильське ерозійне низькогір'я.



#### **IV. Область брилового середньогір'я Полонинсько-Чорногірських Карпат:**

IV.1. Брилове середньогір'я з залишками поверхні вирівнювання Полонинського хребта.

IV.2. Свидовецько-Чорногірське брилове середньогір'я з давньольодовиковими формами.

#### **V. Область склепінно-брилового середньогір'я Мармароського кристалічного масиву.**

#### **VI. Область денудаційного низькогір'я Вулканічних Карпат:**

VI.1. Вигорлат-Гутинське ерозійне низькогір'я.

VI.2. Верньотисенська улоговина з денудаційно-аккумулятивним і структурно-ерозійним рельєфом.

#### **VII. Область Закарпатської алювіальної рівнини з острівним вулканічним горбогір'ям.**

У межах поздовжніх геоморфологічних областей виділені геоморфологічні райони, що розчленовують їх в поперечному напрямку. Райони мають свої морфологічні особливості і, як правило, відповідають тектонічним структурам меншого порядку.

### **1.3.2. Рельєф та геологічна будова Криму**

Гірський Крим належить до молоді рухомої кайнозойської складчастої зони, або альпійської геосинклінальної області, що простяглася широким поясом через всю Південну Європу та Азію, до якої відносять і Карпати. Проте формування Кримських гір розпочалось ще в мезозойську еру, коли на їх місці складкоутворювальні процеси викликали антиклінальні підняття. Водночас тут спостерігалась інтенсивна діяльність вулканів, проникнення магматичних порід в осадові породи. Пізніше під дією зовнішніх рельєфоутворюючих процесів поверхня підняття була розмита і вирівняна. В період епохи альпійського гороутворення ця суша була роздроблена на крупні блоки і в цілому припіднята. Окремі гірські масиви зазнали висхідних рухів на висоту більше тисячі метрів. У зв'язку із цим тут знову різко



оживились зовнішні рельєфоутворюючі процеси. Переміщення блоків продовжується і в сучасну епоху, проявом чого є періодичні землетруси в гірському Криму.

Кримські гори тягнуться вздовж Південного берегу від Севастополя до Феодосії смугою приблизно 180 км довжини і 50 км ширини. Вони складаються в основному з трьох гірських пасем, розділених поздовжніми пониженнями. Ці пониження утворені вивітрянням і розмивом поверхневими водами піддатливих гірських порід. Найбільш високе Головне (Південне) пасмо простягається від району Балаклави на заході до мису Іллі на сході. Воно піднімається над Південним берегом Криму стрімкими крейдовими урвищами. Південні схили його порівняно пологі. Такий рельєф пасма зумовлений тим, що воно являє собою, як вважає ряд вчених, тільки північну частину більш крупної гірської споруди, північне крило якої по тектонічних розломах опустилось під рівень Чорноморського басейну.

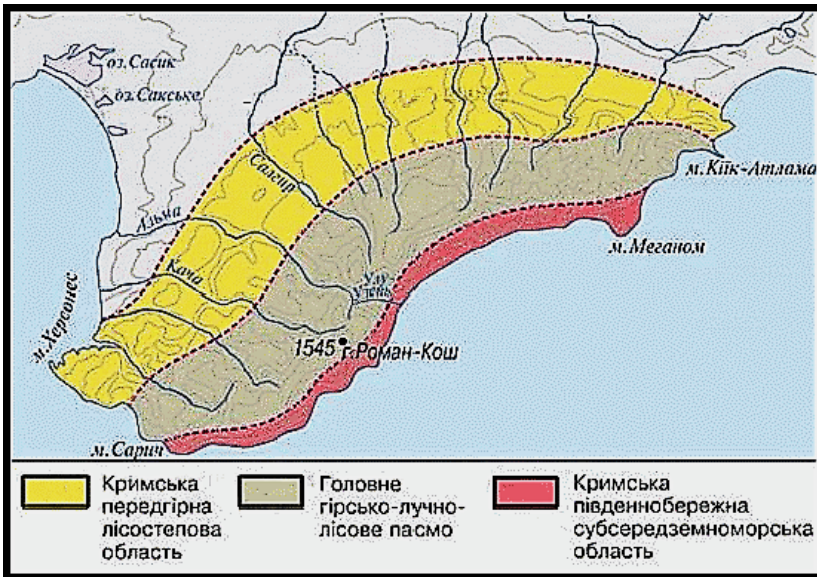


Рис.1.2. Геоморфологічне районування гірського Криму



Із заходу та півночі Головне пасмо обмежене передгір'ям. Воно складається в основному із Внутрішнього та Зовнішнього пасем, а також із нахилених рівнин. Передгір'я має вигляд типових асиметричних куестових<sup>2</sup> пасем.

Визначною особливістю Головного пасма є те, що його найбільш висока частина не має вигляду гребеню. Між його південним крутим і північним пологим схилами розміщені відносно рівні поверхні, які то розширюються, то звужуються, а місцями зовсім перериваються верхів'ями глибоких річкових долин, направлених на взаємно протилежні сторони пасма. Такі пласкі поверхні називають яйлами, що в перекладі з тюркського означає «літнє пасовище».

Така морфологічна форма рельєфу утворюється, коли пласти гірських порід залягають моноклінально. Пологий схил куести збігається з падінням стійких пластів «ерозійної броні», крутий схил – зрізає пласти поперек залягання, утворені шляхом денудації.

Ті їх схили, що збігаються з нахилами пластів твердих гірських порід і простягаються на північний схід і північ, пологі й довгі, а протилежні – круті та короткі. Куести утворюються в місцевостях, де сходяться оголення нахилених шарів стійких і нестійких до денудації порід. Поверхневі води і вивітрювання вичленили в рельєфі куестових пасем похилі рівнини, розділяючи їх пониженнями. Там, де ці пониження перетинають великі річкові долини, сформувались улоговини, які добре освоєні людьми. Передгірні пасма утворені в основному крейдовими породами, а пониження між ними – глинами, мергелями та пісковиками мезо-кайнозою. Шари гірських порід, як і поверхні пасем, нахилені на північний схід і північ. У цілому передгір'я розміщене на південному припіднятому краю Скіфської платформи, що є основою рівнинної частини Криму.

---

<sup>2</sup> **Куеста** (англ. *Cuesta*, нім. *Cuesta*, від ісп. *Cuesta*) – асиметричний гірський хребет у формі витягнутих гряд з несиметричними схилами: один довгий і пологий, розташований на поверхні нашарування порід, інший – крутий, що формується впоперек шаруватості.



## 1.4. Залісненість як фактор впливу на гідрологічний режим гірських річок

Рослинний покрив, як фактор регулювання гідрологічного режиму поверхневих і ґрунтових вод, має неоціненне значення в умовах гірського рельєфу. Значна крутизна схилів, інколи дуже близьке залягання водонепроникних гірських порід створюють надзвичайно сприятливі умови для швидкого стікання води. Процеси ці набирають загрозливого характеру при зливах та бурхливому сніготаненні. У таких випадках на схилах гір, де лісовий покрив з різних причин відсутній, посилюються ерозійні процеси, утворюються селеві потоки, обвали і зсуви перенасиченого вологою ґрунту.

Значні маси стікаючої з великою швидкістю води затоплюють прибережні сільськогосподарські угіддя, розмивають дороги, зносять мости, будівлі. Тому регулювання режиму стоку має важливе народногосподарське значення. По-перше, рівномірна водність гірських потоків і річок протягом року є головною умовою забезпечення потреб народного господарства водними та гідроенергетичними ресурсами. Адже розвиток будь-якої галузі виробництва пов'язаний зі споживанням меншої чи більшої кількості води. Вода – необхідний продукт для побутових потреб. Крім того, гірські річки являють собою невичерпне джерело дешевої гідроелектроенергії. З іншого боку, рівномірний стік з гірських схилів запобігає виникненню повеней, посиленої ерозії ґрунтів та інших стихійних явищ.

Значні зміни у природному режимі поверхневих та ґрунтових вод відбуваються в результаті чимраз зростаючого впливу господарської діяльності людини. Цей вплив може відбиватися на стані водних ресурсів та формуванні гідрологічного режиму позитивно, якщо він спрямовуватиметься на зменшення неефективних витрат води паводкового стоку або непродуктивного випаровування вологи з поверхні ґрунту, і негативно – при надмірному вирубуванні лісів, обробітку ґрунту, який не відповідає природним умовам, поширеному в лісах випасанню худоби тощо.



Багатьма дослідниками доведено, що в природі існує тісний взаємозв'язок між ґрунтовою вологою і продуктивністю біомаси. В регулюванні цих процесів людиною й полягає суть раціонального перетворення водного балансу штучним способом.

Чимало науковців ставить в пряму залежність витрати вологи на сумарне випаровування при поточному прирості 1 м<sup>3</sup> деревини у деревостанах різного породного складу і віку. Це співвідношення називається коефіцієнтом корисної дії сумарного випаровування. Виходячи з такої залежності витрат вологи на сумарне випаровування та поточного приросту деревини, існують дані, що чим вищі витрати вологи на 1 м<sup>3</sup> приросту, тим більш марно витрачають її деревостани. Найнижчий коефіцієнт сумарного випаровування припадає на кульмінаційний період поточного приросту, коли витрати вологи на сумарне випаровування найбільш продуктивні.

Дуже низький коефіцієнт корисної дії сумарного випаровування відмічається для багатьох порід у 140–180-річному віці. У цей час істотно знижується корисний гідрологічний вплив лісу, послаблюється поточний приріст деревини, що призводить до непродуктивного кругообігу вологи. Цей період називається гідрологічною стиглістю деревостанів, коли слід проводити головну рубку. Вік гідрологічної стиглості змінюється залежно від типу лісу та бонітету насадження.

Зрозуміло, що вирішення питання про проведення головної рубки в гірських умовах не може диктуватися лише зниженням інтенсивності поточного приросту насадження. Тут насамперед враховується захисна цінність деревостану. Особливої охорони вимагають деревостани на крутосхилах, кам'янистих ґрунтах, приполонинні ліси. У таких випадках можна до деякої міри ігнорувати цінність такого деревостану з точки зору одержання деревної маси, а в зв'язку із цим і непродуктивні витрати вологи на сумарне випаровування заради збереження захисних функцій лісу.

Фактори антропогенного вливу на водний режим гірських річок, зокрема на формування сумарного стоку, можна розділити на дві групи: гідротехнічні та ґрунтово-меліоративні, а в гірських умовах з переважанням лісового покриву головна



роль належить лісівничим заходам. Гідротехнічні заходи розповсюджуються тільки на русловий стік, тобто на стік після концентрації його в гідрографічній сітці. На відміну від гідротехнічних, ґрунтово-меліоративні та лісівничі заходи впливають на водний баланс та характер формування стоку в початковій стадії свого розвитку, тобто до потрапляння води у гідрографічну мережу.

Зі сказаного вище можна зробити висновок, що на безлісих схилах гір регулювання інтенсивності стоку можна досягти шляхом швидкого їх заліснення, а руйнівний вплив води в руслах водотоків припинити шляхом будівництва гідротехнічних споруд. Одночасне застосування обох методів, як відомо з практики багатьох гірських районів, дає позитивні результати. Але при наданні переваги тому чи іншому методу треба враховувати, насамперед, фізико-географічні особливості району і, зокрема, закладені тут потенціальні можливості для росту і розвитку лісів.

### **1.4.1. Особливості рослинного покриву Українських Карпат**

Як відомо, кліматично-ґрунтові умови Українських Карпат сприятливі для росту й розвитку лісових біоценозів. Помірно теплий та пологий клімат із переважанням буроземного типу ґрунтоутворення зумовлюють поширення лісових угруповань, відносно багатих як за видовим складом деревних порід, так і за їх продуктивністю. Отже, продуктивність деревостанів та їх водорегулюючі властивості знаходяться у тісному взаємозв'язку. Чим вища загальна продуктивність деревостану, тим інтенсивніше проходять процеси кругообігу поживних речовин і вологи, а в зв'язку з цим зменшується непродуктивне витрачання останньої. Зрозуміло, досягнення високого водорегулюючого ефекту можливе лише тоді, коли тип лісових насаджень найбільше відповідає типу умов місцезростання.

Зміни кліматичних умов, ґрунтового покриву і типів рослинності в розрізі вертикальної поясності спричинили також



відповідну диференціацію захисних функцій лісового покриву Карпат. Зрозуміло, що й оцінка водорегулюючих, водоохоронних та ґрунтозахисних властивостей гірських лісів неможлива без врахування відповідних тому чи іншому висотно-екологічному поясу специфічних і властивих йому природних умов.

Проявлення лісовою рослинністю захисних функцій також підпорядковане закономірностям вертикальної поясності, відповідно до якої в Українських Карпатах виділяють такі рослинні угруповання:

**1. Високогірний пояс альпійської і субальпійської рослинності та приполонинних охоронних лісів.** За важливістю захисного значення рослинного покриву Карпат на перший план виступає зона високогір'я, яка представлена альпійським та субальпійським поясами і неширокою смугою приполонинних охоронних лісів. Приполонинні ліси входять до складу верхнього лісового поясу і являють собою лісорослинні угруповання, які завершують вертикальне поширення лісу в горах.

**2. Кам'янисті розсипи** в межах Українських Карпат найбільш поширені на гірському хребті Горган. Вони займають тут не тільки вершини та верхні частини схилів, а й вклинюються глибоко в лісовий пояс. Кам'янисті розсипи зустрічаються й на інших гірських масивах, але поширення їх там значно обмежене.

Рослинний покрив на схилах, складених розсипами, майже повністю відсутній і являє собою первинні стадії поселення лишайників, мохів і верескових чагарників, трапляються зарості невибагливої до клімату та ґрунтової родючості гірської сосни.

**3. Субальпійські луки-полонини** поширені майже на всіх хребтах Українських Карпат. Полонини в основному є елементом природного високогірного ландшафту Карпат, проте частково вони виникли в результаті господарської діяльності людини. Розширення полонин, яке здійснювалось за рахунок лісових площ, призвело до штучного зниження верхньої межі лісу. Високогірні луки-полонини, які з давніх-давен використовувалися під пасовища, слід розцінювати як істотно змінений господарською діяльністю людини елемент природного ландшафту Карпат. В результаті тривалого використання полонин під пасовища погіршилися водно-фізичні властивості ґрунтів цих територій.



Рослинність полонин представлена також вересковими чагарничками: чорницею, брусницею та лохиною. Вони відзначаються дещо вищими захисними властивостями порівняно з чистими трав'янистими типами. Рослинний покрив полонин не має важливого захисного значення, але, порівняно з відкритими кам'янистими розсипами, тут створюються сприятливі умови для затримання вологи атмосферних опадів, особливо в тих місцях, де в травостої з'являються верескові чагарнички.

**4. Пояс криволісся** в Українських Карпатах на багатьох гірських хребтах завершує поширення деревної та чагарникової рослинності у вертикальному напрямі. Вище поясу ялинових лісів він утворений гірською сосною, зеленою вільхою і ялівцем сибірським.

Отже, криволісся як окремий висотно-екологічний пояс найбільш чітко виражене в зоні ялинових лісів. Воно представлене суцільними густими заростями або окремими групами гірської сосни, які перериваються пустирними луками, кам'янистими розсипами, а нерідко і ялиновим рідколіссям.

Здатність поширених у високогір'ї чагарникових і деревних порід своїми надземними вегетативними органами густо вкривати ґрунтовий покрив має важливе кліматотворне значення. Ця особливість рослинного покриву зменшує коливання температур, оскільки інтенсивне нагрівання ґрунту та випромінювання тепла у повітряний простір утруднюється наявністю густого намету деревної та чагарникової рослинності.

Але основне захисне значення криволісся полягає в тому, що воно виконує неоціненні ґрунтозахисні, водорегулюючі та водоохоронні функції. Гірська сосна, поселяючись на голих кам'янистих розсипах, докорінно змінює едафічні умови. Завдяки її кліматополіпшуючій та ґрунтотвірній ролі тут створюються сприятливі умови для поселення і росту ялини, кедра європейського і зеленої вільхи, які здатні витіснити гірську сосну після того, як вона завершить свої ґрунтотвірні функції.

**5. Високогірні рідколісся та приполонинні охоронні ліси.** Однією з природних форм переходу лісових угруповань у субальпійські типи рослинності – криволісся або субальпійські луки-полонини в Карпатах – є ялинові та букові рідколісся. Поширення





рідколісся ряд дослідників пов'язують з верхньою межею лісу. Приполонинні ліси не мають високої продуктивності, хоч їх деревостани повністю зімкнені. Основна цінність цих лісів у суворих умовах карпатського високогір'я в тому, що вони мають неоціненне водоохоронне, водорегулююче, ґрунтозахисне та кліматоутворююче значення. Тому головним напрямком ведення лісового господарства в приполонинних охоронних лісах є заходи, спрямовані на охорону і відтворення цих лісів, особливо там, де з різних причин вони відсутні.

Приполонинні охоронні ліси та смуга рідколісся представлені в Українських Карпатах хвойним та листяним типами. Найбільш поширеним природним типом верхньої межі лісу в Карпатах є хвойний, утворений переважно ялиною.

Отже, приполонинні ліси, високогірні рідколісся та, в окремих випадках, рідколісся в комплексі із заростями криволісся є могутніми приймачами вологи. Переводячи поверхневий стік у глибинний, вони відіграють роль розподільвача та регулятора стоку.

Розглядаючи в загальних рисах гідрологічний вплив рослинного покриву Карпат, треба відмітити, що в зв'язку з неоднорідністю рослинних угруповань, їх продуктивності, а також породного складу, відповідно змінюються і їх водорегулюючі функції. Це стосується, передусім, тієї частини Українських Карпат, де водозбірні площі охоплюють значний висотний діапазон із добре сформованими вертикальними лісорослинними поясами. Тут досить чітко представлені: субальпійський пояс полонин, криволісся гірської сосни, зеленої вільхи, ялівцю сибірського, перехідна до лісового поясу смуга ялинового рідколісся, верхній лісовий ялиновий та нижній буково-ялицево-ялиновий пояси. Але загальною особливістю лісового покриву як водорегулюючого фактора є те, що, являючи собою складний біоценоз живих організмів, вони одночасно виступають посередником між атмосферними опадами і ґрунтом. Ця особливість створювати відповідний контакт між атмосферою і ґрунтом, а відтак – між надходженням атмосферних опадів і стоком являє собою суть водорегулюючого впливу лісу.



### **1.4.2. Особливості рослинного покриву гірського Криму**

В характері розміщення рослинного покриву гірського Криму теж чітко виражена висотна поясність. На північному макросхилі виділяють три пояси рослинності: передгірний лісостеп, дубові ліси, букові та буково-грабові ліси. Крім того, спільний для поясів рослинності північного та південного макросхилів пояс гірських степів та лук. На південному схилі Головної гряди виділяють також три пояси: приморських ксерофітних ялівцево-дубових лісів та чагарників, лісів сосни кримської та пояс лісів із буку й сосни звичайної.

З перелічених типів рослинних угруповань найвищими ґрунтозахисними та водорегулюючими властивостями відзначаються дубові та букові ліси північного макросхилу, а також ялівцево-дубові ліси південного макросхилу. Забезпечуючи високі темпи кругообігу поживних речовин і вологи, вони відіграють важливу водорегулюючу роль. Посилене споживання ними вологи при асиміляційних процесах сприяє інтенсифікації малого кругообігу вологи, що надає цим лісам кліматоутворююче значення. Зростаючи на гірських схилах, вони охороняють ґрунтовий покрив від змиву та ерозійних явищ.

Ліси, віднесені до цієї категорії, є основним джерелом лісогосподарського виробництва, яке повинно спрямовуватись тут на максимальне підвищення продуктивності та захисних функцій лісу.

### **1.5. Льодовий покрив гірських місцевостей та його вплив на водність гірських рік**

Одним із джерел живлення гірських рік є льодовики, що можуть значно поповнювати їх водні запаси. Льодовикове живлення збільшує загальний стік річок і одночасно впливає на його розподіл в часі протягом року, а також за тривалий період.



*Формування льодовиків.* Льодовики формуються на територіях, де кількість тепла в теплий період року недостатня для танення всієї товщі сезонного снігу. Нижньою межею таких областей є кліматична снігова лінія, що відповідає рівню, де річний приріст твердих опадів дорівнює їх річній витраті.

Висота снігової лінії знижується від екватора до полюсів, проте відрізняється для північної та південної півкулі, а в межах однієї гірської країни вона неоднакова для різних гірських хребтів. На периферійних перезволожених схилах гір вона простягається нижче, ніж у внутрішніх, менш зволожених районах.

Осередками формування льодовиків в горах є пласкі вершини і увігнуті форми рельєфу: цирки, вузькі долини, кари. В таких місцях накопичується велика кількість снігу, що сприяє зародженню льодовика.

Накопичення снігу в місцях формування льодовиків проходить як в результаті його випадання на місці, так і внаслідок інтенсивного вітрового переносу із сусідніх схилів і вершин, а також в результаті снігових обвалів і лавин.

Подальше нашарування нового снігу веде до його стиснення та ущільнення. Зернистий сніг перетворюється у фірн – більш монолітну сіру масу, щільність якої поступово зростає до 0,6-0,8. В ущільненні та фінеїзації беруть участь талі води, які, просочуючись у товщі снігу, знову там замерзають, цементуючи окремі частинки.

Наступне ущільнення фірну веде до зникнення крупних пустот і утворення фірнового льоду, в якому повітря знаходиться тільки у вигляді невеликих бульбашок. Щільність зростає до 0,8-0,9. Поступово фірновий лід переходить в більш монолітну кристалічну масу, або глетчерний лід зі щільністю 0,9-0,92.

*Будова і типи льодовиків.* Льодовик складається з двох головних частин: фірнового басейну та льодовикового язика (рис.1.3). Їх розділяє перехідна зона, в середній частині якої знаходиться фірнова межа. Ця межа, або фірнова лінія, лежить нижче снігової лінії на рівні нульового балансу твердих опадів на льодовику.

У фірновій області поверхня протягом року покрита снігом, який донизу переходить у фірн і лід. Льодовиковий язик повністю складається з глетчерного льоду.



Рис.1.3. Будова льодовика в розрізі

Відношення площі фірнового басейну  $f$  до площі язика  $F$  називають льодовиковим коефіцієнтом  $k=f/F$ . В Альпах це відношення складає  $\sim 3$ . Для кавказьких льодовиків воно коливається в межах  $0,8-3,0$ .

Потужність льодовиків коливається в широких межах. В Середній Азії вона складає  $50-250$  м. Довжина найбільшого в Середній Азії льодовика Федченко приулизно  $80$  м, а площа –  $400$  км<sup>2</sup>. Висотні відмітки початку і кінця цього льодовика становлять  $5330$  і  $2900$  м, середній похил –  $0,032$ .

Усі льодовики поділяють за морфологічними ознаками на дві великі групи: *покровні* і *гірські*. Серед гірських льодовиків розрізняють такі головні типи: *долинні*, *карові*, *висячі* і *льодовики пласких вершин*. Долинні льодовики починаються в цирках і спускається вниз по долині, покриваючи все її дно. Карові льодовики мають округлу форму й утворюються в карах – заглибленнях у привершинній частині гір. Коли каровий льодовик переповерне заглибину і починає звисати над крутим схилом, він набуває характер висячого льодовика. Льодовики пласких вершин є найбільш високо розташованими льодовиками.



*Рух льодовиків.* Лід є пластичною масою і при русі повторює згини бортів і ложа долини. Рух долинного льодовика нагадує річну течію: середня його частина рухається швидше, ніж бокові, і верхні шари теж рухаються швидше за нижні. Загальна швидкість руху льодовикового язика зростає відповідно до збільшення маси льоду, однак у нижній частині внаслідок танення льодовика і зменшення його маси швидкість поступово зменшується до нуля.

Швидкість руху льодовиків змінюється протягом року, максимальна швидкість спостерігається в червні – липні, а мінімальна в жовтні.

В цілому середня швидкість руху льодовиків зростає зі збільшенням опадів на ділянці їх формування і живлення. Для великих льодовиків вона досягає десятків сантиметрів за добу, а для дрібних не перевищує і кількох сантиметрів.

Рух льодовиків можна розглядати як ламінарний рух в'язкого тіла. При русі льодовик виносить велику кількість твердого матеріалу, від ґрунтів до уламків порід. Цей матеріал накопичується на поверхні і в товщі льоду та відкладається у вигляді *морен*. Виділяють бокові морени – пасма уламкового матеріалу, що відкладається по боках льодовика, і кінцеві морени – поперечні вали, що формуються нижче льодовикового язика.

*Вплив льодовиків на річковий режим.* Танення льодовиків найбільш інтенсивно проходить в липні – серпні, тобто після того, як сходить весь сезонний сніг. Саме в цей час льодовикове живлення річок значно зростає. У винятково теплі літньо-осінні сезони льодовики живлять річки, починаючи з червня до кінця вересня. У зв'язку із цим, водопілля на льодовикових річках завжди більш тривале, ніж на річках зі сніговим живленням, воно закінчується тільки в жовтні, а інколи затягується й до листопада. Такий рівномірний режим стоку льодовикових рік упродовж теплої періоду року сприятливий для гідроенергетики та зрошувального землеробства. Літня межень на таких річках практично не зустрічається.

Льодовики регулюють стік також за багаторічний період



часу. В роки з малою кількістю зимових опадів недостача води влітку частково компенсується за рахунок танення багаторічних запасів льоду і фірну. В періоди достатнього накопичення снігу в горах він тане довше й акумулюється, поповнюючи запаси на наступні роки.

Льодовики можуть бути також причиною негативних явищ. У зв'язку із глобальним потеплінням, що призвело до деградації багатьох гірських льодовиків, біля їх нижніх кінців утворилися кілька рядів кінцевих морен, що стали перепоною для стоку талої води. При поступовому переповненню цих природних загат вони прориваються, й долини річок заповнюються селевими потоками, що рухаються з руйнівною швидкістю.



## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ ТА ЗАВДАННЯ

1. Назвіть головну особливість гірських місцевостей.
2. Що є основним кліматотвірним чинником, який визначає основні закономірності внутрішньорічного і просторового розподілу термічних умов на земній поверхні?
3. Чим визначаються загальні умови атмосферної циркуляції над Карпатами?
4. Охарактеризуйте рослинні угруповання Українських Карпат.
5. Опишіть етапи розвитку рельєфу та особливості неотектоніки Українських Карпат.

## ТЕСТ

**1. Льодовики за морфологічними ознаками поділяють на ...**

- а) покривні і гірські; в) висячі і льодовики пласких вершин;  
б) долинні, карові; г) гірські і рівнинні.

**2. Скільки рослинних угруповань виділяють в Українських Карпатах?**

- а) 3; в) 5;  
б) 4; г) 6.

**3. Гірські морени бувають таких типів:**

- а) серединні і улоговинні; в) серединні і бокові;  
б) бокові і кінцеві; г) початкові і кінцеві.





**4. Геоморфологічне районування Українських Карпат включає... областей.**

а) 7;

в) 5;

б) 6;

г) 4.

**5. Клімат гірської частини Криму є...**

а) арктичним;

в середземноморським;

б) помірним;

г)

субсередземноморським.

## **ТЕМА 2**

### **ГІДРОГРАФІЯ І ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГІРСЬКИХ РІЧКОВИХ БАСЕЙНІВ**

#### **2.1. Особливості гідрологічної мережі гірських територій**

Для гірських територій найбільш характерна висока густота річкової мережі, за умови достатнього зволоження території. Практично всі великі річкові системи світу зароджуються в горах і у верхів'ях мають розвинену гідрологічну мережу.

Для всіх гірських річок головними особливостями є великий похил, скельне або вистелене крупним алювієм ложе і вузькі V-подібні долини з крутими схилами. У міру наростання площі басейну ширина гірських долин збільшується. В улоговинних розширеннях долини річок U-подібні, а в передгір'ї – ящикоподібні. Для гірських регіонів характерні й більш рідкісні типи долин: тіщини та каньйони (рис.2.1).

*Тіщина* – звужена форма долини, при якій ширина між бровками біля днища та у верхів'ях майже не збільшується. Схили круті та прямовисні, практично не задерновані.

*Каньйон* – від тіщини вирізняється більшою шириною днища, але схили залишаються прямовисними і крутими. В межах днища каньйонів русла річок можуть бути звивистими та формувати заплаву.

*V-подібна долина* – найпоширеніший тип для гірських річок незалежно від їх розміру. Ширина долини поступово збільшується від днища до бровок, схили більш виположені, задерновані, у розрізі нагадують літеру V, від цього й походить їх назва.


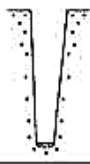

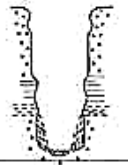

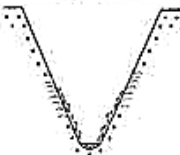

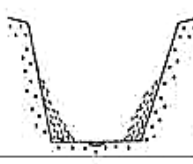

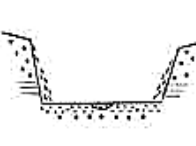
Тіщина (ущелина)		
Каньйон		
V-подібна		
U-подібна (параболічна)		
Ящикоподібна (коритоподібна заплавна)		

Рис. 2.1. Типи гірських долин

*U-подібна долина* – характеризується відносно широким виробленим днищем, наявністю заплави та зрідка навіть збереженими терасами. Частіше притаманна річкам в улоговинних розширеннях між гірськими хребтами.

*Ящикоподібна долина* – найчастіше зустрічається у передгір'ях та внутрішніх протяжних низинах. Ширина днища практично відповідає ширині між бровками. Днище складене алювіальними і делювіальними відкладами. В таких долинах можна зафіксувати, окрім заплави, кількох терасових рівнів.



## 2.2. Гідрографія Українських Карпат

Гідрографічна сітка Карпат сформувалася в результаті тривалої і складної взаємодії факторів клімату та підстилаючої поверхні, а також діяльності людини.

Основні риси річкової мережі були закладені ще в третинний період. Нерівномірний рух земної кори в третинний і четвертинний час зумовив чергування періоду врізування річок із періодами денудаційних процесів переносу і відкладання ґрунту. Це зумовило утворення глибоких розчленованих і терасованих долин, та сприяло неоднорідності будови річок по довжині.

Підняття Карпат у неогені зумовило також, відступання моря в південно-східному напрямку, куди й спрямували свої води Дністер, Прут і Серет. Формування річкової мережі Закарпаття, яке відбулося приблизно в той самий час, з більш інтенсивною ерозійною діяльністю, спричинило зміну положення головного вододілу й переміщення його від Внутрішніх до Центральних Карпат. Цей вододіл розділяє два орографічні схили (гідрографічні райони): північно-східний і південно-західний. Виділяють також два передгірні райони: Передкарпаття і Закарпатську низовину. Окремі гідрографічні одиниці становлять ріки, які перетинають гірський і передгірний райони (Тиса, Дністер, Прут).

Падіння гірських річок у верхів'ях (на висоті 700–1300 м над рівнем моря) досягає 100 м/км при глибині врізу долин 700 м і більше, а при виході з гір ці цифри знижуються відповідно до 10–20 м/км і 150 м. Для річок, які перетинають Карпати, характерна своєрідна форма долин – чергування ущелистих ділянок при перетині хребтів з улоговинними розширеннями між ними (Чорна Тиса, Теремля, Прут та інші). Рікам, які течуть вздовж хребтів, властива більш стійка U-подібна форма. Днища долин вузькі, вкриті уламковим матеріалом, а заплави і тераси зустрічаються фрагментами і більш розвинуті у великих рік при виході з гір. Русла добре



виражені також тільки у великих рік і мають багато порожистих ділянок. Інколи зустрічаються невеликі водоспади (Прут біля с. Яремче). Швидкість течії змінюється від 1 – 1,5 до 3–6 м/с в паводки і на водоспадах.

Ріки, що протікають у передгір'ї, відрізняються від гірських меншим падінням (1–8 м/км), менш глибокими і більш розробленими долинами, яким у більших ріках властива трапецеїдальна форма з добре вираженою заплавою і руслом, а також швидкістю течії від 0,5–1 до 2–3 м/с у паводки.

Ріки, що беруть початок у горах і протікають потім в передгір'ї, по виході з гір поступово набирають рис рівнинних рік. У передгір'ї вони мають широкі долини з терасованими схилами, добре розвинені заплави, звивисті, розгалужені русла, які легко піддаються деформації (карпатські притоки Дністра, Прут, Серет та ін.).

Загальні риси рік Українських Карпат визначаються географічним положенням у південній частині лісостепової зони з властивим їй ландшафтом і наявністю гірської споруди Карпат, що займає більшу частину району і перетинає лісостеп у південно-західному напрямку. Для Карпат характерне поєднання висотної поясності ландшафтів і поздовжньої морфоструктурної зональності, а також поперечна розчленованість і своєрідна ступінчатість у будові: висота місцевості рядом уступів підвищується від Руської рівнини до гір і потім також уступами падає до Закарпатської низовини.

Кліматичні умови при загальній тенденції зміни з висотою місцевості характеризуються більш м'якими зимами і більшою зволоженістю опадами південно-західного схилу Карпат в холодний і перехідні сезони. Це зв'язане з переважанням у цей час південно-західного і південного переносу повітряних мас та з загостренням процесів фронтальних розділів при переміщенні через Балкани. Отже, режим рік формується в умовах складного пересіченого рельєфу, неоднорідних ґрунтів, рослинності і місцевих відмінностей клімату.

В режимі рік простежується висотна зональність – зміна гідрологічних елементів з висотою місцевості, більш виражена



на південно-західному схилі і зумовлена зміною ландшафтних характеристик. Широтна зональність проявляється значно менша внаслідок обмежених розмірів території. На зональну закономірність накладається вплив місцевих особливостей гірського рельєфу з характерним чергуванням підвищень, плоскогір'їв, міжгір'їв і улоговин, різного орієнтування і неоднаково зволжених, а також діяльність людини з її активним впливом на ландшафт (рослинність, ґрунти) і на власне режим рік. Результативний вплив цих факторів і визначає індивідуальний характер кожного водного об'єкта, зумовлюючи появи ряду особливостей і аномалій. Так що при спробах узагальнення гідрологічних елементів створюється дуже строката картина їх розподілу по території.

Другою характерною рисою рік Карпат є значна мінливість у часі гідрологічних характеристик – добре виражений паводковий режим з різкими коливаннями стоку води і наносів та інтенсивності руслових процесів. Невеликі річки, що ледве обмивають виступи дна, за короткий час перетворюються в бурхливі потоки, які заливають дно долин, руйнують береги, будови та інше. Нестійкий і нетривалий льодостав на ріках. Велика мінливість водного режиму рік району пов'язана як із загостренням і еволюцією синоптичних процесів, які розвиваються над цією територією, так і з особливостями підстилаючої поверхні (великі похили місцевості, нерозвинений ґрунтовий покрив і мала водопроникність гірських порід), що зумовлюють швидкий і зосереджений стік води в ріки під час опадів і сніготанення.

Третя характерна риса рік Українських Карпат – більш висока водоносність, малостійкий льодостав, що часто переривається великими відлигами, і деякі інші особливості режиму рік Закарпаття в порівнянні з ріками північно-східного схилу Карпат. Це пов'язане з відміченими вище переважаючими напрямками потоків атмосферної циркуляції.



## 2.3. Річкові басейни Українських Карпат

Річки Карпатського регіону України належать до трьох великих річкових басейнів: **Вісли** (верхів'я Сану), **Дністра** (правобережні притоки) та **Дунаю** (мережі Тиси, Пруту й Серету), рис. 2.2. Всього на території регіону є три водотоки довжиною понад 200 км, 39 – протяжністю 50 км і більше та близько 460 – довжиною понад 10 км. А невеличких річок і потоків на Карпатських схилах налічується понад 10 тис. Основні Карпатські річки – Тиса, Прут, Серет і Дністер – збирають свої води з території понад 30 тис. км<sup>2</sup>, їх потоки формуються за рахунок міриадів найдрібніших струмочків, сотень тисяч гірських потічків, тисяч малих річок - приток 3-го, 4-го, 5-го порядків. Хоча площа Українських Карпат складає лише 6% площі держави, тут формується третина її річкового стоку.

### **Річки басейну Вісли**

Гідрографічна мережа водозбору Вісли в межах Українських Карпат включає тільки річку *Сан (Сян)* та її менші притоки. *Сан* має довжину 444 км, із них на території України – 56 км на кордоні з Польщею. Свій початок Сан бере на північних схилах Верховинського хребта і тече вузькою долиною, тільки в межах Польщі виходить на Сандомирську низовину. На території України Сан приймає основні притоки – Вігор, Вишня і Шкло. Середній похил річок – 0,8-1,6 м/км, а у верхів'ях Сану – 5,98 м/км.

### **Річки басейну Дунаю**

Річки басейну Дунаю займають південні та південно-східні схили Східних Карпат і Закарпаття. Сюди відносять річки басейнів *Тиси, Сірету, Прута*. Басейн, що охоплює 5,3% території України, налічує 17612 малих річок сумарною довжиною 35,163 тис. км. Середня густота річкової мережі – до 1,7 км/км<sup>2</sup>.



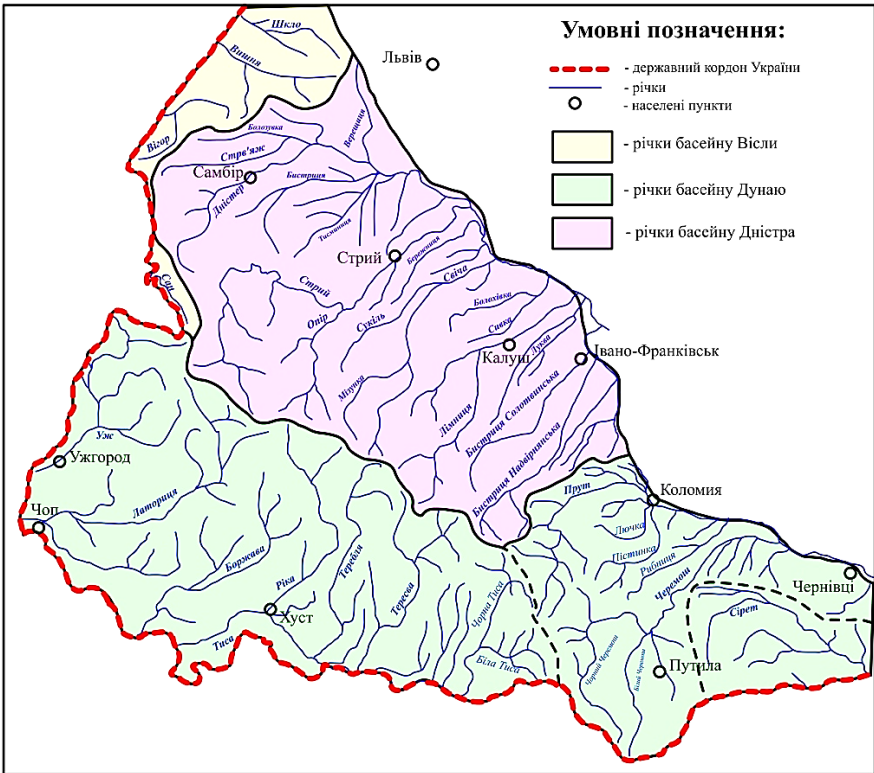


Рис. 2.2. Басейновий розподіл Українських Карпат

Територія Українських Карпат у межах басейну Дунаю найбільш водозабезпечена в Україні: в середньому на 1 км<sup>2</sup> площі тут припадає понад 600 м річного стоку. Саме тут найгустіша річкова мережа: на 1 км<sup>2</sup> у горах припадає від 1 до 1,8 км, а в передгір'ях – 0,5-0,6 км водотоків. Тільки в басейні Тиси налічується понад 9 тис. маленьких річок, річечок, струмків та потічків, у басейнах Пруту, Черемошу – понад 6 тис., Ужу – більше тисячі. Тут розташовані найменші водозбірні басейни держави.



Для річок басейну Дунаю порівняно з іншими карпатськими річками характерний найбільший похил водозбору (230 ‰) та найбільший модуль стоку (для приток високогір'я – 20-30 л/с з км<sup>2</sup>, у верхів'ях Тересви, Шопурки та Мокрянки – 35-45 л/с з км<sup>2</sup>; для приток середньогір'я від 10 до 20 л/с з км<sup>2</sup>). Переважає дощове живлення річок, тоді як на решті території України його частка не перевищує 10%.

В Українських Карпатах розташовані верхні ділянки трьох великих лівобережних приток Дунаю – Тиси, Пруту, Сірету. Ці ділянки становлять лише близько чверті довжини кожної з цих річок, але саме на них припадає понад 90% їх спаду, а за рахунок рясних дощів на верховинах тут формується і найбільша частина стоку. А це – близько 15 км води на рік, або 7,3% загального стоку Дунаю.

*Тиса* у верхів'ї виглядає як типова гірська річка – долина вузька, V-подібна, місцями має вигляд ущелини з майже прямовисними схилами. Початок Тиса бере в горах південно-східної частини Закарпатської області. Загальна довжина річки 966 км, у межах України 392 км, площа басейну – 153,0 тис. км<sup>2</sup>. Утворюється Тиса від злиття двох приток: більшої – Чорної Тиси та меншої – Білої Тиси. На півдні, а особливо на заході, вододільна лінія між басейнами Тиси та Дунаю проходить піщаними пагорбами і чітко не виражена. Тиса надзвичайно швидкоплинна (швидкість течії – 2-3 м/с). Хоча на території України зосереджено близько 8% (майже 13 тис. км<sup>2</sup>) водозбірної площі цієї річки, саме тут формується понад 25% її річного стоку. Українська частина басейну Тиси простяглася на 250 км.

При виході на Закарпатську низовину долина річки розширюється, заплава в окремих місцях сягає ширини до 4 км, а русло – 140-260 м, при глибинах на плесах до 5-10 м. Річки басейну Тиси з площею водозбору 7 340 км<sup>2</sup> (*Тересва, Теремля, Ріка, Боржава, Косівка, Шопурка, Латориця та інші*) характеризуються значними ерозійними процесами, мають середні висоти водозборів в межах гір 800 – 1200 м, ширину русла 5 – 30 м, глибину – 0,2 – 1,0 м, максимальну швидкість течії до 4 – 5 м/с. Середні похили – 200 – 400 м/км.



Зі схилів Свидовця беруть витoki дві великі східні притоки Тиси – *Косівка та Шопурка*, які утворили глибокі, крутосхилі долини серед гірських масивів. Злиття двох гірських стрімчаків – річок Мокрянки і Брустурянки – утворює найбільшу східну притоку Тиси – ріку *Тересву*. *Теребля* – майже стокілометрова права притока Тиси – починається в центрі Горган на висоті понад 1900 м над рівнем моря. Неподалік від її витоків, на висоті 989 м н.р.м. утворилася заповнена водою карстова воронка – перлина Карпат – Синевирське озеро.

*Ріка* – велика східна притока Тиси, витікає зі схилів гори Чорна на висоті близько 1200 м і впадає в Тису поблизу м. Хуст. За водністю Ріка вдвічі більша Тересви. У середній течії, біля с. Нижній Бистрий, долини Ріки і Тереблі розділяє високий хребет завширшки лише 4 км. Тут побудовано високонапірну гідроелектростанцію, турбіни якої рухають води Тереблі, що течуть крізь пробитий у горі тунель.

Центральну частину Закарпаття займає басейн *Боржави*, західну – *Латориці*. Боржава розпочинається вузькою долиною у межигір'ях Полонинських гір. Але гірською її можна назвати лише у верхній, частково у середній течії. Нижні її ділянки, після впадіння найбільшої притоки – річки *Іршави* – вирізняються пологими берегами, добре виробленою, широкою долиною, що іноді заболочується. Басейн річки характеризується незначною, як для карпатських річок, лісистістю (38% загальної площі).

На висоті 740 м н.р.м. поблизу Верецького перевалу розпочинається *Латориця*, яка в околицях м. Чоп, пролинувши понад 150 км від свого витoku, перетинає кордон і тече по території Словаччини. На гірських ділянках долина річки вузька, звивиста, з ярами та балками. В середній течії, нижче м. Мукачеве, долини Латориці й Тиси з'єднуються, нерідко утворюючи значні за площею заболочені чи перезволожені масиви.

Прикордонною річкою є й *Уж*, що розпочинається в Полонинських горах, (неподалік Ужоцького перевалу на висоті близько 900 м над рівнем моря). Українська ділянка річки має довжину 130 км. Найбільші притоки Ужу – річки *Люта і Тур'я*.



Річка **Прут** бере початок на північно-східних схилах Карпат на висоті 1750 м (хр. Чорногора). Загальна довжина річки – 968 км, 225 з них на території України. Саме тут міститься основна водозбірна площа Пруту та формується його водний режим. Ширина русла до с.Делятин становить 20 – 50 м, нижче розширюється до 100 – 200 м, глибина води в руслі дорівнює 0,2 – 1,5 м, швидкість течії досягає 2 – 3 м/с. На цій території налічується близько 40 приток річки, найбільшими з яких є **Черемош, Рибниця, Пістинка, Лючка**.

Найбільшою гірською притокою Пруту є **р. Черемош** із середньою висотою водозбору до с. Устерики 1100 м над рівнем моря, довжиною 800 км і площею водозбору 2 560 км. Черемош утворюється злиттям двох приток – Чорного і Білого Черемошів. Чорний Черемош майже вдвічі довший за Білий, проте обидві річки та їх притоки характеризуються значним похилом долини – понад 10 м/км. Після злиття приток та до впадіння у Прут Черемош протікає ще 80 км, 30 з яких у межах гір, а решта 50 – по передгір'ї. У цьому басейні найбільша в Україні густота гідрографічної мережі, а в межах водозбору р. Білий Черемош вона досягає 2,5 км/км<sup>2</sup>.

Інші великі притоки р. Прут – **Рибниця, Пістинка і Лючка** – витікають зі схилів Покутсько-Буковинських Карпат на висоті 600-800 м над рівнем моря.

Річка **Серет** бере початок в Східних Карпатах. Загальна довжина 726 км, площа водозбору 44 тис. км<sup>2</sup>. Основні притоки – Миговка, Михидра, Малий Серет.

### **Річки басейну Дністра**

**Басейн Дністра** налічує в межах України 14 886 річок, загальною довжиною 32 272 км, із них 14 433 річки мають довжину до 10 км.

Дністер відомий ще з праць давніх греків, від Городота (V ст. до н.е.) до Птолемея (II ст. н.е.), під назвою Тірас.

Річка Дністер бере початок в Українських Карпатах поблизу с. Вовчого Львівської області на абсолютній висоті близько 900 м і впадає в Дністровський лиман Чорного моря в Одеській області. Загальна довжина річки 1 362 км (сьома серед річок



Європи після Волги, Дунаю, Уралу, Дніпра, Дону, Печори), в межах України – 705 км (поступається лише Дніпру та Південному Бугу), загальна площа басейну 72 100 км<sup>2</sup>. Басейн має форму дуже витягнутого, зігнутого в середині овалу з розширеними кінцевими ділянками. Максимальна ширина його верхньої, найширшої частини – 150 км. Близько 20 % площі річкового басейну припадає на його верхні ділянки.

Річкова мережа басейну дивовижно проста. Основна його артерія – Дністер – яскраво вирізняється серед своїх численних приток, що переважно мають незначну довжину: найбільші з них сягають 200-250 км, а приблизно 550 річок мають довжину близько 10 км. Річки стрімкі, багатоводні. Модуль стоку сягає значних величин: 10-15 л/с км<sup>2</sup> – у приток високогір'я, на середньогірських ділянках – у середньому 5 л/с км<sup>2</sup>.

Основну роль у формуванні водності та рівнів відіграють гірські притоки, за рахунок яких формується 50% річкового стоку. Карпатські ріки відіграють також домінуючу роль у формуванні паводків на Дністрі. Верхнім та середнім ділянкам річки властиві інтенсивні ерозійні процеси, які зумовлюють високу мутність дністровської води.

У горах розпочинається більшість правобережних приток (включно до Надвірнянської та Солотвинської Бистриць) і кілька лівобережних (до Стрв'яжа). По річці проходить північна межа Карпатського регіону. Лише 270 км русла (менш як 20% загальної довжини) пов'язані з гірськими районами. Але саме за рахунок цих водозбірних територій формується 99% водності річки. Сумарний стік всіх лівобережних рівнинних приток Дністра становить близько 1% стоку правобережних. Щодо площі водозбірного басейну, то 57% його припадає на басейн лівобережних приток і 43% - правобережних. Зважаючи на значну розчленованість карпатських хребтів та їх відрогів, площа басейнів гірських приток незначна: найбільші басейни Стрию (понад 3 тис. км<sup>2</sup>), Бистриць – Надвірнянської та Солотвинської (2,5 тис. км<sup>2</sup>), Лімниці (1,5 тис. км<sup>2</sup>), Бистриці Самбірської та Стрв'яжа (близько 1 тис. км<sup>2</sup>).



Праві притоки Дністра – карпатські ріки, промили в горах свої долини, в результаті сформувалися довгі, пласкі косогори, почленовані численними ярами. Притоки мають характерні для гірських річок риси: стрімкі потоки зі змінними протягом року рівнями води, які розпочинаються на височинах 800-1500 м н.р.м. Живляться вони з яружних струмків, які в межень нерідко зовсім пересихають, а під час паводку, навпаки, пропускають великі маси води. Їх верхні ділянки характеризуються значними спадами, швидкою течією, безліччю приток 2-го та 3-го порядків із невеличкими, але численними джерелами. Протікають у звивистих, розчленованих, порожистих руслах із кам'янистими висипами на дні. Виходячи з гір на Дністровську низовину, ці річки різко зменшують спад, швидкість і відкладають чимало наносів.

Густота річкової мережі басейну Дністра у верхів'ї – 0,55 км/км, у середньому по басейну ця величина становить 0,24 км/км.

Праві гірські притоки (*Стрий, Свіча, Ломниця, Бистриця та інші*) мають середні висоти водозборів 400 – 600 м, а густоту річкової мережі 1,0 – 1,5 км/км<sup>2</sup>.

Найбільшою правобережною притокою Дністра є **Стрий**, довжиною понад 240 км. Розпочинається річка на висоті 1405 м поблизу с. Лавочне Львівської області, гирло річки – за 12 км нижче Жидачева на відмітці 240 м н.р.м. Стрий має 31 притоку, найбільша – Опір. Долина Стрию пролягає переважно в горах Східних Карпат, на верхніх ділянках – у глибокому каньйоні, і лише в нижній течії, після злиття з Опором, виходить на Прикарпатську височину. Основні правобережні притоки на цій ділянці – Бистриця Самбірська, Колодниця.

**Свіча** – ще одна притока Дністра. Її витoki знаходяться на відмітці 1140 м н.р.м. на горі Кругла Млинка. Протяжність – понад 100 км. Виділяється значним похилом, що в середньому становить 8,3 м/км. Основні притоки – Сукеля, Мізунка та Лужанка.

Друга за величиною притока Дністра – **Лімниця**, яка бере свій початок на висоті 1370 м неподалік с. Осмолоди Івано-Франківської області біля гори Копуля, а зливається з Дністром на висоті 220 м, за декілька кілометрів вище Галича. Довжина



річки – понад 120 км, серед інших річок вирізняється значним похилом русла. Основна притока – *Чечва*.

**Бистриця** – остання в групі крупних гірських правобережних приток Дністра. Нижче Бистриці ріка набуває рівнинного характеру. Хоча довжина самої Бистриці лише 10 км, вона утворюється шляхом злиття двох великих гірських річок: майже 100-кілометрової Бистриці Надвірнянської та дещо меншої Бистриці Солотвинської. Перша розпочинається на висоті 1280 м н.р.м. біля гори Чорна Клева (Івано-Франківська область). Її найбільша притока – р. *Ворона*, яка в нижній своїй течії вже має риси типової рівнинної річки. Бистриця Солотвинська витікає під горою Сивуля на висоті 1300 м. Її найбільші притоки – *Манявка*, *Саджавка*, *Радчанка*. В районі злиття Надвірнянської та Солотвинської Бистриць розташований великий обласний центр – Івано-Франківськ.

### 2.3. Гідрографія гірського Криму

Гідрографічна мережа Кримського півострова підрозділяється на дві частини: рівнинну і гірську. Гірські річки Криму відрізняються від гірських річок Карпат тим, що вони пересихають на тривалий час або переходять у підземні (карстові) потоки. Найбільшого розвитку гідрографічна мережа досягає на висотах 600-1000 м над рівнем моря, де зосереджена основна частина джерел, що дають початок струмкам і рікам. Всього в Криму налічується 1657 річок і тимчасових водотоків загальною довжиною 5996 км. Переважають малі річки, довжиною до 10 км, лише р. Салгир має довжину 232 км.

Гідрографічна мережа гірського Криму розвинена вкрай нерівномірно. Якщо враховувати всі ріки, постійні і тимчасові водотоки, то середній коефіцієнт густоти річкової мережі буде складати 0,22 км/км<sup>2</sup>, до того ж в окремих районах він збільшується до 0,4-0,5 км/км<sup>2</sup>. Найгустіша річкова мережа спостерігається у високогірній частині, у верхніх частинах басейнів рік Альми, Качи, Бельбеку, Чорної, Салгіра і його приток.





У верхів'ях кримські ріки мають великі похили і тому прорізають у горах глибокі русла, створюючи каньйони. Найвизначніші каньйони Кримських гір: Великий каньйон Криму, Каньйон Чорної річки, Каньйон Сухої річки, Узунджинський каньйон.

Перетинаючи Внутрішнє пасмо Кримських гір, ріки промили своєрідні долини прориву, так звані «ворота» – Качинські ворота і Бельбекські ворота.



Рис. 2.3. Гідрографія гірського Криму

Круті русла південноузбережних річок іноді перериваються водоспадами. Найвищий у Криму і на Україні водоспад – Учан-Су (98 м) – розташований поблизу м. Ялти на однойменній річці. Дуже мальовничий водоспад Джур-джур (17 м) біля с. Генеральського на р. Улу-узень Східний. У важкодоступній місцевості поблизу Алушти знаходиться водоспад Головінського (12 м) на р. Улу-узень .



Річки гірського Криму підрозділені на кілька гідрологічних районів:

1. Річки західної частини північного макросхилу Кримських гір, що впадають у Чорне море: *Західний Булганак, Альма, Кача, Бельбек, Чорна.*

2. Річки південного макросхилу, що впадають у Чорне море: *Учан-Су, Дерекойка, Авунда, Узень, Ла-Ілля, Улу-Узень, Демердџі, Ташиан-Гя, Алака, Ксир-Пата, Улу-Узень Східний, Андус, Ускут, Шелен, Ворон, Суук-Су, Кучук-Узень, Планьорка, Байбуга.*

3. Річки східної частини північного макросхилу Кримських гір, що впадають у Сиваш: *Салгир* (з притоками *Бешитерек, Зуя, Бурульча, Біюк-Карасу, Східний Булганак, Індол, Чурук-Су.*

До першого гідрологічного району належать всі найбільш значні по своїй водності ріки Криму. Приблизно до середини своєї течії вони мають характер типових гірських потоків.

Площі басейнів основних річок приблизно 500–600 км<sup>2</sup>, їхня довжина 40–60 км, середня ширина 5–10 км, найбільша – 15–20 км. Верхні частини басейнів, що є основною областю живлення рік, розташовані у верхніх частинах гірських масивів, складених верхньоюрськими закарстованими вапняками на висотах 1300–1400 м. Всі основні свої притоки річки *Кача* й *Альма* приймають протягом перших 20 км. Притоки мають тут характер гірських потоків, бурхливих і багатоводних після злив і маловодних у межений період.

На південному макросхилі Кримських гір і межах Південного берега Криму річки відзначаються невеликими розмірами їхніх басейнів – від 20 до 50 км<sup>2</sup> у західній до 75–100 км<sup>2</sup> у східній частині району. Західна, найбільш розчленована частина Південного схилу Головного пасма, де випадає найбільша кількість опадів, відрізняється і найбільш розвинутою річковою мережею. Водні потоки починаються тут після злиття цілої мережі ярів, у верхів'ях яких розташовані карстові джерела. Похили рік і балок дуже значні. Так, похил р. Учан-су дорівнює 0,183 ‰, Дерекойки – 0,152 ‰, Авунди – 0,193 ‰. Природно, що на таких крутих річищах утворюються численні водоспади. Ріки тут мають велику



силу, що розмиває гірські породи, тому верхів'я рік завалені брилами і валунами. Кінцеві ділянки рік перед впадінням у Чорне море мають потужність алювію приблизно 20–30 м.

Річки третього гідрологічного району східної частини північного макросхилу, що впадають у Сиваш, в основному належать до басейну р. Салгир (довжина 232 км, площа басейну 3750 км<sup>2</sup>). Сюди ж відносять Східний Булганак та Індол. Річкова мережа розвинута головню у зоні виклинювання підземних карстових вод на висоті 600–100 м над р.м., де розташована велика кількість карстових джерел, що живлять ці ріки. Найбільш могутнім притоком є річка Карасу, значну роль у її живленні відіграє могутнє карстове джерело Карасубаши. Інші річки північного макросхилу, що належать до цього району, невеликі. Їхні басейни мають площі приблизно 100–160 км<sup>2</sup>, найбільша площа (342 км<sup>2</sup>) Індолу.

Для внутрірічного розподілу стоку кримських рік виявлено два періоди: паводковий – *зимово-весняний* і меженний – *літньо-осінній*, протягом яких у середньому проходить відповідно 80-95% і 5-20% стоку. Якщо розглядати стік по сезонах, то протягом зимового сезону стік річок становить близько 35% річного і коливається по окремих басейнах від 29% до 45%. Стік весняного сезону трохи збільшується і складає в середньому 44%, змінюючись по окремих басейнах від 20% до 50%. Улітку стік значно зменшується і складає 12%, а восени відбувається його зниження до 9% від річного. Найбільш багатоводний місяць – березень, а маловодний – вересень.

Паводки на кримських ріках можуть бути як у зимово-весняний, так і в літньо-осінній період. Узимку паводки проходять у результаті сніготанення, що супроводжується, як правило, випаданням дощів, а влітку в результаті проходження інтенсивних злив. Витрати води на кримських ріках під час паводків досить великі. Найбільших витрат води на кримських ріках досягають на р. Бельбек – 218 м<sup>3</sup>/с.; р. Кача – 153 м<sup>3</sup>/с, р. Салгир – 118 м<sup>3</sup>/с, на р. Альма – 114 м<sup>3</sup>/с.



## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ ТА ЗАВДАННЯ

1. Перерахуйте головні особливості гірських річок.
2. Назвіть та охарактеризуйте типи гірських долин.
3. Чим визначаються загальні риси рік Українських Карпат?
4. Охарактеризуйте річкові басейни Українських Карпат.
5. Охарактеризуйте річкові басейни гірського Криму.
6. Порівняйте особливості гірських річок Карпатського регіону та гірського Криму.

## ТЕСТ

**1. Звужена форма долини, при якій ширина між бровками біля днища та у верхів'ях майже не збільшується, називається...**

- |              |                         |
|--------------|-------------------------|
| а) тіщина ;  | в) U-подібна долина ;   |
| б) каньйон ; | г) ящикоподібна долина. |

**2. Найпоширенішим типом для гірських річок незалежно від їх розміру є ...**

- |             |                         |
|-------------|-------------------------|
| а) тіщина;  | в) V-подібна долина;    |
| б) каньйон; | г) ящикоподібна долина. |

**3. Річки Карпатського регіону України належать до таких великих річкових басейнів:**

- |                             |                               |
|-----------------------------|-------------------------------|
| а) Тиси, Прута та Сірету;   | в) Вісли, Дніпра та Дунаю;    |
| б) Вісли, Дністра та Дунаю; | г) Південного Бугу та Дніпра. |



**4. Річка Прут належить до басейну...**

а) Дунаю;

в) Дністра;

б) Вісли;

г) Тиси.

**5. Річки гірського Криму підрозділені на ... гідрологічних районів.**

а) 6;

в) 4;

б) 5;

г) 3.

### **ТЕМА 3**

## **ОСОБЛИВОСТІ ДЖЕРЕЛ ЖИВЛЕННЯ РІЧОК ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ**

### **3.1. Розподіл опадів за висотою місцевості**

Гірський рельєф має великий вплив на розподіл опадів. Ще в О.І. Воейков, відмічав що в залежності від висоти і напрямку гірських ланцюгів та експозиції схилів відносно переважаючого переносу повітряних мас кількість опадів на різних висотах і схилах буде різною. Загальноприйнята позиція зростання опадів з висотою в горах до певної межі. Проте насправді ця залежність нелінійна і досить непроста, оскільки інтенсивність приросту опадів із висотою явно зменшується. Водночас, характер зміни опадів за висотним положенням, також сильно відрізняється для різних схилів в одному й тому самому районі.

Насправді, кількість опадів залежить не від абсолютної висоти над рівнем моря, адже з висотою кількість вологи в тропосфері навпаки знижується. Зростання кількості опадів з висотою на схилах є наслідком підняття повітряних мас і посилення турбулентності повітря під впливом рельєфу місцевості. На величини опадів у горах впливають: напрям та крутизна схилу, характер його поверхні, розміщення відносно широких долин, «затінення» гірськими пасмами. Перевалюючи через гірських хребет, повітря піднімається, досягаючи максимуму насичення і конденсації водяних парів, що утворюють опади. Після проходження через гори повітряні маси стають зневодненими. Саме тому кількість опадів на підвітряних схилах і високих плато менша, ніж на тих самих висотах навітряних схилів. Такий нерівномірний розподіл опадів по схилах характерний для всіх гірських країн.



Чим більш насичене вологою повітря, тим менший рівень конденсації і тим, відповідно, до меншої висоти буде спостерігатись збільшення опадів на навітряному схилі. Отже, висота максимуму опадів відрізняється не тільки по схилах, але і по сезонах року. В сухих жарких країнах зона максимуму опадів вища, ніж у вологих, і влітку вона вища, ніж зимою.

На узбережжях морів (*Кримські гори*), де повітря більше насичене вологою, рівень конденсації знаходиться порівняно низько, тому й зона максимуму опадів тут розміщена на висоті передгір'я, а вище опади, зменшуються незважаючи на зростання місцевості. Такі самі умови характерні й для західних схилів Кавказьких гір, де зона максимуму опадів спостерігається на висоті 200-400 м, а вище (до 1000 м) кількість опадів різко зменшуються. Аналогічна картина характерна також для східних схилів Аппалачів та тихоокеанського узбережжя Північної Америки.

Різниця в розподілі опадів на різних схилах зумовлюється не лише висотою гір і орієнтацією схилів, а й різною шорсткістю їх поверхні, що спричинена нерівностями рельєфу та лісними масивами.

Формування просторового розподілу атмосферних опадів в *Українських Карпатах* відбувається під впливом переважаючого західного переносу повітряних мас. Найбільше опадів випадає на південно-західному макросхилі, коли Карпати перетинають фронти з південного заходу. При цьому такий макросхил навітряний і прямий кут зустрічі повітряної маси збагаченої вологою Адріатичного моря зі схилом забезпечує значне зростання опадів. При західному перенесенні південно-західний макросхил також стає навітряним і зрошується значною кількістю опадів, проте контрасти не такі великі, як у попередньому випадку, оскільки кут зустрічі менший. При північно-східному переносі опади випадають на північно-східному макросхилі, який стає навітряним, але запасів вологи у цих повітряних масах набагато менше, тому і кількість опадів менша. Південно-східний переніс повітря через Карпати несе найменшу кількість вологи і відповідно опадів, через паралельність руху головним хребтам і зниженням висоти.



Особливості циркуляції та спільний вплив *Кримських гір* та Чорного моря зумовлюють формування зони субтропічного (субсередземноморського) клімату. Максимальна кількість опадів в Кримських горах припадає на холодний період року і вони пов'язані із середземноморськими зимовими циклонами, що рухаються з південного заходу. Атмосферні ж опади теплового періоду року викликані внутрімасовими процесами і малорухомими холодними фронтами, що рухаються з північного заходу. При такому напрямі руху південний берег Криму знаходиться у «вітровій тіні», що зумовлює літній максимум опадів у цьому районі. В передгірній північній частині Криму, навпаки, формується літній максимум. Тут у теплий період випадає на 15–20 % більше опадів, ніж у холодний.

### **3.2. Характер снігового та льодового покриву на гірських територіях, їх роль у живленні річок**

Основним видом сезонного накопичення води в річковому басейні є сніговий покрив. В залежності від того, яка кількість опадів акумулюється в сніговому покриві, буде змінюватись не тільки внутрірічний розподіл стоку, але й його сумарна річна величина.

Для гідрологічних прогнозів необхідно знати величину снігонакопичення в річковому басейні до початку весни, а також хід зменшення снігозапасів у період танення. Ці дані можна отримати від метеорологічних станції, однак їх мережа на гірських територіях зазвичай недостатня, тому для прогнозів широко застосовують методи інтерполяції та екстраполяції величин на досліджуваній території.

Накопичення снігу в зоні стабільного покриву розпочинається з моменту стійкого переходу температури повітря через 0°. Узагальнено для гірських систем виділяють 5 висотних зон снігонакопичення:





- 1 зона (висота більше 3000 м, або льодовиковий пояс),
- 2 зона ( 2000-3000 м),
- 3 зона (1500-2000 м),
- 4 зона (1000 – 1500 м),
- 5 зона (менше 1000 м, або зона нестійкого снігового покриву)

1-ша зона (льодовиковий пояс). Сніг тут випадає майже весь час протягом року, і тільки в аномально жаркі дні липня та серпня земля може частково вивільнитися від снігового покриву.

2-га зона на висотах 2000-3000 м стійкий сніговий покрив встановлюється вже протягом вересня–жовтня. Тривалість залягання снігу тут коливається в межах від 6 до 9 місяців.

У 3-тій зоні суцільний сніговий покрив з'являється в кінці листопада або в першій половині грудня. Тривалість залягання снігу складає 3-4 місяці. Нижче 1500 м, в багатьох районах сніговий покрив не суцільний і утримується не більше 1-1,5 місяців. Для висот менше 1000 м взагалі формується широка *зона нестійкого снігового покриву*, в якій сніг після випадання лежить зазвичай не більше 10-15 днів і рідко зберігається до 1 місяця. Межа цієї зони в різних районах знаходиться на різній висоті відповідно до різниці в режимі температури і вологоти.

Для 3–5 названих зон (тобто до висоти 2000 м) у малосніжних районах при частих відлигах кількість днів зі стійким сніговим покривом набагато менша, ніж тривалість між випаданням і сходженням тут снігу.

Час накопичення максимального запасу води у сніговому покриві різниться для різних висот до трьох місяців. В улоговинах і низькогір'ях до висоти 1500 м максимум снігозапасів спостерігається у лютому, а в більш сніжних і холодних районах – на початку березня. На висотах 1500–2500 м (у зоні переважного живлення річок талими водами) він спостерігається в березні. До другої половини березня зазвичай приурочені і основні снігомірні роботи для прогнозів гідрометеослужби. Після березня, подальше накопичення снігу відбувається тільки на висотах більше 2500 м.



*Нерівномірність залягання снігу на гірській місцевості.* Різниця в снігонакопиченні в різних районах гірських місцевостей і на схилах різної експозиції насамперед пов'язана з характером атмосферних процесів у зимовий період. Однак нерівномірність залягання снігу значною мірою залежить також від таких другорядних факторів, як вітер, сонячна радіація та лавини.

Вітровий переніс снігу найбільш інтенсивно проходить вище лісового поясу і в долинах, що розміщені паралельно до напрямку вітрів. Для поперечних долин основну роль відіграють гірсько-долинні вітри, внаслідок яких сніг з навітряних схилів переноситься на підвітряні. *Так, наприклад,* в районі Ельбруса, західні вітри, що досягають взимку 10 м/с, а іноді і 40 м/с, повністю здувають свіжовипавший сніг з навітряних схилів. Тому починаючи з висоти 4200 м відкриті західні схили Ельбруса майже повністю обезсніжені, а весь сніг накопичується на східних схилах і в заглибленнях.

Значні перерозподіли снігу між схилами різної експозиції спостерігаються в районі перевалів. Характерне те, що зменшення снігового покриву під впливом вітрового зносу на навітряній стороні перевала спостерігається вже на відстані кількох сотень метрів від його найвищої точки.

Інтенсивний вітровий переніс снігу в льодовиковому і альпійському поясах спостерігається в багатьох районах, там де місцевість відкрита, а вітри в період снігопадів перевищують швидкість 4 м/с. В лісовому ж поясі вітровий переніс снігу значно слабший.

Велика різниця у величинах снігонакопичення на різних схилах викликається також відлигами та радіаційним таненням. Вплив відлиг, викликаних надходженням теплих повітряних мас, найбільш поширений у лісостеповій та степовій зонах до висот 1000–1500 м. За період зими сніг тут може сходити повністю кілька разів. У лісовій зоні в інтервалі висот від 1000 до 2000–2500 м відлиги – більш рідкісне явище. У високогірних зонах (вище межі лісів), а також в середньовисотних зонах помітне танення снігу на схилах південної експозиції проходить під впливом сонячної радіації.



Важливим фактором у перерозподілі снігу в горах є снігові обвали та лавини. Сухі снігові лавини в зимні місяці і мокрі у весняні вивільняють верхні ділянки схилів від снігу і акумулюють його біля їх підніжжя та на дні ущелин і долин. Отже, лавини беруть участь у перерозподілі снігу між висотами. Зокрема, на Центральному Кавказі лавини найчастіше сходять з висот більше 1400 м, де випадає багато снігу. Накопичення снігових мас високої щільності на дні долин та ущелин затримує танення, впливаючи в такий спосіб на режим річкового стоку.

### 3.3. Льодовикове живлення річок

Танення снігу, що накопичується вище кліматичної снігової лінії, а також танення льодовиків впливають на літній стік гірських річок. Для Українських Карпат та Кримських гір льодовиковий покрив відсутній, тому його характеристика подаватиметься на основі досліджень Кавказьких гір.

Площа льодовиків на Кавказі, як і в багатьох інших гірських країнах, зазнала хоч і повільних, але беззаперечних змін. Регулярні спостереження показують, що льодовики в основному відступають починаючи з середини ХІХ століття. Однак ці зміни неоднакові у різних районах: одні льодовики відступають швидше, інші повільніше, а треті залишаються незмінними або навіть збільшуються в розмірах.

Льодовикове живлення відіграє важливу роль для річок високогірної зони значно, подовжуючи тривалість і максимуми їх водопілля. Для таких річок період водопілля починається з кінця травня і триває подекуди до початку вересня, тобто весь теплий період року.

Льодовики мають різну форму і свій особливий режим, головними процесами в якому є накопичення та витрата льоду. Вони по-різному рухаються, змінюють поверхню землі, справляють вплив на клімат і мають надзвичайно велике значення в живленні гірських річок. Льодовики, як акумулятори значних запасів води мають важливе значення для гідрологічних



досліджень, оскільки без виявлення закономірностей, пов'язаних із процесами накопичення та витрат цих запасів води, неможливе вивчення режиму рік, що живляться цими водами.

Великі запаси води, накопичені в льодовиках, в поєднанні з високогірними сезонними снігами забезпечують тривале водопілля на гірських ріках з льодовиковим живленням.

Зі зростанням температур повітря починається танення снігу, що випав за зиму в долинах рік і в нижньому поясі гір. Зазвичай періодичні зміни між потепліннями і похолоданнями в горах сприяють затримці танення снігу на різних висотах, в результаті чого весняне водопілля гірських річок на гідрографах відображено численними піками підйомів і спадів витрат води. Поступово при зростанні температури повітря до процесу танення снігу приєднується танення льодовиків у високогірних зон, і поступово весняне водопілля переходить в літнє. Збільшення стоку річок з льодовиковим живленням напряму залежить від зростання температури повітря в літній період.

Тоді як на рівнинних річках зі сніговим живленням, весняне водопілля проходить за 1–1,5 місяці, після чого настає маловодний період, на гірських річках з льодовиковим живленням висока водність зберігається до 5–6 місяців.

Окрім того, на відміну від рівнинних рік, на яких весняне водопілля характеризується різким підйомом і спадом рівнів води, річки з льодовиковим живленням мають значно плавний хід водності. Коливання водності річок з льодовиковим живленням, з року в рік не такі різкі, як коливання більшості рівнинних рік.

Частка льодовикового живлення в загальному стоці більшості річок, що беруть початок з відносно невелика і тільки при безпосередній близькості до льодовика вона може становити 50 % річного стоку і більше. Решта стоку цих рік формується за рахунок інших джерел живлення, в основному це сезонні сніги, що залягають на поверхні самого льодовика і по боках. При віддаленні від льодовика і зменшенні площі зледеніння басейну частка льодовикового живлення помітно зменшується. Проте, наявність льодовикового живлення зумовлює своєрідні особливості режиму витрат та рівнів протягом року та суттєво впливає на мінливість



річного стоку таких річок, значно знижуючи його. Остання залежність відбувається головно за рахунок підвищення стоку в роки з малою кількістю опадів, при зростанні частки талих льодовикових вод.

Річки, в живленні яких беруть участь льодовики, характеризуються розтягнутим літнім водопіллям і відносно невеликими коливаннями рівнів і витрат (тянь-шанський тип водного режиму за класифікацією *В.Д. Зайкова*). На початку водопілля стік таких рік проходить за рахунок танення сезонних снігів як на самому льодовику, так і на сусідніх гірських схилах. Збільшення витрат води проходить повільно, із поступовим потеплінням в басейні і малими площами танення, а також регулюванням самого льодовика.

У міру звільнення язика льодовика від покриву в живленні річок починають брати участь одночасно талі води снігу та льоду. Роль саме льодовикового живлення при цьому поступово зростає. В залежності від режиму танення і розмірів площ, охоплених одночасним таненням, максимальні витрати в період водопілля спостерігаються в липні – на початку серпня. Спад завершується до жовтня.

На загальному фоні підвищеної хвилі водопілля, як на підйомі, так і на спаді, спостерігаються окремі паводки. Їх поява викликається зміною погоди та змінами в інтенсивності танення. Іноді паводки є результатом швидкого скиду вод із льодовикових озер чи інших ємностей в тілі льодовика, викликаних проривами льодових перемичок чи морен. Одночасні прориви кількох льодовикових озер можуть стати причиною особливо високих катастрофічних паводків.

Аналіз водного режиму рік, що витікають із великих льодовиків, дозволяє допустити, що в першу половину літа проходить акумуляція води в тілі льодовика і на його поверхні – в озерах та пониженнях між боковими моренами і тілом льодовика та біля витоків приток. У другій половині літа відбувається віддача цих вод. Відповідно, в першій половині літа витрати води у витоках льодовикових рік будуть менші ніж у другій половині літа, навіть при однакових температурах. Ця залежність зберігається за умови великих площ зледеніння в басейні ріки.



Різниця у площі зледеніння в басейні має важливий вплив на внутрірічний розподіл стоку. Зі зростанням площі зледеніння зростає і частка стоку за липень – вересень у порівнянні з березнем – червнем, із підвищенням ролі льодовикового живлення.

В літній період на річках, що витікають з льодовиків, чітко виражений добовий хід рівнів та витрат. Час наступання максимуму та мінімуму рівнів та витрат зазвичай затримується по відношенню до максимуму і мінімуму температури повітря. Тривалість цієї затримки різна, залежить від розмірів льодовика та площі його одночасного танення і, відповідно, від часу добігання льодовикових вод до замикаючого створу. Найбільша добава амплітуда зазвичай спостерігається в період максимального танення й одночасного скиду талих вод із льодовика.

Температура води у витоках рік в період водопілля близька до 0°, але з віддаленням від льодовика вода у річках нагрівається, і тим швидше, чим менша водність ріки.

Вода річок, що витікають із льодовика, відзначається підвищеною мутністю і малою мінералізацією. До витоку таких рік разом із талими водами надходить велика кількість твердих частин, уламків гірських порід, що накопичуються в льодовику.

Режим мутності на цих річках тісно пов'язаний із водним режимом, максимумами мутності та витрат води збігаються. Мутність річок, що витікають з льодовиків, досягає значних величин (7–10 кг/м<sup>3</sup> р. Сельдара, що витікає з льодовика Федченко). Мутність різко знижується якщо ріка витікає не безпосередньо з льодовика, а з озера, що зарегульоване мореною й акумулює талі води з льодовика.

Низька мінералізація талих вод (в середньому 30–50 мг/л) характерна для багатьох гірських льодовиків. Це забезпечує невисоку мінералізацію води в річках, що з них витікають. Підвищення мінералізації у водах річок в порівнянні з водами льодовика, що їх живить, можливе за рахунок контакту талих вод з моренними відкладами і вимивання з них солей (найчастіше НСО<sub>3</sub>).

Вивчення режиму гірських льодовиків і режиму рік, що з них витікають, має практичне значення, особливо для районів штучного зрошення.



### 3.4. Роль підземних вод у живленні гірських рік

*Формування ґрунтової вологи.* Атмосферні опади перш за все стикаються з ґрунтом. І перед тим, як почнеться стікання води, ґрунт повинен досягти повного насичення. Отже, ґрунт є першою і дуже важливою ланкою в гідрологічному циклі на шляху трансформації опадів у стік та одним із елементів водного балансу. Опади, які надійшли в ґрунт, насичують його і перетворюються в ґрунтову вологу. Величина насичення ґрунту залежить від його водно-фізичних властивостей. Потрапивши в ґрунт, волога зазнає дії зовнішніх (гравітаційні) і внутрішніх (сорбційні, меніскові або капілярні, осмотичні тощо) сил. Сила тяжіння сприяє низхідному переміщенню води, а сили тертя протидіють її вільному стіканню. За величиною і напрямом дії в різних точках ґрунту ці сили неодинакові, в результаті чого створюються градієнти, які й зумовлюють пересування вологи. Наслідком їх дії є утримання вологи у ґрунті в межах найменшої вологості.

Весь процес формування ґрунтової вологи є циклом таких фаз: надходження води у ґрунт, низхідний рух, заповнення порожнин, стікання в нижні шари, висхідний рух в процесі випаровування. Всі ці фази мають місце для кожного дощу, якщо його величина перевищує здатність ґрунту до поглинання. У горах цикл повністю ніколи не завершується і запаси ґрунтової вологи не доходять до повного вичерпання. Часті дощі призводять до того, що на певній стадії попереднього циклу надходить нова доза води вже наступного дощу і відбувається накладання нового циклу на попередній.

*В Українських Карпатах* ґрунтовий покрив представлений в основному бурими лісовими ґрунтами, які відрізняються високою об'ємною вагою, великою вологостістю, низькою загальною шпаруватістю і високою водовіддачею. За режимом зволоження вони належать до глибоко промивного типу з атмосферним живленням і наскрізним промочуванням навесні, а



інколи і восени. Дзеркало ґрунтових вод і капілярна кайма завжди глибша від їх нижньої межі. При сильному зволоженні волога в них знаходиться у капілярно-завислій формі.

Середня товща ґрунтового шару незначна і становить 40–50 см. Однак біля підніжжя схилів вона може досягати 1,5–2,0 м, на гребенях гір лише 0,1–0,2 м, а у місцях відслонень і скупчення уламкового матеріалу (осипи) ґрунтовий покрив відсутній повністю.

Унаслідок невеликої потужності ґрунту, запаси води в ньому досягають незначних величин, а часте випадання атмосферних опадів сприяє підтриманню його вологості на рівні найменшої вологоємності.

Запаси ґрунтової вологи в Карпатах зменшуються з висотою. На відкритих водозборах вони змінюються від 400–420 мм (біля підніжжя схилів) до 40–60 мм і менше на хребтах, а на залісених – відповідно від 280–320 мм до 20–40 мм. Зменшення запасів ґрунтової вологи з висотою зв'язане зі зменшенням потужності ґрунту та інтенсивним стіканням води по схилах. Крім того, гірські хребти більшою мірою зазнають усихання через триваліший період опромінення їх прямою сонячною радіацією, ніж гірські долини.

На вологість ґрунту істотно впливає експозиція схилів через сонячну радіацію. Так, на південному схилі запаси ґрунтової вологи вже у травні менші на 10 %, як на північному. В літньо-осінній період ця різниця збільшується до 25–30% (на 40–50 мм).

Ліс сприяє збереженню ґрунтової вологи. Цей ефект особливо помітний на південних схилах. У вегетаційний період збільшується транспірація, частина атмосферних опадів перехоплюється лісовою запоною, що призводить до зменшення ґрунтової вологи. У холодний період року, коли встановлюється сніговий покрив, ґрунтова волога замерзає і запаси її майже не змінюються. Проте під час відлиг можливе відтанення ґрунту й поповнення його запасів талими водами.

Запаси ґрунтової вологи на гірських водозборах формуються під впливом кліматичних умов (атмосферні опади, випаровування, стік) і чинників підстилаючої поверхні (потужність ґрунтового





покриву, водно-фізичні властивості ґрунтів, характер рельєфу, заліснення, експозиція і крутизна схилів тощо).

Запаси ґрунтової вологи з висотою зменшуються у зв'язку зі зменшенням товщини ґрунту і швидким стіканням води по схилах.

На залісених водозборах запаси ґрунтової вологи змінюються від 280–320 мм (біля підніжжя) до 20–40 мм (на хребтах), а на відкритих водозборах – відповідно від 400–420 мм до 40–60 мм.

Запаси ґрунтової вологи досягають максимальних значень навесні та восени, мінімальних – влітку, через велике випаровування, і взимку, внаслідок замерзання ґрунту.

Місячна зміна ґрунтової вологи  $\pm 2-7$  мм, рідко  $\pm 17$  мм. Такі величини не мають впливу на формування водного балансу.

*Умови формування підземних вод.* Для Українських Карпат характерна відсутність значних запасів підземних вод. Це зумовлене складною геологічною будовою: потужною товщею (4000–7000 м) крейдового і палеогенового флішу, який представлений чергуванням тонких шарів осадових порід і глинистих сланців, пісковиків і мергелів. Флішова товща перекривається алювіальними відкладами з уламкового матеріалу різних розмірів. Крупноуламковий матеріал покриває пологі поверхні вершин та схилів і часто утворює кам'яні розсипи.

Річкові тераси в гірській частині складаються з алювіальних відкладів потужністю до кілька метрів. Алювіальні відклади річкових долин характеризуються найбільшою насиченістю підземними водами. Проте обмежене їх розповсюдження визначає незначну роль цих вод у формуванні водного балансу.

В Українських Карпатах через зім'ятість і тектонічну тріщинуватість порід немає ізольовано витриманих ґрунтових вод, хоча на місцевих однаковою і у флішовій товщі можна виділити кілька гідравлічно зв'язаних водоносних горизонтів.

У ґрунтовому живленні річок основні *тріщинні води*, які приурочені до зони вивітрювання, і води тектонічних тріщин та розломів. Потужність водоносного горизонту перших змінюються від 0,5 до 5,0 м, других – від 15 до 150 м. Тріщинні води залягають на глибині до 15 м. Їх водоносний горизонт безнапірний. Другий водоносний горизонт досягає напору до



250 м, а його п'езометричні рівні знаходяться на глибині 2,5–25 м. Водоносність цього комплексу невелика, що підтверджується малими дебітами джерел і свердловин (0,1–1,0 л/с, рідко 10 л/с).

Поверхня дзеркала підземних вод кори вивітрювання повторює денну поверхню, тоді як глибина підземних вод екзогенної тріщинуватості поступово збільшується від підніжжя до вододілів. При такому розподілі рівня стікання підземних вод у річки відбувається дуже інтенсивно.

У внутрірічному ході змін запасів підземних вод спостерігаються два максимуми і два мінімуми, аналогічно до ходу запасів ґрунтової вологи. Перший максимум спостерігається навесні у березні–квітні й пов'язаний з інфільтрацією талих і дощових вод, другий – в листопаді. Він значно менший від весняного й формується за рахунок інфільтрації дощових вод.

Мінімуми спостерігаються в проміжках між максимумами. Перший мінімум настає в серпні, коли мало атмосферних опадів, велике випаровування і річки переходять на підземне живлення. Другий мінімум настає в січні і також зумовлений переходом річок на підземне живлення. Ці загальні риси розподілу стоку порушуються в окремі роки атмосферними опадами влітку і позитивними температурами повітря взимку, під час яких спостерігаються відлиги. Оскільки запаси підземних вод в Українських Карпатах незначні, їх місячні коливання не перевищують 1-12 мм, що становить 1-3 % сумарного стоку.

Запаси підземних вод в Українських Карпатах не досягають істотних величин через відсутність потужних водоносних горизонтів. Підземний стік річок формується підземними водами та водами тектонічних тріщин і розломів.

Підземні води різко реагують на випадання дощів, вони зазнають постійних змін, однак амплітуда їх коливання невелика.

У внутрірічному ході запасів підземних вод спостерігаються два максимуми: весняний (березень або квітень) і осінній (листопад), а також два мінімуми: літній (серпень) і зимовий (січень). В окремі роки мінімуми можуть порушуватися влітку інфільтрацією дощових вод, а зимою – талими водами.



Місячна зміна запасів підземних незначна і знаходиться в межах 1-12 мм, що становить 1-3 % сумарного стоку.

Особливості накопичення підземних вод в *гірському Криму* полягають у тому, що основа Кримських гір складена глинистими водонепроникними і безводними породами таврійської серії та серії середньої юри. В результаті цього всі підземні води утримуються у верхньому ярусі гірських порід – у верхньоюрських закарстованих вапнякових і піщано-глинистих породах. Водночас, найбільші запаси підземних вод у Кримських горах приурочені до зон тектонічних тріщин і розломів, і вода у закарстовані області поповнюється за рахунок потоків карстових вод. В свою чергу підземні водойми формуються за рахунок атмосферних опадів. Додатково води поповнюються за рахунок конденсації. Утворення конденсованої вологи проходить в теплий період року, причому з однаковою швидкістю в різних типах карстових пустот. Літня межень багатьох рік гірського Криму відбувається виключно за рахунок цих конденсованих вод. Поповнення ж підземних вод відбувається переважно за рахунок інфільтрації атмосферних опадів через ґрунт. Чим більше закарстована поверхня, тим більше поповнюються запаси підземних вод і тим менше вологи витрачається на випаровування. Карстові ж водойми яйлинських масивів розвантажуються переважно у вигляді невеликих джерел, що є джерелом живлення більшості гірських річок Криму.



## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ ТА ЗАВДАННЯ

1. Охарактеризуйте розподіл опадів в гірських місцевостях. Чим він відрізняється від розподілу опадів на рівнинних територіях?

2. Опишіть процес формування просторового розподілу атмосферних опадів в Українських Карпатах.

3. Охарактеризуйте нерівномірність залягання снігу на гірській місцевості. Як це впливає на гідрологічний режим річок.

4. Детально проаналізуйте процес формування ґрунтової вологи в межах гірських місцевостей.

5. В чому полягають особливості накопичення підземних вод в гірському Криму?

## ТЕСТ

**1. Де випадає найбільше опадів в межах Українських Карпат?**

- а) на південно-західному макросхилі;
- б) на північно-західному макросхилі;
- в) на західному макросхилі;
- г) на східному макросхилі.

**2. Скільки висотних зон снігонакопичення виділяють для гірських систем?**

- а) 3;
- б) 7;
- в) 5;
- г) 6.



**3. Льодовикове живлення гірських річок, у внутрірічному розподілі стоку має найбільший вплив на...**

- |                  |                   |
|------------------|-------------------|
| а) літню межень; | в) паводки;       |
| б) водопілля;    | г) зимову межень. |

**4. У ґрунтовому живленні гірських річок основними є...**

- |                   |                      |
|-------------------|----------------------|
| а) тріщинні води; | в) міжпластові води; |
| б) карстові води; | г) верховодка.       |

**ТЕМА 4**  
**ВОДНИЙ РЕЖИМ І УМОВИ**  
**ФОРМУВАННЯ СТОКУ**  
**РІЧОК ГІРСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ**

### **4.1. Характер водного режиму і умови формування стоку гірських річок**

Джерелами живлення гірських річок є сніг, льодовики й рідкі опади, що випадають в теплий період року. Головна причина зміни водності річок з року в рік – різниця у величинах запасів снігу і в кількості рідких опадів.

Гірський рельєф зумовлює головну особливість річкових басейнів – вертикальну зональність кліматичних, ґрунтових та ботанічних умов. Саме ці особливості визначають характер живлення і режим стоку річок. Тому найважливішою характеристикою гірського басейну є розподіл його площі по висоті. Живлення річок здійснюється за рахунок запасів сезонного снігу і рідких опадів. Роль льодовиків та запасів вічного снігу набагато менша, оскільки вони, як правило, займають незначну частину площі всього басейну. В горах зі зростанням висоти зростає і кількість опадів, знижується температура повітря, що веде до зростання стоку.

Характер зміни опадів з висотою відрізняється не лише для окремих басейнів, але й для різних схилів одного водозбору. На величину опадів значно впливає експозиція схилів по відношенню до напрямку руху повітряних мас. Меридіонально направлені гірські хребти є перешкодою для руху повітряних мас в широтному напрямку, тому на навітряних і підвітряних схилах спостерігається значна різниця величини опадів.



Опади в гірському басейні зростають із висотою з різною інтенсивністю і до певної висоти. Найбільше зростають опади в інтервалі висот від 1000 до 2500 м, вище 2500 м збільшення кількості опадів уповільнюється або припиняється зовсім.

Внутрірічний розподіл опадів для різних гірських областей неоднаковий. Так, у Середній Азії в передгірній зоні максимум опадів припадає на зимово-весняний період, у високогірній частині Тянь-Шаню та Паміру – переважають літні опади, на Кавказі максимум опадів спостерігається взимку.

Зниження температури повітря з висотою суттєво впливає на ряд процесів. Зокрема, в басейнах гірських річок відмінна від рівнинних басейнів динаміка сніготанення. Танення снігового покриву поступово поширюється від нижньої зони басейну до верхньої. Межа між зонами, де сніг уже розтанув, і тими де ні, називається сніговою лінією. По мірі танення снігу сезонна снігова лінія, що є зоною несучільного залягання снігового покриву, зміщується вгору до межі вічних снігів.

На формування стоку гірських рік великий вплив має інтенсивність танення снігу та закономірності зміни площ одночасного танення. Ці площі обмежені фронтом сніготанення, або умовною лінією, що з'єднує точки сходження основної маси снігу. Площі сніготанення весь час змінюються і зміщуються вгору по схилах унаслідок чого змінюється інтенсивність танення снігу, що відображається у різких коливаннях стоку, які відповідають пікам на гідрографах гірських рік. На інтенсивність сніготанення впливають також крутизна та орієнтація схилів.

Сходження снігу в горах триває кілька місяців, що зумовлює більш тривале водопілля, яке для різних гірських рік може продовжуватись і до кінця літа, і навіть до середини осені.

На тривалість водопілля суттєво впливає й розподіл площ басейнів по висотних зонах. Чим більший діапазон висот у басейні і чим більші снігозапаси у високогірних зонах, тим довший період сніготанення та триваліше водопілля.

У формуванню стоку гірських річок велику роль відіграють рідкі опади. Вони сприяють різким коливанням стоку в періоди водопілля, проте роль дощової складової стоку зі зростанням висоти в басейні зменшується.



Переважаання в горах крутих схилів і розчленованість рельєфу сприяють швидкому стіканню талих та дощових вод. Як правило, стікання проходить по водотривких горизонтах під шаром пухких гірських порід та валунно-галькових відкладів зі значною швидкістю. Саме тому на гірських річках одразу ж після початку сніготанення або випадання дощу спостерігається швидке зростання рівнів та витрат.

Особливістю гірських регіонів є незначна товщина ґрунтового покриву, нижче якого знаходиться пухкий уламково-кам'янистий шар, що залягає на скельній материнській породі. Дощові води легко просочуючись через горизонт лісових ґрунтів, насичують цей пухкий шар, утворюючи поверхневий стік по струмках, тальвегах та ярах до річкової мережі зі швидкістю 0,5–0,7 м/с.

Втрати талого і дощового стоку в горах вивчені недостатньо. Вважається, що вони мало змінюються з року в рік і зменшуються з висотою. На втрати поверхневого стоку в горах впливає ряд факторів: геологічна будова басейну, склад ґрунтів, характер рослинності та висотне положення басейну.

## 4.2. Типи внутрірічного розподілу стоку

Особливості формування стоку гірських рік визначають умови їх водного режиму. Гірські річки за характером весняного водопілля поділяються на три типи:

1) *річки з водопіллям в теплий період року.* Це річки високогірних областей Середньої Азії і річки найбільш високогірної частини північного схилу Кавказьких гір. Живлення їх в основному снігове, значно меншу роль відіграють дощове, підземне та льодовикове;

2) *річки з весняним водопіллям.* Сюди відносять річки Кавказу, Середньої Азії, Алтаю, басейни яких розміщені на висотах до 2000 м. Живлення цих рік проходить в основному за рахунок танення сезонного снігового покриву, дощових і підземних вод. Частка дощового стоку більш суттєва для рік Кавказу;





3) *річки з паводковим режимом*. Вони вирізняються частими короткочасними паводками протягом року або в окремі сезони. До них вналежать малі річки Чорноморського схилу Кавказу, Криму та Карпат. Паводки тут формуються в основному за рахунок дощових і снігових вод.

Охарактеризуємо детальніше кожен тип:

*1-й тип (річки з водопіллям в теплий період року)*. Це зазвичай невеликі річки високогірних областей, з переважанням льодовикового типу живлення. Водопілля на таких річках розпочинається в квітні і закінчується у вересні, при цьому максимальна водність спостерігається в червні–липні. Гідрографи такого типу рік мають чітко виражений тривалий період водопілля, що характеризується плавним наростанням з квітня по червень і плавним спадом протягом серпня–вересня. Піки максимумів припадають на кінець червня – початок липня. Меженний період теж чітко виражений і рідко переривається короткими відлигами.

*2-й тип (річки з весняним водопіллям)*. Найбільш поширені на Кавказі. Тривалість водопілля у них значно менша, ніж на річках першої групи, і складає 4–5 місяців (з травня – квітня по червень–липень). В літньо-осінній період на цих річках спостерігаються дощові паводки, максимальні витрати яких іноді перевищують максимуми водопілля. Найчастіше спостерігаються паводки на річках південно-західного схилу Кавказу, а на південно-східному схилі – рідше, хоча і тут вони регулярні. Гідрографи такого типу річок характеризуються багатопіковим періодом водопілля, з плавним підйомом та різким спадом і ще частішими піками літніх паводків. Межа між періодами водопілля та паводків іноді виражена нечітко. Частота і підйом паводкових піків на гідрографах напряму залежить від кількості опадів улітку: в засушливі періоди їх менше і підйоми не високі, а при надмірній вологості – підйоми вищі і частіші. Літня межень практично не спостерігається, проте зимова чітко виражена, починаючи з кінця листопада до початку березня.



3-й тип (річки з паводковим режимом). Річки третього типу менш розповсюджені на Кавказі проте до них відносять всі без винятку басейни Українських Карпат та гірського Криму. Переважаючим джерелом їх живлення є зливові дощі, частково сніг, що випадає у верхніх зонах їх басейнів. В залежності від розподілу опадів протягом року паводки можуть спостерігатися в будь-який його період.

Для групи деяких Кавказьких рік та річок гірського Криму паводки характерні в зимово-весняний період, а влітку та восени спостерігається тривала межень.

Річки ж Українських Карпат характеризуються нетривалим водопілля (березень–квітень) з максимумом у квітні, і тільки для малих високогірних рік цей період затримується до травня. Літній період характеризується частим випаданням зливових дощів, що і зумовлює переважання паводкового режиму протягом року, та навіть певною повторюваністю катастрофічних паводків. Локальні катастрофічні паводки на річках Карпат спостерігаються майже через кожні 2–3 роки або й щорічно. Другий максимум на річках Карпат відзначається у листопаді–грудні, він спричинений деяким збільшенням опадів та зменшенням випаровування. Проте піки цього максимального періоду водності незрівнянно менші за літні паводки. Мінімуми стоку на річках Карпат спостерігаються як в теплий, так і в холодний періоди року. Перший мінімум встановлюється у вересні–жовтні і пов'язаний із різким зменшенням опадів, другий формується в січні–лютому, коли відсутній поверхневий стік і вичерпуються запаси підземних вод. Проте осіння та зимова межені нестійкі й нетривалі. Вони порушуються осінніми дощами та зимовими відлигами, що впливає на нетривалість весняного водопілля, адже частина снігозапасів витрачається під час відлиг.

У чистому вигляді перераховані типи рік за водним режимом зустрічаються тільки на малих річках, які за гідрологічною термінологією є річками з «елементарним» режимом. У більшості ж середніх і великих річок зустрічаються притоки з різними типами водного режиму, в результаті чого на головній річці формується змішаний або комбінований режим.



### 4.3. Формування і режим водопілля гірських річок

Для більшості гірських річок водопілля проходить добре вираженою хвилею, що займає значну частину теплого сезону. Початок водопілля для різних річок змінюється мало: для висот 500–1000 м початок припадає на березень, із підняттям висоти до 2000 м початок водопілля зміщується до квітня–травня, а у високогірних районах (3000 і більше) водопілля затягується до червня, коли максимальної інтенсивності досягає танення льодовиків і високогірних снігів. Закінчення ж водопілля, як правило, виражене менше, головню за рахунок впливу дощових паводків. На річках Північного Кавказу і чорноморського узбережжя водопілля затухає у вересні – на початку жовтня, після припинення танення снігів і льодовиків у зоні вище 3000 м. На гірських річках з висотами басейнів до 2000 м водопілля закінчується вже в червні – липні.

Відповідно до тривалості водопілля, стік за цей період складає для різних рік від 50-80% річного стоку, причому зв'язку між площею басейну і відносною величиною стоку за водопілля не простежується.

При наявності снігового покриву, початок весняного водопілля майже збігається (або відстає всього на кілька днів) із моментом стійкого переходу температури повітря до значень вище 0° на місцевості. Ранньою весною річки швидко реагують на підвищення температури повітря і підйом рівнів, зростання витрат води спостерігається вже при температурах від 5 до 10°.

На початку весняного водопілля зазвичай зафіксовано ряд окремих піків, викликаних тимчасовими потепліннями. Оподи в цей період випадають зазвичай у твердому вигляді і не відіграють особливої ролі.

Перехід до додатних значень температури у високогірних районах запізнюється на 2–3 місяці, у порівнянні з передгір'ями і низькогір'ями. Саме тому початок водопілля на річках, розміщених на висотах 2500–3000 м, сильно затримується.



В початковий період сніготанення, коли сніговий покрив залягає на більшій частині площі басейну, кожне наступне інтенсивне потепління супроводжується значним зростанням витрат води. Це зумовлюється збільшенням інтенсивності танення снігу та зростанням площі одночасного танення. В цей період на гідрографі виділяють піки, що відповідають інтенсивному потеплінню. В цілому стік рік поступово зростає доти, поки відбувається збільшення площі танення.

Разом із талими водами в живленні річок беруть участь і рідкі опади. Поступово їх роль у живленні річки витісняє снігове живлення, яке зменшується внаслідок звільнення території басейну від снігового покриву. Через це порушується прямий зв'язок між ходом температури і витратами води річки.

Вплив дощів на стік в період сніготанення проявляється досить своєрідно: з одного боку вони вирівнюють гідрограф стоку ріки, а з іншого – можуть стати причиною різких і високих піднять. Випадання опадів у весняно-літній період зазвичай супроводжується зниженням температури повітря, тому знижується танення снігу, хоча ця закономірність спостерігається не завжди.

Збільшення стоку за рахунок дощів в період водопілля певною мірою гаситься послабленням танення снігів у результаті зниження нульової ізотерми, зменшення інтенсивності і площі одночасного танення. Якщо після похолодання і випадання опадів настає різке потепління, то зменшення стоку, викликане припиненням опадів, компенсується посиленням притоку талих вод, що зумовлене підвищенням температури і зростанням площі танення.

Отже, вплив опадів і температури взаємно компенсують одне одного, і піки та спади на гідрографі в результаті цього згладжуються. Цей згладжуваний ефект менше проявляється на початку танення снігу і поступово наростає зі зростанням інтенсивності танення снігу.

Однак в окремих відносно рідкісних випадках, коли випадання опадів супроводжується підвищенням температури, в результаті одночасної дії обох факторів спостерігаються дуже високі, іноді катастрофічні паводки. Саме під час таких паводків наявні максимуми водопілля. Для річок південного схилу Кавказу такі



паводки формуються під впливом інтенсивних опадів і різкого зростання температури повітря, що зявляються одночасно при вторгненні теплих і вологих повітряних мас з боку Чорного моря.

Стійке зменшення притоку талої води в льодовикових басейнах відбувається після сходження основної маси снігу, при цьому піки підйомів витрат води тепер уже зумовлені виключно дощами.

Припинення танення сезонного снігового покриву в гірських басейнах без льодовикового покриву настає в червні. До початку червня снігозапаси становлять не більше 10–15 % максимального зимового накопичення, а до початку серпня сніг залишається тільки на високогірних басейнах. Період завершення водопілля в цілому збігається з моментом закінчення танення снігового покриву, якщо літні дощі несильно змінюють хід стоку на спаді. Однак для басейнів з легкопроникними ґрунтами завершення спаду водопілля значно відстає від моменту припинення танення снігу, що зумовлюється виснаженням сезонного запасу підземних вод. На річках з льодовиковим типом живлення хід стоку в липні – серпні залежить в основному від температури повітря. Завершення водопілля тут проходить значно пізніше і залежить від припинення надходження талих вод від льодовиків і вічних снігів.

Отже, головними факторами впливу на тривалість і водність водопілля на гірських річках є *температурний режим, величина снігозапасів* у басейні, а також *розподіл снігу* по території басейну. Температурний режим прямо корелює початок і тривалість періоду водопілля. При малих снігозаписах водопілля буде менш тривалим, і навпаки. Що ж стосується різниці в розподілі снігу по басейну, то водопілля буде більш тривалим та багатоводнішим, якщо основна маса снігу буде зосереджена у верхніх частинах басейну, де втрати талих вод значно менші, ніж у нижніх зонах.



## 4.4. Характер середньорічного стоку гірських річок

Середній багаторічний стік гірських річок різних територій коливається в широких межах, проте і для них можна виділити ряд спільних особливостей. Зазвичай ця характеристика повторює зміну величини опадів по території басейну річки, хоча зв'язок цей неоднозначний і залежить також від випаровування.

На практиці для розрахунку середнього стоку річок, на яких не проводяться регулярні спостереження, користуються його залежністю від середньої висоти басейну. Висота басейну є тим індексом, що відображає вплив на стік багатьох факторів, зокрема опадів і випаровування. Вона досить легко визначається для будь-якого басейну і тому є зручною характеристикою. Однак виявлення прямої залежності середнього стоку від висоти басейну в гірській місцевості – непросте питання, насамперед тому, що зміни стоку з висотою проходять нерівномірно. В нижніх зонах зростання стоку спочатку відбувається уповільнено, потім різко зростає до певної висоти і знову уповільнюється. Крива залежності в такому випадку має точку перегину на певних висотних рівнях. Такий вигляд кривої зумовлюється в основному характером змін із висотою опадів та випаровування. Оскільки опади зі зростанням висоти збільшуються тільки до певної межі, після якої різко зменшуються, а випаровування в цілому зменшується з висотою, це й зумовлює складний вигляд кривої стоку.

У високогірній льодовиковій зоні можливе зменшення стоку зі зростанням висоти, внаслідок того, що сніг не встигає розтанути за короткий теплий сезон, тут зменшення стоку можливе навіть при збільшенні опадів, які витрачаються на формування льодовиків і вічних снігів. Якщо ж опади зменшуються з висотою, то й стік відповідно зменшується ще швидше.



Такий опис змін середнього стоку з висотою басейну є тільки загальноприйнятою схемою для гірських рік. В конкретних умовах того чи іншого району від цієї залежності може сильно змінюватися.

Виявити залежність стоку від висоти не завжди можливо, не лише через недостатню кількість пунктів спостережень, але й внаслідок впливу підземного водообміну між сусідніми басейнами, що викривляє цю залежність.

Місячні величини стоку також мають зв'язок із висотою. В літні місяці цей зв'язок прямий зі значними градієнтами, в осінні – градієнти різко зменшуються, а в зимові та у весняні зв'язок зворотний, тобто зі збільшенням висоти зменшується стік. У зимові місяці зі стійкою від'ємною температурою зв'язок слабо виражений. Зворотний зв'язок навесні пояснюється зниженням температури повітря з висотою і запізненням танення снігу.

В місяці зі стійкими від'ємними температурами на всьому водозборі стік формується виключно підземними водами, а оскільки в них відсутня вертикальна поясність, то зв'язок стоку з висотою теж відсутній. Проте на водозборах із низькими відмітками майже щомісячно спостерігаються відлиги, тому зв'язок стоку з висотою має зворотний характер. В осінні місяці (вересень–жовтень), коли випадає мало опадів і річки переходять на підземне живлення, зв'язок стає менш помітний.

В Українських Карпатах градієнти місячних величин стоку змінюються в широкому діапазоні. Так, у середньому за водність 1962 році градієнти у літні місяці досягали найбільшого значення – 25 мм на кожні 100 м висоти, в листопаді–грудні вони знижувалися до нуля, а взимку (січень–лютий) піднімалися до 15 мм.

Для річок Українських Карпат розподіл стоку для південно-західного (*басейн Тиси*) та північно-східного (*басейни Дністра, Пруту та Сірету*) макросхилів неоднаковий. Стік на південно-західному макросхилі майже у двічі перевищує стік північно-східного макросхилу. Найбільше середнє багаторічне значення стоку на південно-західному макросхилі спостерігається в



басейні Тересви (1000–1150 мм) на висоті 1000–1100 м. Тут у характерні за водністю роки стік змінюється від 550–850 мм (маловодний рік) до 1400–1500 мм (багатоводний рік). На північно–східному ж макросхилі найбільший середній багаторічний стік спостерігається в басейні р. Лімниця – 1000 мм на висоті 1200 м. В екстремальні за водністю роки він змінюється в такому діапазоні: 400–500 мм (маловодний рік) 1350 мм (багатоводний рік).

#### **4.5. Особливості формування та проходження максимальних витрат води на гірських річках**

Максимальні витрати води спостерігаються зазвичай в періоди найбільшої водності ріки. Тому час їх проходження на конкретних річках значною мірою залежить від характеру розподілу внутрішньорічного стоку. Більше того, повторюваність максимумів в тому чи іншому місяці добре узгоджується із часткою стоку цього місяця в загальному річному стоці даної річки.

Для гірських річок з весняним водопіллям (2-й *тун*) максимальні витрати формуються найчастіше в травні–червні, коли тане сніг на основних водозбірних зонах і весняно–літні опади досягають максимальної інтенсивності.

На гірських річках з високо розташованими водозборами і значною площею вічних снігів та льодовиків (1-й *тун*) максимум зсувається на липень–серпень.

Для гірських рік із паводковим режимом (3-й *тун*) максимальні витрати пов'язані з періодами зливових дощів у теплий період року, що можуть навіть стати причиною катастрофічних паводків.

Поєднання зливових опадів із періодом інтенсивного танення снігу під час водопілля теж відіграє важливу роль у формуванні максимальних витрат водопілля. Таке поєднання також нерідко стає причиною катастрофічних повеней, що мають значні негативні наслідки.





Для порівняно невеликих гірських рік визначальну роль (дощові чи талі води) у формуванні максимального стоку відіграють місцеві умови (мікроклімат, режим опадів залісненість та характер підстилаючої поверхні) для більших річок максимальний стік залежить від більшої кількості чинників і частіше визначається змішаним типом живлення.

Кількісна оцінка ролі талих і дощових вод у формуванні максимальних витрат – досить важке завдання.

Метод «рубки», який при цьому застосовується, є досить суб'єктивним, і дає тільки грубе наближення, з великою похибкою. Він полягає у візуальному розділенні гідрографа в зоні водопілля на дощову і талу складові за допомогою допоміжних графіків зв'язку приросту витрат із зростанням температури повітря на якомусь із опорних пунктів.

Водночас із максимумами змішаного походження на спаді водопілля можуть формуватися винятково високі зливові паводки, що перевешують його піки.

На гірських річках із високогірними водозборами (1-й тип), у їх верхніх течіях максимальні витрати дощового походження частіше спостерігаються на підйомі водопілля в травні–червні, пізніше до стоку дощових вод додається велика кількість талої води і паводки носять змішаний характер.

Відповідно до різниці в живленні річок час проходження максимальних витрат сильно відрізняється для різних річок.

Для річок Українських Карпат в середні та маловодні роки максимальні витрати спостерігаються в період весняного водопілля у березні–травні як для південно-західного, так і для північно-східного макросхилів.

У багатоводні роки для річок Українських Карпат є деякі відмінності: найбільший стік і відповідно максимальні витрати формуються в літні місяці (червень-липень), в період зливових дощів, на річках північно-східного макросхилу, та у грудні на річках південно-західного макросхилу, коли теплі дощі сприяють таненню снігу й інтенсивному стіканню води на мерзлому ґрунті.



## 4.6. Особливості формування та проходження мінімальних витрат води на гірських річках

Меженний період на річках пов'язаний із відсутністю поверхневого стоку та переходом рік виключно на підземне живлення. Проте для гірських річок меженний період залежить також від місцевих умов, висоти водозбору та мікроклімату.

Для більшості річок високогірної зони найменші витрати спостерігаються в зимовий період, коли опади випадають у твердому вигляді і річки живляться тільки підземними водами. Зі зниженням висоти басейну частіше проявляються літньо-осінні мінімуми, які за величинами витрат можуть бути нижчі навіть за зимові. Такий режим більш характерний для гірських рік в межах передгір'я.

У літній період унаслідок виснаження основних водоносних горизонтів та тривалої відсутності стокоформуючих опадів можливе епізодичне або щорічне пересихання річок. Припинення стоку спостерігається в зимовий період, коли низькі температури повітря призводять до перемерзання, що в свою чергу спричиняє різке зменшення припливу підземних вод. Періоди пересихання та перемерзання річок визначаються географічним положенням, висотою місцевості та розмірами річкових водозборів, а також гідрогеологічними умовами.

*Пересихання гірських річок України.* Характерною особливістю гідрогеологічного режиму малих річок України є перервність їх стоку, яка може настати в теплу пору року (*пересихання*), зимою (*перемерзання*) або в будь-який час унаслідок переходу потоку в товщу алювіальних відкладів, що заповнюють русло або підруслову зону.

У межах Кримських гір умови живлення достатні, щоб річки не пересихали внаслідок недостачі поверхневого стоку. Причиною їх пересихання є карст, значно поширений в межах Головного пасма Кримських гір. Стік річок, що протікають в



районах поширення карсту, повністю зникає на певних ділянках, провалюючись в товщу алювіальних відкладів, що заповнюють русло. Цей факт здавна відомий місцевому населенню, який споруджує в руслах річок у карстових зонах спеціальні водозатримуючі стінки (діафрагми). З усіх річок Криму навіть найбільш повноводні (Альма, Кача, Бельбек, Велика Карасівка) пересихають. Тривалість пересихання в посушливі роки може досягати 9–10 місяців і навіть більше.

В Українських Карпатах пересихання можливе тільки на малих річках і на короткий час. На північно-східних схилах Карпат припинення стоку більш імовірно в зимовий час. Пересихання в маловодні роки можливі протягом 2, дуже рідко 4 місяців.



## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ ТА ЗАВДАННЯ

1. За рахунок чого здійснюється живлення річок в межах гірських місцевостей? Чим ці процеси відрізняються від аналогічних на рівнинних територіях?
2. Охарактеризуйте типи внутрірічного розподілу стоку гірських річок.
3. Як проходить процес формування і режим водопілля гірських річок?
4. В чому полягає метод «рубки» поділу гідрографа на складові?
5. Поясніть особливості формування та проходження максимальних витрат води на гірських річках.

## ТЕСТ

**1. В гірських місцевостях, найбільше зростають опади в інтервалі висот...**

- |                        |                        |
|------------------------|------------------------|
| а) від 1000 до 2500 м; | в) від 500 до 2000 м;  |
| б) від 1500 до 2500 м; | г) від 1000 до 3500 м. |

**2. На тривалість водопілля суттєво впливає...**

- а) інтенсивність танення снігу;
- б) закономірності зміни площ одночасного танення;
- в) розподіл площ басейнів по висотних зонах.



**3. Початок водопілля на яких річках сильно затримується?**

- а) на висотах 1000-2000 м;      в) на висотах 500-700 м;  
б) на висотах 2500-3000 м;      г) на висотах 2000-3000 м.

**4. Гірські річки за характером весняного водопілля поділяються на...**

- а) 3 типи;      в) 4 типи;  
б) 5 типів;      г) 2 типи.

## **ТЕМА 5 ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ ВОДНОГО БАЛАНСУ ГІРСЬКИХ ВОДОЗБОРІВ**

### **5.1. Особливості вологообміну і закономірності формування водного балансу в горах**

Гірські системи за умовами формування гідрометеорологічного режиму істотно відрізняються від рівнинних територій. Ця відмінність проявляється у величині зволоження і нагрівання. Гори одержують більше вологи й менше тепла, ніж рівнини, що їх оточують, а тому інтенсивність вологообороту тут більша. Ступінь зволоження і температурні умови в горах визначаються станом повітряних мас та характером гірської споруди. Тому тут ступінь зміни вологообороту і трансформації повітряних мас зумовлює не тільки географічною широтою, а й висотою місця над рівнем моря та рельєфом. З широтою тісно пов'язані типи атмосферної циркуляції та характер повітряних мас. З висотою змінюється атмосферний тиск, температура, вологість повітря, радіаційний баланс, опади, вітер тощо. В горах ці зміни зазнають впливу рельєфу, а саме: висоти і напрямку гірських хребтів, експозиції та крутизни схилів, довжини, ширини і відстані між суміжними хребтами.

Гірські системи є значною перешкодою на шляху повітряних мас. Зустрічаючи гірську споруду, повітряний потік змушений перевалювати через неї або обминати її. Під час перевалювання повітря піднімається, адіабатично охолоджується і на певній висоті досягає стану насичення. Ця висота називається рівнем конденсації



і є нижньою межею утворення хмар. Переваливши через хребет, повітря може опускатися, адіабатично нагріватися і ставати ненасиченим. Тому розрізняють схили навітряні (з максимальним зволоженням) і підвітряні (з мінімальним зволоженням). Цим зумовлюється асиметрія в розподілі опадів, стоку і випаровування. Ця закономірність дала б можливість легко аналізувати і розраховувати величину атмосферних опадів, якби перенесення повітря відбувалося тільки в одному напрямі. Однак такого не буває. За певних погодних умов і певній атмосферній циркуляції перенесення може бути навіть протилежним, і тоді навітряний схил стає підвітряним. Тому для аналізу розподілу опадів за багаторічний період один і той самий схил може бути і навітряним, і підвітряним, що призводить до згладжування ефекту навітряності та підвітряності. Якщо врахувати, що опади в горах переважно конвективного походження, не зв'язані з висотою, то розподіл опадів тут досить складний.

У горах простежується чітка зміна температури і вологості повітря з висотою в теплий період року і за рік у цілому. В приземному шарі температура і вологість повітря тісно пов'язані з режимом сонячної радіації. Хоча прихід її в Карпатах збільшується з висотою приблизно на 10 % на кожні 1000 м, проте ефективне випромінювання Землі зростає ще більше. Зменшення величини радіаційного балансу з висотою спричиняє зменшення температури і вологості в цьому напрямі. Однак і тут є винятки. Стікання холодного повітря взимку або в нічний час влітку в долини у замкнуті котловини спричиняє інверсії температури. Крім того, на розподіл температури істотно впливає експозиція схилів. Схили південної експозиції отримують у кілька разів більше тепла, ніж північні. Цим зумовлена асиметрія в розподілі температури і вологості повітря та випаровування.

Отже, якщо у формуванні висотної поясності опадів переважна роль належить циркуляційному чиннику, то у формуванні розподілу температури, вологості повітря і випаровування – радіаційному чиннику. Крім того, на розподілі опадів позначається орієнтація схилів відносно домінуючого перенесення повітряних мас, а на розподіл тепла – експозиція і



крутизна схилів. Співвідношення цих факторів і зумовлює різноманітні форми висотної поясності та видозміну широтної зональності у розподілі метеорологічних елементів. Найбільші контрасти в надходженні тепла викликані експозицією схилів, оскільки від них залежить кут падіння прямої сонячної радіації.

Вплив широтної зональності, висотної поясності й експозиції схилів на зміні сонячної радіації позначається з різною інтенсивністю. Якщо широтна зональність відчутно проявляється на відстані сотень кілометрів, а висотна поясність – одиниць кілометрів, то експозиція схилів – у межах десятків і сотень метрів. До того ж висотна поясність зазнає істотного впливу конкретних форм рельєфу. Розрізняють три форми рельєфу: мікро-, мезо- і макроформи. *Мікроформам* відповідають ділянки території з однорідним рельєфом (елементарний непорізаний схил водозбору малої річки без приток). *Мезоформи* – це гірські схили малих і середніх річок, які охоплюють усі мікроформи. *Макроформи* – це схили гірської системи, які охоплюють усі мікро- і мезоформи. Сюди належать всі річки, що стікають зі схилів гірської системи.

Експозицію гірських схилів розглядають відповідно до форм рельєфу, тобто експозицію мікро-, мезо- і макроформ. Під впливом експозиції створюються умови для різного нагрівання і зволоження схилів, унаслідок чого виникає асиметрія висотної поясності. Розрізняють асиметрію *радіаційну* (абсолютну) і *циркуляційну* або відносну. Кожна з них може підсилювати одна одну або послаблювати. Абсолютна асиметрія зумовлюється різними умовами нагрівання схилів, а відносна – неоднаковим їх зволоженням, хоча, крутизна і експозиція схилів по відношенню до Сонця також мають деякий вплив на утворення опадів. Цей вплив проявляється через конвекційні потоки і швидкість підйому повітряних мас. Ступінь прояву експозиції в утворенні поясної асиметрії залежить від простягання гірських хребтів.

Циркуляційна асиметрія чітко виражена тоді, коли гірський ланцюг перпендикулярний до напрямку руху повітряних мас. Зі збільшенням кута зустрічі поступово затухає ефект експозиції і циркуляційна асиметрія зменшується, а коли повітря рухається





уздовж гірських хребтів – її зовсім нема. Найбільш чітко вона проявляється на периферії гірських систем і особливо, якщо крайні хребти піднімаються вище внутрішніх.

Зменшення температури повітря пересічно на 0,6 °С на кожні 100 м висоти призводить до послідовності танення снігу в тому самому напрямі. Тому період повені на гірських річках розтягується, а максимальні витрати води відповідно знижуються. Це пояснює те, що річні максимуми тут формуються не в період весняної повені, хоча снігозапаси в горах ще досить великі, а під час випадання зливових дощів, величина яких нижча від снігозапасів. На процес сніготанення в горах накладає свій відбиток і різниця в прибутку тепла до схилів різної експозиції. Тому на схилах південної експозиції сніготанення закінчується на 1–1,5 місяця раніше, ніж на північних.

Певне поєднання тепла і вологи по висотних поясах зумовлює утворення певних видів ландшафтів і їх висотної поясності, відповідно до яких гори поділяють на низькі, середньовисокі та високі. Кліматичні особливості низьких гір (Крим) і сусідніх рівнин дуже близькі. Для незначних висот переважаюче значення мають форми рельєфу. Високі гори зазнають найбільшого впливу вільної атмосфери, а середньовисокі гори Карпат знаходяться під переважаючим впливом вертикальних повітряних потоків.

Гірські регіони за характером діяльної поверхні істотно відрізняються від рівнинних територій. У горах фізична (реальна) площа водозборів набагато перевищує топографічну (проекцію площі на горизонтальну поверхню). Це перевищення при крутизні схилів 30–40° може досягати 15–30 %. Значні опади і порівняно мале випаровування не призводять до заболочення, оскільки через велику крутизну схилів 60–70 % опадів витрачається на формування стоку. Зі збільшенням висоти збільшується крутизна схилів, з'являються відслонення корінних порід, акумулятивні форми змінюються скульптурними. Потужність ґрунтів також зменшується від 1–1,5 м на нижніх ділянках схилів до 0,5 і менше на хребтах. Місцями на схилах розповсюджені кам'яністі поверхні у



вигляді осипів і скель. З висотою їх кількість зростає. Потужність пухких порід зменшується, разом з тим збільшується їх кам'янистість і розміри фракцій.

Висотна пояси́сть у розподілі рослинного покриву також пов'язана з кліматичними умовами, які зазнають впливу експозиції схилів, їх орієнтації до панівних вітрів. Для неї також характерна асиметрія. Зміщення однорідних висотних поясів на схилах протилежної експозиції досягає сотень метрів. Наприклад, пояс широколистяних лісів на схилах південної експозиції може бути на 200-300 метрів вище, ніж на схилах північної експозиції.

Процес волого- і теплообміну між атмосферою і підстильною поверхнею протікає безперервно впродовж року зі змінною інтенсивністю. Інтенсивність випадання опадів змінюється від нуля до 10-20 мм/хв і більше. Стік на непересихаючих річках відбувається безперервно також з різною інтенсивністю. Інтенсивність випаровування має добовий (максимум – удень, мінімум – вночі) і річний (максимум – улітку і мінімум – узимку) хід. Інтенсивність сніготанення також має добовий хід відповідно до величини зростання температури біля поверхні. Всі ці процеси тісно пов'язані між собою і з елементами теплового балансу. Так, величина та інтенсивність випаровування при наявності вологи залежить від збільшення тепла. Врахувати ці процеси при дослідженні водного балансу водозборів можна лише за умови, що рівняння складається для короткого періоду. Чим коротший період, тим детальніше і глибше можна дослідити часову мінливість складових балансу та їх залежність від природних умов.

При складанні водного балансу за короткі періоди (доба, декада, місяць) зустрічається ряд труднощів. По-перше, на гірських водозборах відсутня густа мережа гідрометеорологічних спостережень за всіма елементами балансу. По-друге, у рівнянні водного балансу не враховується явище інерції у формуванні тих чи інших його елементів. На стік і випаровування, наприклад, витрачаються не тільки ті опади, які випали в даний момент, а й ті, що випали за попередній період. Швидкості стікання води по поверхні водозбору і підземним шляхом істотно різняться. Тому



повсюдно переважають випадки, коли стік, випаровування та інші елементи балансу сформувалися опадами, що випали за попередній період. Частина опадів поточного періоду формують стік, випаровування, запаси ґрунтової вологи і підземних вод у наступному періоді. Отже, величина стоку ( $Y$ ) буде складатися з двох частин: стоку, який сформувався опадами попереднього періоду ( $Y_1$ ), і стоку з опадів поточного періоду ( $Y_2$ ) тобто:

$$Y = Y_1 + Y_2 \quad (5.1)$$

або

$$Y = K_1 P_1 + K_2 P_2 \quad (5.2)$$

де  $K_1$  – частка опадів ( $P_1$ ) попереднього періоду, з яких сформувався стік ( $Y_1$ ) у поточному місяці;  $K_2$  – частка опадів ( $P_2$ ) поточного періоду, із яких сформувався стік ( $Y_2$ ) у поточному періоді. Причому  $K_1 + K_2 = 1$ .

Так само можна виразити й інші елементи водного балансу за поточний період. Якщо стік сформувався всіма опадами тільки поточного періоду, то  $K_1 = 0$ , а  $K_2 = 1$  і, навпаки, якщо стік сформувався з опадів тільки попереднього періоду, то  $K_1 = 1$ , а  $K_2 = 0$ . Критерієм участі опадів попереднього періоду у формуванні стоку поточного періоду може бути співвідношення між тривалістю розрахункового періоду ( $t_0$ ) і тривалістю часу запізнювання елемента ( $t$ ). Якщо  $t_0 = t$ , то у формуванні даного елемента балансу беруть участь тільки опади попереднього періоду. При  $t = 0,5$  у формуванні цього елемента бере участь половина опадів із попереднього періоду і половина із поточного періоду. Установити співвідношення між  $t_0$  і  $t$  можна за допомогою значення інтенсивності процесу, яке визначаємо за формулою

$$i = P/t', \quad (5.3)$$

де  $i$  – інтенсивність процесу;  $P$  – величина опадів, яка сформувала даний елемент;  $t'$  – період, упродовж якого сформувався даний елемент, починаючи від кінця випадання опадів.



Визначити величину запізнювання елементів по відношенню до опадів можна за допомогою коефіцієнта автокореляції. Встановленою величиною запізнення доцільно скористатися при обчисленні коефіцієнта кореляції між опадами за даний період і іншими елементами за той самий період (декаду, добу). Чим більшою буде різниця між  $t_0$  і  $t$ , тобто  $t/t_0 > 1$ , тим більший період запізнення. При  $t/t_0 < 1$  воно буде менше впливати на формування елементів балансу. В гірських умовах при розрахунковому періоді, рівному місяцю, запізнення майже не позначається. До того ж воно проявляється у зсуванні з певним кроком із місяця в місяць.

При обчисленні балансу за короткі періоди істотно збільшується об'єм розрахунків. Ці труднощі усуваються, якщо розрахунок вести за тривалий період, наприклад за рік. При цьому можна розглядати річні величини за окремі роки і багаторічний період. В останньому випадку рівняння водного балансу складається і трьох частин (опадів, стоку, випаровування). Вони обчислюються будь-яким із відомих способів і представляють статистичні величини, що характеризують природні умови на певній території. Проте такий річний водний баланс не розкриває суть процесів, які відбуваються на водозборі упродовж року.

Тому виникає необхідність складання водного балансу за такий період, при якому є в доступній формі матеріали спостережень і можливість розкриття фізичної суті формування його впродовж року. Інакше кажучи, мова йде про вибір "оптимального" періоду. Для водозборів середніх і великих річок таким періодом може бути місяць, а для малих річок, якщо в них є достатньо густо розгалужена гідрометеорологічна мережа з повним комплексом спостережень – лише декада. При дослідженні водного балансу за генетично однорідні періоди (весняне водопілля, літня межень тощо) величина періоду буває різною за тривалістю.

Обчислені місячні величини елементів балансу сумуються по сезонах, а потім і за рік (гідрологічний або календарний). При об'єднанні місяців у сезони враховуються зміни температури



повітря з висотою  $i$ , відповідно, періоди залягання снігового покриву. Очевидно, що з ростом висоти зимово-весняний період буде збільшуватися, літньо-осінній, відповідно, зменшуватися. Розрахунок проводиться по висотних поясах, а в межах поясів – по типах ландшафтів. Величина елементу балансу для всього водозбору визначається методом зважування.

## 5.2. Рівняння водного балансу для гірських водозборів

Теоретичною основою водообміну між атмосферою і діяльною поверхнею водозбору є рівняння водного балансу. Оскільки не всі опади, які випали за певний період, витрачаються на стік і випаровування за цей же період, на водозборі акумулюється певна частина вологи. Зміна запасів води на водозборі складається з нагромадження і витрачання запасів вологи у сніговому покриві, ґрунтах, підземних пластах, руслах річок, озерах і водосховищах. Перелічені елементи мають різну абсолютну величину і неоднаково впливають на формування водного балансу. Основними елементами є атмосферні опади у вигляді дощу або снігу ( $P$ ), сумарний стік води ( $Y$ ), випаровування з поверхні водозбору ( $E$ ), зміни запасів води у сніговому покриві ( $\Delta U_{\text{сн}}$ ) та у ґрунтовому шарі ( $\Delta U_{\text{гр}}$ ) і в підземних пластах ( $\Delta U_{\text{підз}}$ ). З урахуванням викладеного, рівняння водного балансу для водозборів Карпат, де відсутні карст і водообмін з сусідніми водозборами, можна записати так:

$$P = Y + E \pm \Delta U_{\text{сн}} \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} \quad (5.4)$$

Для річкових басейнів гврського Криму в рівняння водного балансу слід включати витрати на карстові процеси.

$$P = Y + E \pm \Delta U_{\text{сн}} \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} \pm \Delta U_{\text{кар}} \quad (5.5)$$



Зазвичай те, що права частина рівняння дорівнює лівій, є досить умовним, оскільки неточно визначались елементи балансу і не враховувались деякі другорядні члени. В цих випадках рівняння набуває вигляду:

$$P - Y - E \pm \Delta U_{\text{сн}} \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} = N, \quad (5.6)$$

де  $N$  – нев'язка балансу.

Для замкнутих водозборів величина акумуляції за багаторічний період дорівнює нулю і рівняння запишеться так

$$P = Y + E \pm N \quad (5.7)$$

Для періоду межені при відсутності опадів рівняння має вигляд

$$Y + E \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} = 0 \quad (5.8)$$

а при випаданні атмосферних опадів

$$P - Y - E \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} \pm N = 0 \quad (5.9)$$

Для періоду весняної повені рівняння таке:

$$(P_m + P_d) - (Y_{\text{пов}} + Y_{\text{підз}}) - (E_m + E_n) \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} \pm N = 0, \quad (5.10)$$

де  $P_m$  – запас води у сніговому покриві перед сніготаненням;  $P_d$  – кількість опадів, які випали під час повені;  $Y_{\text{пов}}$  – стік за повінь, за винятком підземного стоку;  $Y_{\text{підз}}$  – підземний (базисний) стік;  $E_m$  – випаровування з поверхні снігу;  $E_n$  – випаровування з поверхні ґрунту. Решта позначень – попередні.

Для періоду дощових паводків рівняння має вигляд:

$$P_d - Y - E \pm \Delta U_{\text{гр}} \pm \Delta U_{\text{підз}} \pm N = 0, \quad (5.11)$$



Для зимової межені без відлиг:

$$P_m - Y - E \pm \Delta U_{гр} \pm \Delta U_{підз} \pm N = 0, \quad (5.12)$$

а з відлигами:

$$(P_m + P_d) - Y - E \pm \Delta U_{сн} \pm \Delta U_{гр} \pm \Delta U_{підз} \pm N = 0, \quad (5.13)$$

Розглянуті рівняння дозволяють вести розрахунок для будь-якого календарного і генетично однорідного періоду (весняної повені, дощового паводку, літньої та зимової межені чи відлиги).

Співвідношення між основними елементами водного балансу залежить від водності року. У багатоводні роки коефіцієнти стоку найбільші, а в маловодні – найменші. Проте на окремих водозборах вони не залежать від водності року.

Упродовж року співвідношення між елементами балансу не залишається постійним. Зимовою і навесні стік переважає над випаровуванням, влітку випаровування переважає над стоком в середні і маловодні роки. В багатоводні роки, в основному, стік переважає над випаровуванням на водозборах, висота яких понад 1000 м. На водозборах з меншою висотою випаровування переважає над стоком. В осінній період залежно від водності року і висоти водозбору може бути як переважання стоку над випаровуванням, так і випаровування над стоком.

У багатоводні роки у зв'язку з переважанням приросту води над її витратою на водозборі нагромаджуються запаси ґрунтової вологи і підземних вод. У маловодні роки, коли витрати більші за приріст, ґрунтова волога і підземні води вичерпуються. В середньоводні роки місцями може бути перевищення прибутку вологи над витратою, а місцями, навпаки, – витрати над приростом залежно від волого і теплозабезпечення водозбору.

Основна роль у формуванні волого- і теплообміну в Українських Карпат належить атмосферним опадам, річковому стоку, випаровуванню і запасам вологи в сніговому покриві. Роль ґрунтової вологи і підземних вод в цих процесах незначна.



Для гірської частини Криму роль снігового покриву є несуттєва, на рівні з ґрунтовою вологою та запасами підземних вод і основна роль належить атмосферним опадам, річковому стоку та сумарному випаровуванню.

Стік і коефіцієнт стоку знаходяться в прямій залежності від опадів, а випаровування – від теплових ресурсів даних регіонів.

### **5.3. Вплив лісу на формування елементів водного балансу**

Вивчення впливу лісу на стік та інші елементи водного балансу мають свою історію. Проте актуальність цього питання не зменшується. Дослідження ролі лісу вчені проводили переважно на рівнинних територіях. В гірських районах є тільки епізодичні дані, що стосуються тільки опадів і стоку.

В Українських Карпатах вивчення впливу лісу на формування водного балансу не вийшло за рамки експериментальних спостережень на малих водозборах (балках) і окремих схилах. Проте це питання має наукове і прикладне значення, оскільки ступінь заліснення окремих водозборів тут досягає 90-95 %. Середнє заліснення Карпат становить 67 % або 1,6 млн га. Для гірського Криму цей показник дещо менший: 56 %.

Вплив лісу на водний баланс багатогранний. Лісова запона затримує частину атмосферних опадів і цим охороняє ґрунтовий покрив від змиву і виникнення селів. Ліс певною мірою перешкоджає перенесенню снігу і виникненню лавин. Отже, ліс виконує природоохоронну функцію. Але найбільший вплив лісу на внутрішній розподіл стоку.

Роль лісу зводиться до зниження паводкового і підвищення меженого стоку. Зниження максимального стоку дощових паводків визначається затриманням опадів лісовою запоною та інтенсивністю злив. Якщо інтенсивність зливи на залісеному водозборі набагато більша, ніж на безлісому, та ще й перевищує затримуючу здатність лісової запони, то максимальний стік тут буде вищим. Такі випадки спостерігались у травні, червні та





листопаді, а на безлісому водозборі – у червні, особливо у вересні, жовтні та грудні. Водночас, мінімальний стік води на залісеному водозборі завжди вищий, ніж на безлісому.

Впливу заліснення на сумарне випаровування в Українських Карпатах та гірському Криму не виявлено. Заліснення істотно впливає на розподіл снігового покриву, особливо запобігає помітному переносу. На безлісих водозборах нагромадження снігу йде на схилах, що впливає на характер розподілу стоку талих вод. В результаті цього максимальні витрати води на безлісих водозборах спостерігаються раніше, на залісених – пізніше.

Отже, для гірських водозборів ліс має надзвичайно велике значення, оскільки загрожує значну кількість опадів, особливо в літній період листяними рослинами, впливає на внутрірічний розподіл стоку, понижуючи максимальні витрати води і збільшуючи межений стік, перешкоджає переформуванню снігового покриву на схилах і сходу снігових лавин.



## КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ ТА ЗАВДАННЯ

1. Чим визначаються ступінь зволоження і температурні умови в горах?

2. Як змінюється величина радіаційного балансу в гірських місцевостях?

3. Яка роль лісу на формування елементів водного балансу гірських річок?

4. Напишіть та поясніть рівняння водного балансу для водозборів Українських Карпат.

5. Який вигляд рівняння водного балансу для періоду межені при відсутності опадів?

### ТЕСТ

**1. У формуванні висотної поясності опадів переважна роль належить...**

- а) циркуляційному чиннику;                      в) радіаційному чиннику  
Землі;  
б) підстилаючій поверхні;                      г) висотній поясності.

**2. У формуванні розподілу температури, вологості повітря і випаровування переважаюча роль належить...**

- а) циркуляційному чиннику;                      в) радіаційному чиннику  
Землі;  
б) підстилаючій поверхні;                      г) висотній поясності.

**3. Теоретичною основою водообміну між атмосферою і діяльною поверхнею водозбору є...**

- а) процес випаровування;                      в) зміна вологообміну;  
б) рівняння водного балансу;                      г) внутрірічний розподіл стоку.

**4. У рівнянні водного балансу сумарний стік води позначається символом...**

- а) У;    в) Р;  
б) Е;    г) U;



ЧАСТИНА 2

**ПРАКТИКУМ**



## ПРАКТИЧНА РОБОТА №1

### ВИДІЛЕННЯ МЕЖ РІЧКОВОГО БАСЕЙНУ, ОПИС ЙОГО ГЕОГРАФІЧНОГО ПОЛОЖЕННЯ, ОБЧИСЛЕННЯ ПОРЯДКУ ПРИТОК ЗА МЕТОДОМ ХОРТОНА

**Мета і завдання роботи** – дати загальні уявлення про те, що таке річка, річковий басейн, як проводиться опис географічного положення річкового басейну; навчити самостійно окреслювати межі басейну річки; описати в зошиті географічне положення цього басейну та визначати порядок усіх приток та головної річки за методом Хортон.

#### Вихідна інформація

**Річковим басейном** називають ту частину земної поверхні, з якої відбувається стік води в руслову систему (рис. 6.1). Кожен басейн річки включає в себе, як правило два водозбори: **поверхневий** і **підземний**. Більшість річок мають чітко виражену межу басейну, яка називається – *вододілом*.

Поверхневий водозбір – це ділянка земної поверхні, з якої вода надходить в певну річкову систему або окрему річку. Підземний водозбір – товщі ґрунтів, з яких вода надходить в річкову мережу. У загальному випадку, межі поверхневого та підземного водозборів рідко збігаються. Проте внаслідок труднощів у визначенні межі підземного водозбору зазвичай при розрахунках та аналізі явищ стоку за величину та контур басейну річки беруть тільки поверхневий водозбір, а тому суттєвої різниці між термінами річковий басейн та річковий водозбір немає. Помилки, які виникають в результаті умовного узагальнення розмірів басейну і поверхневого водозбору, можуть бути значними тільки для малих річок, а також для більших річок, що протікають в специфічних геологічних умовах, які забезпечують хороший водообмін між сусідніми басейнами (наприклад карст). Межа, що

відділяє басейн річки від іншого, називається **вододілом**. Вододіл зазвичай проводять через вершини височин, розташованих на стику двох суміжних басейнів.

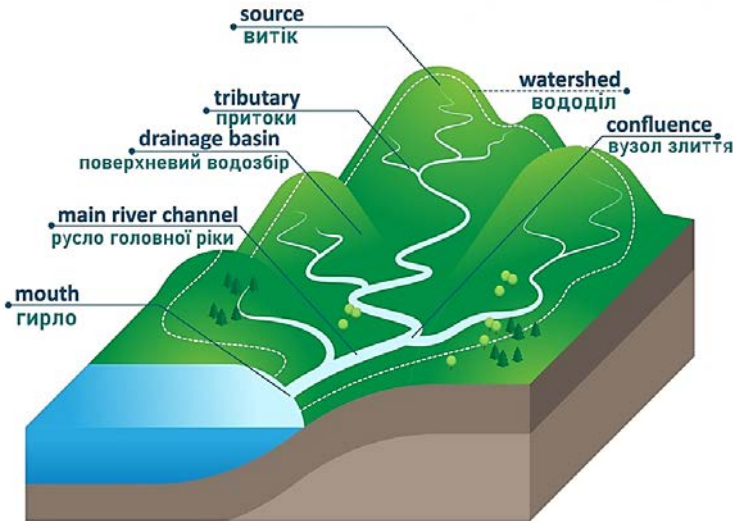


Рис.6.1. Карто-схема річкового басейну

На розвиток та процес існування річкового басейну впливає багато чинників. Це, насамперед, кліматичні умови – кількість, інтенсивність та розподіл атмосферних опадів протягом року, потужність снігового покриву та запаси води в ньому, випаровування, температура та вологість повітряних мас, напрямок вітру та ін. Вони відіграють важливу роль у водопостачанні річок та формуванні їхнього стоку.

Геологічні умови та грунтовий покрив досліджуваної території визначають характер дна річкового русла та розмір підземного живлення річок, появу заболочених або посушливих територій, втрати опадів на фільтрацію. Рельєф басейну, рослинність (особливо ліси) суттєво впливають на водність річок та характер режиму.



Проте найбільш вагомим і, в більшості випадків, негативним чинником впливу на навколишнє середовище та, відповідно, досліджувані нами річкові басейни є господарська діяльність людини (антропогенний фактор).

Для більш детального вивчення та характеристики природних умов розміщення басейну використовують **географічний опис положення басейну**. Загальноприйнята така послідовність оцінки географічного положення басейну річки:

- а) визначення географічних координат крайніх точок, які вкажуть на широтне та довготне розташування басейну;
- б) положення відносно басейнів інших річок, гірських хребтів;
- в) віддаленість від морів, пустель та інших об'єктів;
- г) визначення максимальних та мінімальних абсолютних висот досліджуваного річкового басейну;
- д) опис та характеристика природних зон, на території яких розміщується басейн;
- е) урбанізованість в межах басейну;
- є) ступінь господарського перетворення.

Значна протяжність басейну в широтному напрямку та різниці висот визначають неоднорідність кліматичних та гідрологічних його умов.

Значна протяжність басейну в широтному напрямку та різниці висот визначають неоднорідність кліматичних та гідрологічних його умов.

Проте трактування головної ріки може бути і в межах приток будь-якого порядку, якщо розглядаються індивідуальні гідрологічні чи гідроекологічні задачі, – в межах окремих чи навіть часткових басейнів (бас. Черемошу – гирло, бас. Прут – Чернівці тощо). Річки, які впадають у головну річку, називають її притоками (допливами).

Існує кілька схем визначення порядкового номера допливів головної річки. Більшість з них базується на використанні так званого спадного методу визначення порядкового номеру приток: притоки, що безпосередньо впадають в головну річку, називаються притоками першого порядку, їх притоки – другого порядку і т.д.

Наразі найбільш прийнятна схема виділення приток, розроблена американським гідрологом Хортоном, так звана висхідна схема: притоки першого порядку – це водотоки річкового басейну які зовсім не мають приток. При злитті приток першого порядку утворюється притока другого порядку і т.д.

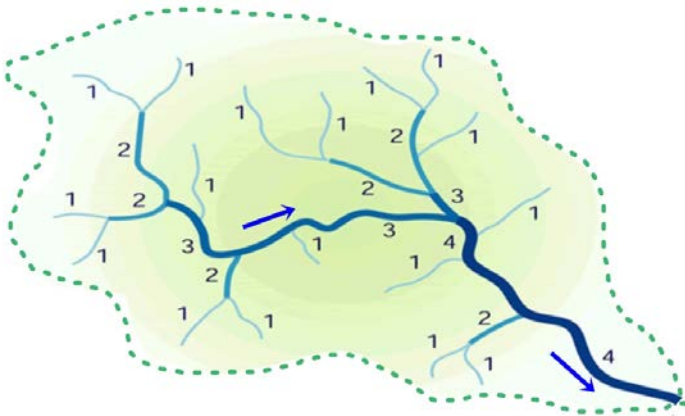


Рис.6.2. Приклад висхідної системи визначення порядку приток

Важливо також відмітити, в якій гідрологічній зоні знаходиться басейн, і навести невеличкий опис характерних особливостей цієї зони.

### **Хід роботи**

1. Вибрати довільну річку на карті, так щоб її водозбірний басейн повністю знаходився в межах аркуша карти і вона мала кілька великих приток з окремими назвами.
2. Виділити на карті межі поверхневого водозбору річки.
3. Зробити характеристику географічного положення річкового басейну.
4. Визначити на карті порядковий номер допливів і головної річки за висхідною системою.

## ПРАКТИЧНА РОБОТА №2

### МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК ТА ЇХ БАСЕЙНІВ

**Мета і завдання роботи** – навчитися за допомогою картографічних робіт та математичних залежностей визначати основні морфометричні характеристики річкового басейну та проводити аналіз природних та антропогенних факторів, що впливають на розвиток та функціонування басейну за обчисленими показниками в даних умовах.

#### Вихідна інформація

У практиці гідрологічних та гідроекологічних досліджень, окрім визначення розмірів та форми досліджуваного водозбору, дуже важлива оцінка групи відповідних **морфометричних показників**.

Вивченням саме цих показників займається **морфометрія**. Морфометрія – це частина геоморфології, яка вивчає кількісні характеристики і співвідношення елементів, форм та типів рельєфу, спираючись на різні числові показники (середні, максимальні, мінімальні тощо). Частково їх можна визначити безпосередньо процедурою картометричних робіт, проте, при обчисленні більшості показників доречно використовувати певні відомі взаємозалежності.

Обов'язково починають з **довжини річки**. Для її визначення, необхідно перш за все на карті встановити ознаки витоку та гирла (див рис. 6.1).





**Витік річки** – початок річки; на карті зазвичай відповідає місцю з якого з'являється постійне русло потоку. Річка, котра витікає з озера чи болота (характерно для рівнинних районів) має добре виражене місце витоку. Якщо ж річка утворилася злиттям двох річок без назви, то за її витік приймають складову більшої довжини, а при їх однаковій протяжності - місце витоку її лівої річки. Якщо ж вона утворилася від злиття двох річок із самостійними назвами, то місце злиття є початком цієї річки. Проте за її витік треба приймати місце витоку довшої з двох річок, що злилися. У цьому випадку можна виділяти гідрографічну довжину річки - довжину від найбільш віддаленого витоку та довжину річки даної назви. В практиці гідрографії є винятки. Основну назву річки зберігають за меншою із двох, що зливаються. Це спричинено певними історико-географічними подіями (**Місісіпі** – *Міссурі* (рис.6.3), **Кама** – *Волга*, **Стрий** – *Дністер* тощо).

Очевидно, що умови стоку води в річці і, звичайно, час переміщення води від витоку до гирла чи будь-якого іншого пункту, залежать від гідрографічної довжини річки. Тому фахівцями береться до уваги остання.

**Гирло річки** - місце впадіння річки в море, озеро чи іншу річку. Іноді це місце, де вода річки повністю розтікається по поверхні суші, при цьому витрачаючись на випаровування та просочування в ґрунт, або повністю розбирається на водопостачання чи зрошування. Тоді гирло називають сліпим кінцем.



Рис. 6.3. Басейн річки Місісіпі

При умові, що річка впадає в іншу річку, озеро чи море двома рукавами, то за гирло приймається гирло більшого рукава. Дещо ускладнює визначення гирла наявність дельти. Це особлива форма гирла річки, яка зазвичай виникає на мілководних ділянках моря чи озера. Величезна кількість наносів створила безліч рукавів та проток, які, в основному, мають віялоподібне розміщення.

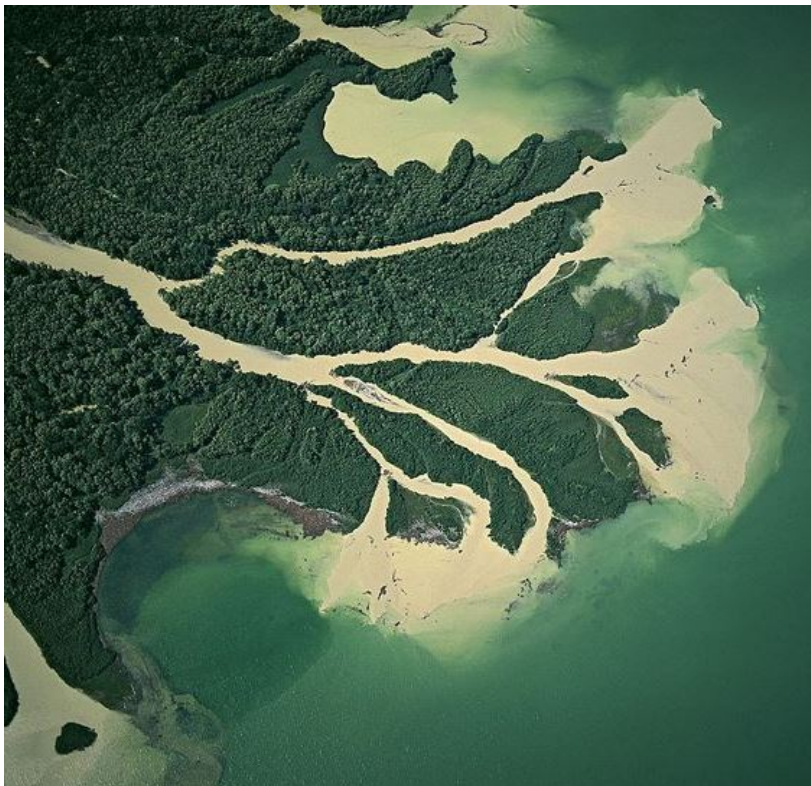


Рис. 6.4. Космознімок дельти р. Дунай

У таких випадках гирлом вважають вихід в море основного, найбільш повноводного рукава. Якщо ж річка закінчується зрошувальним віялом, то гирлом є місце розгалуження річки на зрошувальні канали.

Тільки незначна кількість великих річок має однорукавне русло (один головний фарватер). У своїй більшості – це багаторукавні (рис 6.5) чи меандруючі (рис 6.6) русла з дуже різноманітними коефіцієнтами звивистості та розгалуженості річкового русла на коротких ділянках. Особливо це стосується гірських та передгірських річок чи їх окремих частин.

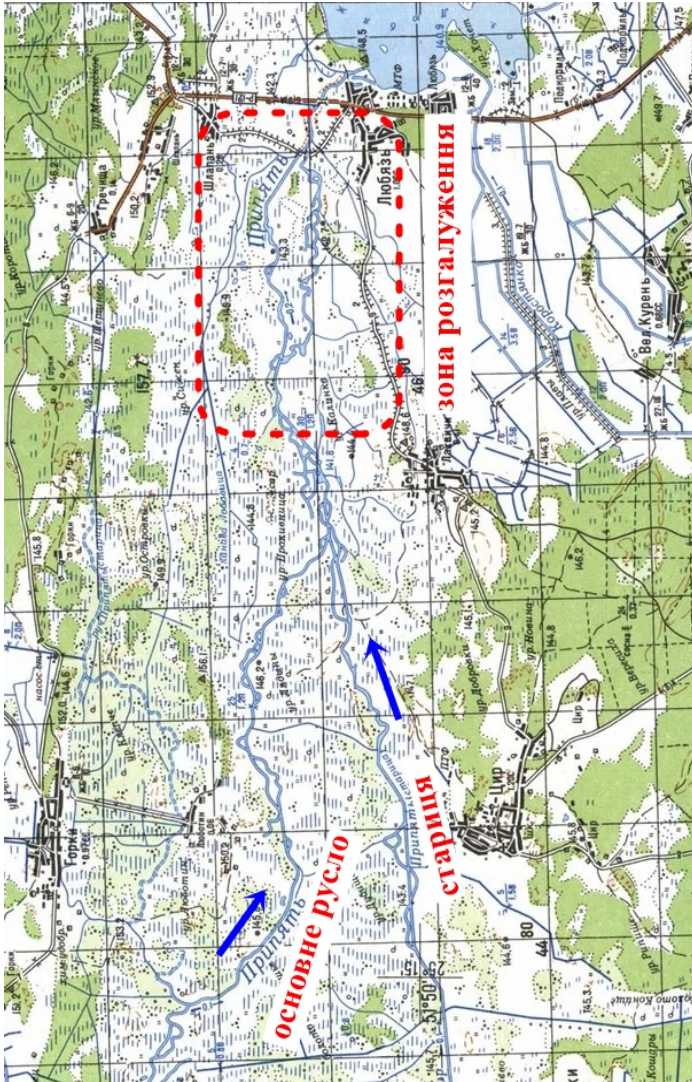


Рис. 6.5. Фрагмент топографічної карти з позначеннями стариць та розгалужень русла р. Прип'ять



Визначення довжини річки по карті краще проводити вимірювальним циркулем з наглухо закріпленими ніжками або курвіметром. При вимірюванні циркулем ми визначаємо не довжини дуг, а хорди, тобто отримуємо зменшену довжину річки. Тому необхідно вводити похибку - коефіцієнт  $K > 1$ . Для її отримання, за методом Ю.М. Шокальського, вимірюють одну й ту ж ділянку річки різними розхилами циркуля - 5, 4, 3, 2, 1 мм. Виміряна довжина річки зі зменшенням розкриття циркуля буде збільшуватися. Побудувавши графік вимірних довжин річки при різному розкритті циркуля, методом екстраполяції для розкриття 0 отримують справжню довжину річки.

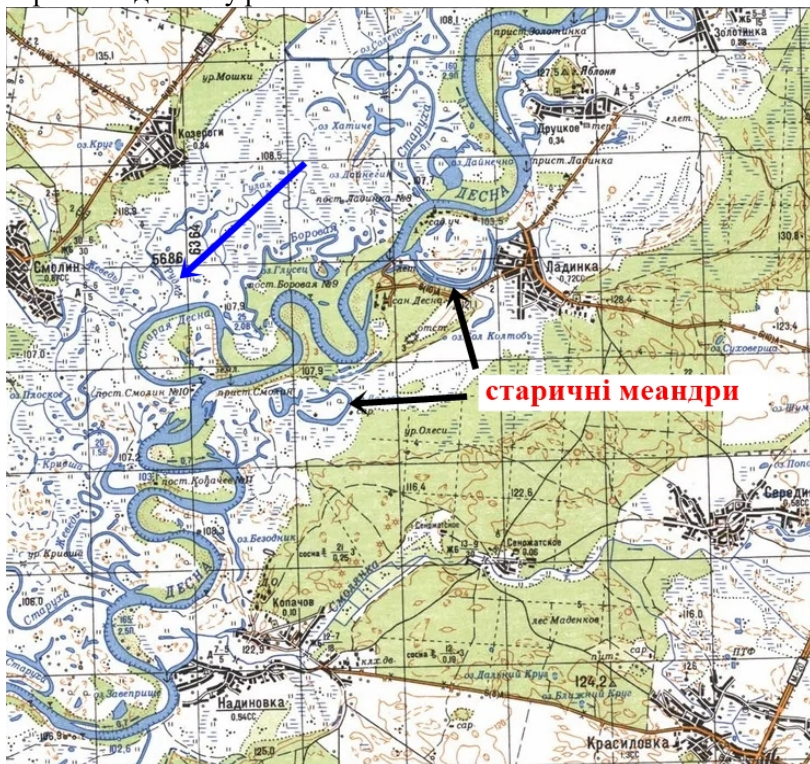


Рис. 6.6. Фрагмент топографічної карти з позначеннями старичних і сучасних меандр р. Десна



Тому для визначення довжини річки по карті простіше скористатись курвіметром, коліщатко проводиться двічі – від витоку до гирла і від гирла до витоку. При вимірюванні визначаємо відлік по шкалі з моменту руху курвіметра по досліджуваній ділянці. Проте різниця між отриманими результатами не повинна перевищувати 0,5 - 0,7 поділок. На основі отриманих результатів знаходимо похибку курвіметра.

Довжина річки – величина нестала. Внаслідок постійних деформацій, які відбуваються в руслі, розмивання берегів, утворення нових проток, островів, рукавів довжина річки може змінюватися у незначних межах.

Для визначення довжини річки на місцевості проводять перерахунок результатів вимірювання по карті відносно масштабу.

**Площа басейну річки (площа водозбору)** – одна з найважливіших характеристик басейну, яка є досить суттєвою при визначенні величини стоку, її можна виміряти по карті. В межах кожного водозбору виділяють площі водозборів головної річки, основних приток і міжбасейнові простори – це ділянки схилів, стік з яких відбувається безпосередньо в головну річку. Розміри площ басейнів можна визначити, залежно від необхідної точності вимірювання, наявності засобів та умов роботи, такими методами: 1 – планіметрування, 2 – палеточний.

1. Для точного визначення площі басейну зі складним за формою вододілом. При цьому використовується інструмент планіметр, який за допомогою черв'ячної передачі зберігає нарощування одиниць площі, рухаючись за звивистою лінією вододілу.

2. Палетка – це прозора пластина з мережею квадратиків (комірок). Спочатку, накладаючи палетку на контур басейну, розраховують кількість цілих квадратів, надалі неповних, з наближеним врахуванням в десятих часток. Наприклад, якщо  $S_{\text{КВ}} = 0,25 \text{ см}^2$ , то при  $M \ 1 : 500 \ 000$  (в 1см : 5км) 1 см<sup>2</sup> карти буде дорівнювати 25 км<sup>2</sup> і кожен квадратик палетки в даному масштабі карти – 6,25 км<sup>2</sup>.

Довжина водозбору ( $L_v$ ) вимірюється на карті як відстань по прямій від гирла річки (або від замикаючого створу) до найбільш віддаленої точки сточища (рис. 6.7.А). У випадку витягнутості басейну пряма замінюється ламаною, кожен відрізок якої повторює головні повороти русла (рис. 6.7.Б).

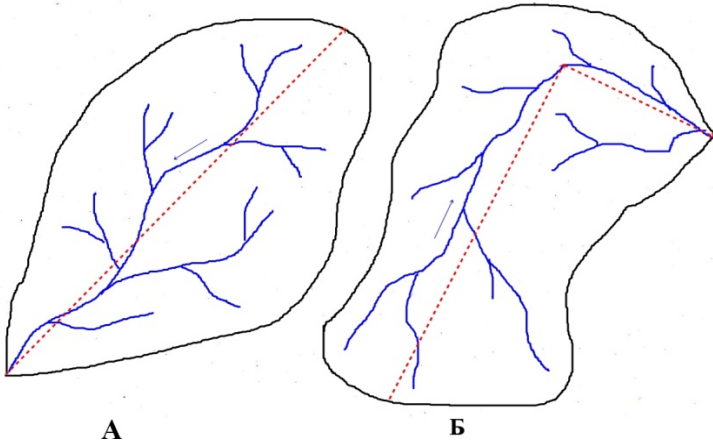


Рис. 6.7. Схематичний приклад методу визначення довжини водозбору для простих та витягнутих форм басейну річки

**Середня ширина водозбору ( $B_{cp}$ )** – відношення площі водозбору  $F$  до його довжини  $L_v$ :

$$B_{cp} = F / L_v . \quad (6.1)$$

Річка в плані завжди має звивисту форму, яка в основному визначається її водним режимом, ґрунтами та геологією її долини. Дуже часто річки розділяються на рукави, утворюючи при цьому мережу островів та проток. При визначенні звивистості річки, краще розбивати її на окремі характерні ділянки, проте інколи його визначають для всієї річки в цілому.



**Коефіцієнт звивистості** – відношення довжини ділянки річки  $L_p$ , виміряної по карті, до довжини  $l$  по прямій від початку до кінця вибраної ділянки:

$$K_{зв} = L_p / l . \quad (6.2)$$

Для визначення розгалуженості річки використовують коефіцієнт розгалуженості  $K_p$ . Якщо на вибраній ділянці річка розгалужується на три рукави: головний  $L$  і два додаткові  $l_1$  і  $l_2$ , то:

$$K_p = L + l_1 + l_2 / L . \quad (6.3)$$

Отже, **коефіцієнт розгалуженості річки** – це відношення суми довжин усіх рукавів річки до довжини головного рукава.

Для визначення **висоти витoku** та **гирла** річки використовується величина горизонталей, які нанесені на топографічну карту. Абсолютна висота точки, що лежить на горизонталі, дорівнює висоті цієї горизонталі. Визначення висоти точок, які знаходяться між горизонталлями проводять методом інтерполяції висот сусідніх горизонталей. Висотні відмітки на водозборі зменшуються в напрямку від периферійних частин до русла головної річки і від витoku до гирла.

Для визначення абсолютної висоти витoku (гирла) річки скористаємося формулою

$$H_в = H_{н.з.} + \Delta h , \quad (6.4)$$

де  $H_{н.з.}$  – висота найближчої нижньої горизонталі;

$\Delta h$  – перевищення точки витoku над нижньою горизонталлю, яке знаходимо за формулою  $\Delta h = h \cdot d_1 / d$ , де  $h$  – висота перерізу рельєфу;  $d_1$  – відстань від витoku (гирла) річки до нижньої горизонталі;  $d$  – закладення схилу на карті між двома сусідніми горизонталлями, між якими лежить місце витoku (гирла) річки.

**Середня висота водозбору** (відносно рівня моря) є однією з найважливіших морфометричних характеристик, особливо у гірських районах, оскільки вона характеризує основні складові





водного балансу, а також інші характеристики водного режиму. За наявності карти з горизонталями вона може бути отримана за формулою

$$H_{cp} = (h_1 f_1 + h_2 f_2 + \dots + h_n f_n) / F, \quad (6.5)$$

де  $h_1, h_2, \dots, h_n$  – середні висоти між горизонталями басейну, м;

$f_1, f_2, \dots, f_n$  – частки площі обмежені горизонталями, м<sup>2</sup>;  $F$  – площа всього водозбору, м<sup>2</sup>.

Для розрахунку середньої висоти водозбору складають таблицю, куди заносять горизонталі з найвищої точки басейну до замикаючого створу. Площі між горизонталями визначають палеткою.

Тоді:

$$H_{cp} = \sum f_i h_i / F. \quad (6.6)$$

Річки мають різний напрямок відносно схилів місцевості. Ті, що течуть в напрямку схилів, характеризуються найбільшими похилами. Річки, які течуть вздовж схилів біля підніжжя гір, називають окраїнними. Для них характерні порівняно малі похили.

**Таблиця 6.1**

**Розрахунок середньої висоти водозбору**

№ п/п	Відмітки горизонталей, м	Площа водозбору, $f$ , м <sup>2</sup>	Середні висоти між горизонталями	Добуток часток площ та середніх висот між горизонталями
1	2	3	4	5
2			$(h_2+h_3)/2$	$f_1 (h_2+h_3)/2$
...	...	...		
N			$(h_n+h_{n+1})/2$	$f_n (h_n+h_{n+1})/2$
		$F = \sum f_i$		$\sum f_i h_i$



Різниця висот між витоком  $h_2$  та гирлом річки  $h_1$  називається **падінням річки**:

$$\Delta h = h_2 - h_1. \quad (6.7)$$

Падіння річки на окремих її ділянках  $\Delta L$  різне, проте закономірно зменшується від витoku до гирла.

**Похил річки** – відношення падіння річки до її довжини:

$$i_p = (h_2 - h_1) / L = \Delta h / L. \quad (6.8)$$

Зазвичай похил річки – величина невелика, – виражають її в безрозмірних величинах (промиле ‰ або відсотках %).

**Коефіцієнт густоти річкової мережі D** – відношення суми довжин всіх річок басейну (або іншої території), включаючи і пересихаючі тимчасові водостоки до площі басейну:

$$D = \sum L / F. \quad (6.10)$$

Це важливий гідрологічний показник, що характеризує величину розвитку поверхневого стоку в басейні. Головними факторами, що визначають густоту річкової мережі, є зволоженість території, співвідношення між опадами і випаровуванням, які в свою чергу залежать від основних елементів рельєфу та відкритості басейну по відношенню до переважаючого переносу вологи. Густота річкової мережі прямо пропорційна кількості опадів, та обернено пропорційна величині випаровування.

Основною закономірністю зміни величини густоти річкової мережі є вертикальна зональність, тобто збільшення її густоти з підвищенням висоти місцевості. Проте коефіцієнт густоти річкової мережі залежить також від орієнтації гірських схилів по відношенню до переважаючого переносу вологи, від розчленованості рельєфу, геологічного складу порід і водопроnikної здатності ґрунту.

Коефіцієнт густоти річкової мережі дає уявлення про розчленування берегів, протяжність водотоків, характеризує умови стікання поверхневих вод.



З коефіцієнтом густоти річкової мережі тісно пов'язане поняття про **довжину схилового стікання води**. А саме:

$$L_{cxl} = F/2 \sum l = l/2D. \quad (6.11)$$

З подовженням шляху поверхневого стікання зростають витрата схилового стоку та його ерозійна спроможність. Тому величина  $L_{cxl}$  є важлива під час вивчення процесів ерозії та яроутворення. Отримане в цьому випадку співвідношення називають густотою яро-балкової мережі.

**Коефіцієнт заліснення водозбору** (коефіцієнт лісистості) – відношення площі території зайнятої лісами, розташованої у басейні, до загальної площі басейну.

$$f_l = F_l / F \cdot 100\% \quad . \quad (6.12)$$

**Коефіцієнт заболоченості** – відношення площі боліт у басейні до площі річкового сточища.

$$F_b = F_b / F \cdot 100\% \quad . \quad (6.13)$$

**Коефіцієнт озерності** – відношення площі озер, в межах водозбору, до його загальної площі.

$$F_{oz} = F_{oz} / F \cdot 100\% \quad . \quad (6.14)$$

Наведені показники досить часто використовуються, оскільки ліси, озера і болота можуть досить сильно впливати на режим річки. Вказані коефіцієнти характеризують процентну частку площі лісів, боліт або озер від загальної площі водозбору.

**Коефіцієнт асиметрії водозбору** – безрозмірна величина, яка обчислюється за даними картометричних робіт. Головна річка зазвичай ділить водозбір на дві нерівні асиметричні частини, тому за вісь симетрії приймається лінія головного

тальвегу. Для визначення коефіцієнта асиметрії річкового сточища скористаємося рівнянням

$$a = |F_{np} - F_l| / 0,5F \quad (6.15)$$

Проте простіше коефіцієнт асиметрії басейну річки визначають відношенням лівої частини площі басейну до правої:

$$a = F_l / F_{np} \quad (6.16)$$

При  $a \approx 1$  – басейн умовно симетричний,

$a < 1$  – правостороння асиметрія,

$a > 1$  – лівостороння асиметрія.

Деякі задачі річкової гідрології використовують орієнтацію (напрямок) річкового басейну, по відношенню до напрямку переносу вологих повітряних мас (наприклад, специфіка злив у Карпатах на південно-західному чи північно-східному схилах) або ж відкритість басейну до напрямку прямої сонячної радіації (в задачах випаровування).

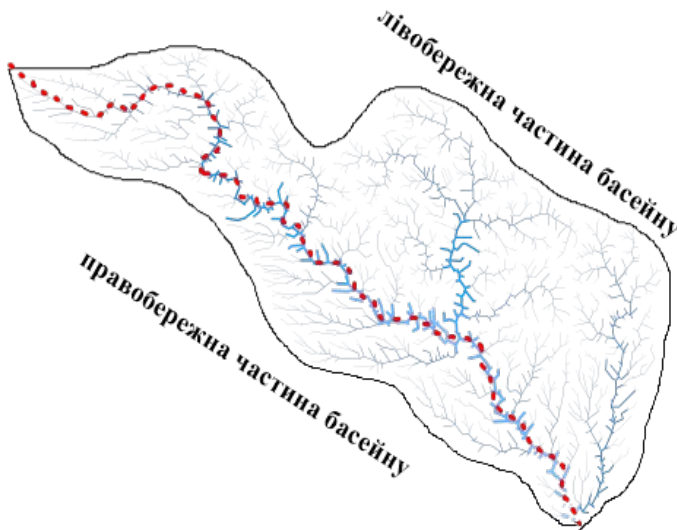


Рис. 6.8. Схема басейну р. Південний Буг з яскраво вираженою лівосторонньою асиметрією



**Азимут** – це двогранний кут у градусах, який відлічується за рухом годинникової стрілки від північного напрямку площини меридіана в точці витоку до вектора напрямку потоку.

Усі виміряні та обчислені характеристики записуються у відповідну таблицю.

## Хід роботи

1. Виміряти довжину річки, трьома способами: за допомогою вимірювального циркуля, нитки і курвіметром.
2. Визначити площу басейну за допомогою палетки.
3. Виміряти довжину водозбору.
4. Обчислити середню ширину водозбору.
5. Вирахувати коефіцієнти звивистості та розгалуженості річки.
6. Визначити висоту гирла і витоку та розрахувати середню висоту річкового басейну.
7. Обчислити падіння річки та середній похил річкового сточища.
8. Визначити коефіцієнт густоти річкової мережі та довжину силового стікання.
9. Встановити коефіцієнти заліснення, заболоченості та озерності басейну.
10. Обчислити коефіцієнт асиметрії водозбору.
11. Виміряти азимут.

## ПРАКТИЧНА РОБОТА №3

### ПОЗДОВЖНІЙ ПРОФІЛЬ РІЧКИ

**Мета і завдання роботи** – користуючись картографічними даними провести необхідні вимірювання та побудувати поздовжній профіль обраної річки та охарактеризувати тип побудованого профілю за поданою класифікацією.

#### Вихідні положення

Поздовжній профіль річки характеризує похили дна та водної поверхні водотоку. Як правило, його оцінюють за допомогою фарватеру. **Фарватер** – це умовна лінія, що сполучає найнижчі точки річища вздовж за течією. Формуючими чинниками профілю є: опір порід русла процесам розмивання, похил річкової долини та водність річки.

Інакше кажучи, це зменшення абсолютної чи відносної висоти дна річки з наближенням до гирла.

Найважливіші характеристики поздовжнього профілю – похил дна і похил водної поверхні.

Задачі річкової гідравліки потребують абсолютних значень похилу (наприклад, – 0,0021), проте в гідроекології частіше використовують перетворені значення в проміле (‰), тобто їх співвідношення збільшують у 1000 раз.

На рисунку 6.9. представлено приклад побудови поздовжнього профілю р. Чорний Черемош з подальшим його поділом на V зон різних за акумулятивними процесами.

Профілі креслять за абсолютними (висота – м, довжина – км) чи відносними відмітками. Використання однакових одиниць дозволяє зробити порівняльну загальну оцінку поздовжніх профілів, різних за довжиною та похилом річок. У гирловій частині деяких річок похил може збільшуватися (річка

розбивається на декілька рукавів, тому що питома енергія потоку зменшується).

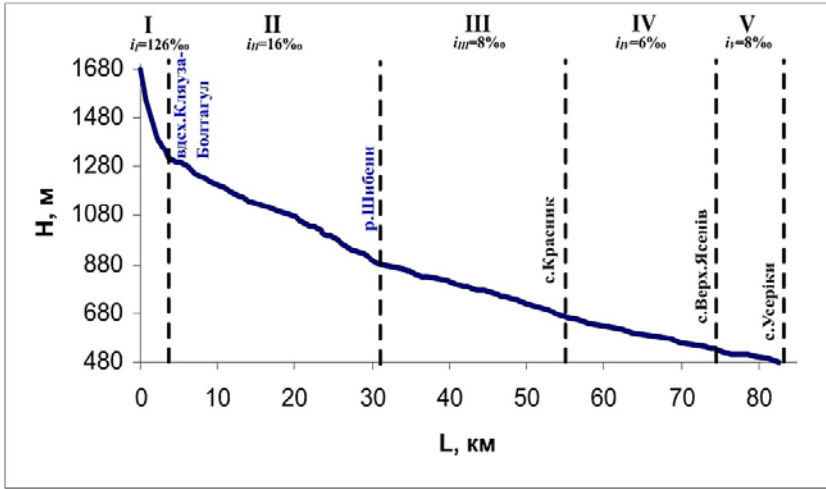


Рис. 6.9. Поздовжній профіль р. Чорний Черемош

У малюнок поздовжнього профілю, при необхідності та інформаційній можливості, вводять висоти правого та лівого берегів річки, острови, місце розташування водомірних постів, населених пунктів, рівні високих та низьких вод, ґрунт дна, поздовжній профіль рельєфу дна ріки. Профіль днища має досить складну форму і тільки в загальних рисах відповідає похилу водної поверхні річки.

Умови геології та рельєфу дна місцевості є основними чинниками еволюції профілю. Вони ідентифікуються головними та місцевими базисами річкової ерозії. **Головним базисом ерозії** є рівень моря, озера або річки, куди впадає водотік. **Місцевим базисом ерозії** є будь-яка ділянка річки з порівняно стійким руслом (пороги, водоспади). Після порогів та водоспадів наприклад висота хвилі паводку зменшується; за довжиною русла змінюються ерозійно-аккумулятивні процеси.



Зазвичай повздовжні профілі будують за лінією найбільших глибин. При використанні відміток поверхонь води за числову основу беруть меженні рівні або умовно миттєве положення вільної поверхні водного потоку.

Узагальнення топографічних і гідрометричних даних по багатьох річках дозволило виділити такі головні типи поздовжніх профілів річок:

1. Увігнутий – зі зменшенням похилу дна від витoku до гирла. Цей профіль зустрічається найчастіше і має назву профілю рівноваги.

2. Прямолінійний, що спостерігається частіше за все у малих річок.

3. Опуклий – зі збільшенням похилу дна від витоків до гирла річки. Такий тип профілю зустрічається порівняно рідко.

4. Ступінчастий – із різкими змінами похилів по довжині річки, що на рисунку представляються у формі ламаних ліній як сходинки.

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси. По всій річці він проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. На формування повздовжнього профілю річки впливають топографія водозбору (амплітуда висот), літологічний склад порід у руслі та на водозборі, гідрологічний режим стоку вод і наносів, положення русла в плані та інші фактори. У міру заглиблення русла (врізання) ширина дна долини має тенденцію до зменшення.





## Хід роботи

1. Розбити головну річку по довжині на декілька ділянок, крайні точки яких обмежуватимуться перетином горизонталей і русла річки, починаючи від витоку до гирла. Якщо річка знаходиться в гірській місцевості і горизонталі розміщуються дуже густо то можна обрати тільки перетини головних (100-х) горизонталей.

2. Виміряти довжини кожної ділянки, записати в зошит. (Сума довжин ділянок повинна збігатися з довжиною головної річки).

3. Побудувати систему координат, де по горизонталі відкласти довжину головної річки і довжини всіх ділянок в її межах, а по вертикалі висоти горизонталей, починаючи від висоти гирла до висоти витоку.

4. Побудувати графік відповідності довжини ділянки річки до висот горизонталей, що її обмежують.

5. Визначити та охарактеризувати тип отриманого профілю річки за поданою класифікацією.

## ПРАКТИЧНА РОБОТА №4

### ПОБУДОВА ГРАФІКУ НАРОСТАННЯ ПЛОЩІ СТОЧИЩА ЗА ДОВЖИНОЮ РІЧКИ

**Мета і завдання роботи** – навчитись будувати графік наростання площі сточища за довжиною річки, та проводити необхідні для побудови вимірювання та розрахунки. Охарактеризувати графік та зробити аналіз впливу кожної з приток річки на загальний стік та водність головної річки.

#### **Вихідні положення**

За всіх обставин картометричний і морфометричний аналіз долинного рельєфу розпочинається з графічних побудов схеми річкової мережі у досліджуваному басейні та **графіка наростання водозбірних площ по довжині головного водотоку**. Цей графік (гідрографічна крива) дає уявлення про характер збільшення площі сточища від витoku до гирла. Для його побудови необхідно мати площі водозборів основних допливів річки, площі міжбасейнових просторів та відстані по головному фарватеру від гирла до місця впадіння допливів. Вибір мірила повинен забезпечувати наочність рисунка без втрати необхідної інформативності.

На графік, у вибраному масштабі, по горизонтальній осі відкладається довжина головної річки, а по вертикальній – площі басейнів. Для правого берега графік наростання площ будується внизу від лінії довжини річки (абсциси), для лівого берега, відповідно, вгору від неї. Сумарний (за двома берегами) графік наростання площі сточища річки будуємо на тому ж кресленні, проте, зверху.

Сумарний графік будується шляхом геометричного додавання ординат графіків наростання площ за правим і лівим берегами.



Накопичення площі проводиться в точках, що відповідають місцям впадіння послідовно по лівому і правому берегах усіх допливів за напрямом від витоку до гирла головної річки. Для зручності побудови складають таблицю, з усіма попередніми необхідними даними.

**Таблиця 6.2**
**Наростання площ сточища р. Гільча**

Назва допливу чи номер басейнового простору	Відстань від витоку, км	Площа, км <sup>2</sup>	
		F	ΣF
<b>Лівий берег</b>			
Міжбасейновий простір 1		50 ( $f_1$ )	50
Р.Меркуши	4,8 ( $D_1$ )	25 ( $F_1$ )	75
Міжбасейновий простір 2		14,6 ( $f_2$ )	89,6
Р.Струговець-Великий	7,0 ( $D_2$ )	43,5 ( $F_2$ )	133,1
Міжбасейновий простір 3		14,3 ( $f_3$ )	147,4
<b>Правий берег</b>			
Міжбасейновий простір 4		63,8 ( $f_4$ )	63,8
Р.Капцалівка	5,0 ( $D_3$ )	19,5 ( $F_4$ )	83,3
Міжбасейновий простір 5		36,5 ( $f_5$ )	119,8

На рис. 6.10 зображено графік наростання площі басейну р. Гільча (басейн р. Малий Сірет). При побудові графіка для правого берега на лінії довжини головної річки відмічено місце впадіння першого від витоку правого допливу. Наростання площі до цього місця проходило за рахунок міжбасейнового простору 4 ( $f_4$ ), до впадіння р. Капцалівка. В цій ділянці (довжиною  $D_3$ ) наростання площі збільшилось на значення площі басейну цієї притоки ( $F_4$ ) і до гирла наростала площа за

рахунок міжбасейнового простору 5 ( $f_5$ ). Аналогічно і для лівого берега. Площа зростала за рахунок міжбасейнового простору 1 ( $f_1$ ) до місця впадіння першої лівої притоки Меркуши ( $D_1$ ), в цій точці площа збільшилась на величину ( $F_1$ ) і надалі плавно наростала на величину міжбасейнового простору 2 ( $f_2$ ), аж до впадіння р. Струговець-Великий. Вона знову різко зростає на величину ( $F_2$ ) і до гирла плавно зростає за рахунок величини ( $f_3$ ) (див. рис. 6.10).

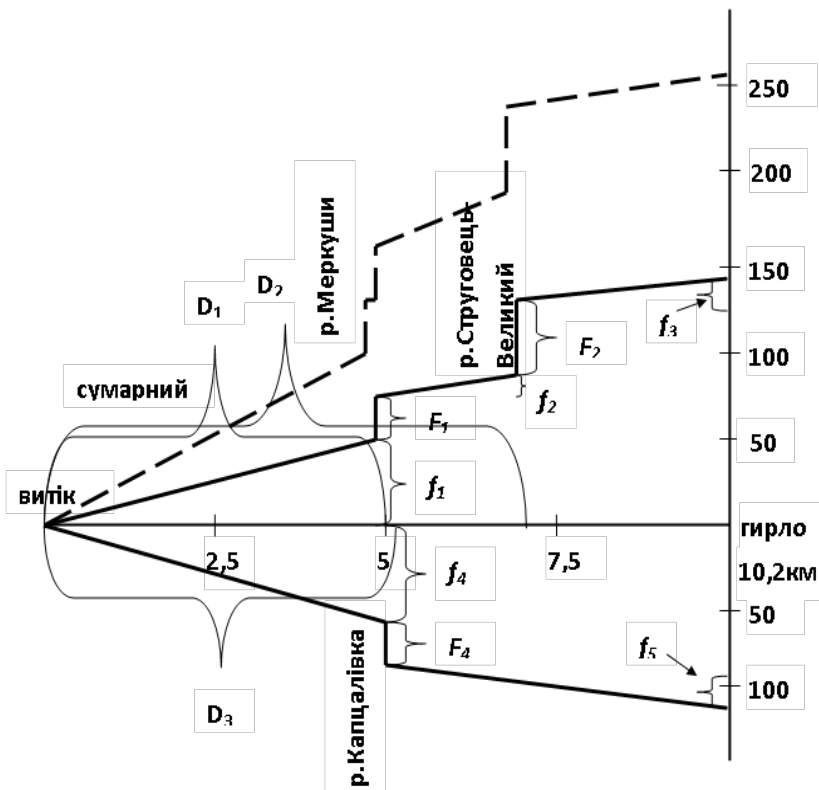


Рис. 6.10. Графік наростання площі р. Гільча (басейн р. Малий Сірет)



## Хід роботи

1. Визначити межі басейнів найбільших приток головної річки та міжбасейнових просторів.

2. Методом палетки визначити площі даних басейнів приток та площі міжбасейнових просторів. На міліметровому папері побудувати шкалу для графіка наростання площі сточища за довжиною.

3. По горизонталі відкласти довжину головної річки з помітками місць впадіння головних допливів.

4. По вертикалі відкласти шкалу з відмітками площ.

5. В нижній частині відкласти відмітки площ правих допливів, а в верхній частині – відмітки площ лівих допливів. Побудову графіків починати від витoku річки та від нульової позначки площ. Наростання площі відбувається до точки впадіння наступної притоки з додаванням площі між басейнового простору.

6. Остання точка графіка повинна лежати на шкалі площ і відповідати гирлу річки, в нижній частині остання точка повинна збігатися зі значенням суми площ усіх правобережних приток і міжбасейнових просторів, а у верхній частині, відповідно, сумі площ всіх лівобережних допливів і міжбасейнових просторів.

7. Побудувати сумарний графік вгорі над лінією лівих приток, графічним додаванням площ лівих і правих приток. Остання точка сумарного графіку повинна лежати на шкалі площ і відповідати значенню всієї площі басейну головної річки. Лінія сумарного графіка позначається пунктиром.

8. Підписати назви правих і лівих приток на графіку.

## ПРАКТИЧНА РОБОТА №5

### ПОБУДОВА ГІПСОГРАФІЧНОЇ КРИВОЇ РІЧКОВОГО СТОЧИЩА

**Мета і завдання роботи** – навчитись будувати графік розподілу площ по висотних зонах та гіпсографічну криву басейну. Охарактеризувати басейн річки та умови його розвитку проаналізувавши побудовані графіки.

#### **Вихідні положення**

**Гіпсографічна крива** – це лінія, що характеризує розміщення певної площі в даному басейні вище або нижче відповідної відмітки. Для її побудови весь діапазон висот у басейні розбивають на певну кратну кількість площинних фігур, обмежених ізогіпсами. Вимірюють площі, що розміщені між ними та лінією вододілу басейна. Зазвичай оптимально враховувати площі між усіма горизонталями, що є в басейні. Проте, якщо річковий басейн знаходиться на гірській території та вміщує занадто густу кількість горизонталей, дозволяється вимірювати площі лише між основними, наприклад кратними 100 м. Останнє зручно формалізувати в таблиці 6.3.

За даними вимірювання площ і позначками горизонталей спочатку будують графік розподілу площ за висотними зонами, який характеризує величини площ, що лежать між висотними позначками. По горизонталі (вісь абсцис) відкладаються площі, а по вертикалі (вісь ординат) – висотні позначки. Надалі



будуємо криву наростання площ за висотними зонами, тобто гіпсографічну криву (рис. 6.11). Вона може бути отримана також шляхом додавання площ першого графіка. Точки гіпсографічної кривої відкладають на нижніх межах висотних зон і з'єднують плавною лінією. На графіку під масштабом площ наноситься відсоткова шкала, з розрахунку, що загальна площа басейну складає 100%.

**Таблиця 6.3**

**Розподіл площ по висотних зонах для р. Орелець  
(ліва притока р. Прут)**

Відмітки висотних зон м	Площа висотної зони, км <sup>2</sup>	Наростаюча сума площ , км <sup>2</sup>	% частка кожної зони
350-340	0,38	0,38	1,5
320-340	7,20	7,58	28
300-320	7,23	14,81	28
280-300	4,53	19,34	17
260-280	2,47	21,81	9,5
240-260	2,03	23,84	8
220-240	1,32	25,16	5
210-220	0,85	26,01	3

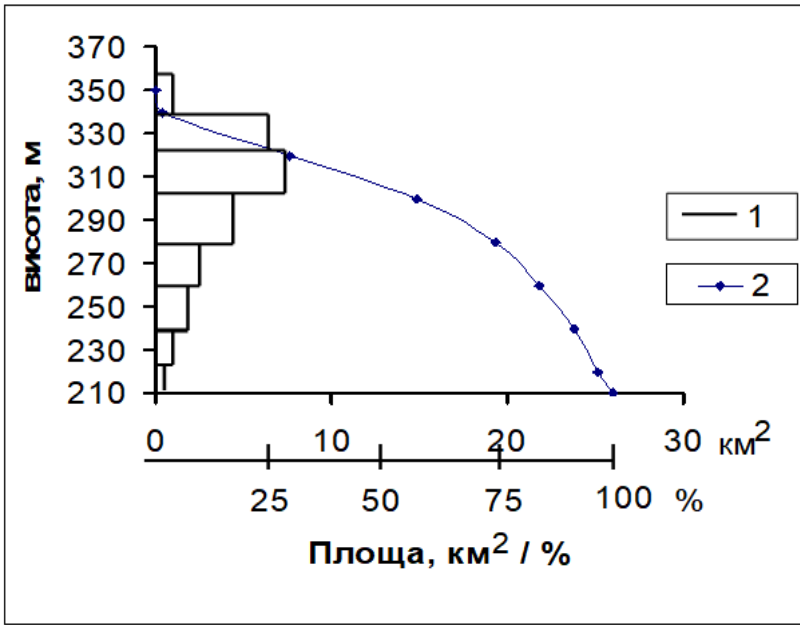


Рис. 6.11. Графік розподілу площі за висотними зонами (1) та гіпсографічна крива (2) р. Орелець (ліва притока Пруту)





## Хід роботи

1. Розділити басейн на декілька частин, що обмежені горизонталями та лінією вододілу.

2. Методом палетки обчислити площі даних висотних зон і занести виміряні дані в таблицю.

3. Побудувати графік розподілу площ по висотних зонах та гіпсографічну криву. По горизонталі необхідно відкласти площі, а по вертикалі – висотні позначки.

4. Для гіпсографічної кривої перша точка повинна лежати на вертикальній осі й відповідати найбільшій висоті у басейні. Проміжні точки відкладаються додаванням виміряних площ, відповідно до висотних позначок, що обмежують дані площі. Остання точка повинна розміщуватись на осі з відмітками площ і відповідати загальній площі басейну річки.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Атлас поверхневих вод басейну Прута (в межах України). Кам'янець-Подільський, 2009. 21 с.
2. Байрак Г.Р. Вивчення річкових долин. Морфологічні типи річкових долин. Типи малюнків річкової мережі. *Методи геоморфологічних досліджень*. URL: [https://geoknigi.com/book\\_view.php?id=1597](https://geoknigi.com/book_view.php?id=1597) (дата звернення: 20.09.2023).
3. Білецький В.С., Смирнов В.О. Переробка і якість корисних копалин. Донецьк, 2005. 324 с.
4. Вишневський В.І., Косовиць О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ, 2003. 324 с.
5. Кирилюк М.І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат. Чернівці, 2001. 246 с.
6. Воропай Л.І., Куниця М.О. Українські Карпати. Київ, 1966. 167 с.
7. Горшеніна Л.В. Оцінка багаторічних коливань водності ріки Прут. *Шевченківська весна* : матеріали Міжнародної науково-практичної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених, присвяченої 15-й річниці незалежності України. Київ, 2006. Вип.4. С. 56–58.
8. Горшеніна Л.В. Вплив антропогенної діяльності на водозборі на зміну водності річки Прут. *Географія, екологія, геологія: перший досвід наукових досліджень* : матеріали Міжнародної наукової конференції студентів і аспірантів, присвяченої 155-річчю



- видатного дослідника Придніпров'я В.О.Домгера / з ред. проф. Л.І.Зеленської. Дніпропетровськ, 2006. Вип. 3. С. 86–87.
9. Горшеніна Л.В. Дослідження впливу вирубки лісів на гідрологічний режим Карпатських річок. *Географія, геоecологія, геологія: досвід наукових досліджень* : матеріали Міжнародної наукової конференції студентів і аспірантів, присвяченої 175-річчю від дня народження видатного дослідника Придніпров'я Олександра Поля / з ред. проф. Л.І.Зеленської. Дніпропетровськ, 2007. Вип.4. С. 115–116.
  10. Горшеніна Л.В. Гідрологічний аналіз коливань водності річки Прут. *Екологічні проблеми регіонів України* : матеріали ІХ Всеукраїнської наукової конференції студентів, магістрантів і аспірантів. Одеса, 2007. С.80–81.
  11. Горшеніна Л.В. , Смирнова В.Г. Макрозвивини та інші руслові форми гірської частини ріки Черемош. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського*. 2007. Вип.14. Серія: Географія. С.128–134.
  12. Гродзінський М.Д. Пізнання ландшафту: місце і простір : монографія: у 2 т. Київ, 2005. Т.2. 504 с.
  13. Каднічанський Д. А. Морфогенетичний аналіз поверхонь вирівнювання Українського Передкарпаття. *Вісник Львів. ун-ту*. Сер. Геогр. 2008. вип. 35. С. 118–129.
  14. Гопченко Є.Д., Швєбс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Одеса, 2003. 390 с.



15. Кирилюк О.В., Сівак В.К., Гончар О.М., Костенюк Л.В. *Гідроекологія річок. Чернівці, 2018. 218 с.*
16. Кіндюк Б. В. Гідрографічна мережа та зливовий стік річок Українських Карпат : автореф. дисер. на здобуття наук. ступеня докт. геогр. наук. Київ, 2004. 23 с.
17. Кіндюк Б. В. Дослідження параметрів гідрографічної мережі ріки Черемош. *Географія і сучасність* : з. наук. праць Київського нац. пед. ун-ту ім. Драгоманова. Сер.4., 2003. вип. 1(10). С. 122–134.
18. Клименко В. Г. Гідрологія України. Харків, 2010. 124 с.
19. Клименко В. Г., Решетченко С. І. Клімат і гідрологія України. Харків, 2019. 104 с.
20. Ковальчук І.П., Петровська М. А. Геоекологія Розточчя. Львів, 2003. 192 с.
21. Ковальчук І.П., Ободовський О.Г., Ющенко Ю.С. Гідроекологічні дослідження річок Українських Карпат: передумови, методичні засади, здобутки, проблеми. *Географія в інформаційному суспільстві* : з. наук. праць 6 у 4 т. Київ, 2008. Т. 1. С. 110–119.
22. Ковальчук І.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. Львів, 1997. 440 с.
23. Кожуріна М.С. Деякі питання геоморфології долини ріки Черемош. *Наукові записки Чернівецького державного університету. Том XIII. Серія географічна.* Чернівці, 1955. вип. 1. С. 60–69.
24. Колтун О.В. Вступ до геоморфології. Львів, 2006. 80 с.



25. Коноваленко О.С. Гідроморфодинамічна оцінка руслових процесів гірських річок на прикладі басейну Верхньої Тиси : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук 11.00.07. Київ, 2007. 19 с.
26. Костенюк Л.В. Аналіз формування геоморфологічних типів русла гірської частини річки Черемош. *Молоді науковці – географічній науці* : матеріали наукової конференції (Київ, 24-25 жовтня 2007 року). Київ, 2007. С. 73–77.
27. Костенюк Л.В. Геоморфологічні особливості формування долини річки Черемош. *Матеріали за 3-а міжнародна научна практична конференція, «Наука и образование без граница»*. Софія, 2007. Том 15. С.69–71.
28. Костенюк Л.В. Особливості формування та проходження селів в басейні річки Черемош. *Materiały IV Międzynarodowej naukowo-praktycznej konferencji «Nowoczesnych naukowych osiągnięć - 2008»*. Przemyśl, 2008. Тум 15. С. 16–18.
29. Костенюк Л.В. Гідрологічний режим річок в басейні Черемошу. *Регіональні екологічні проблеми* : матеріали I Міжнародної наукової конференції студентів, магістрантів і аспірантів. Одеса, 2008. С. 139–140.
30. Костенюк Л.В., Опеченик В.М. Дослідження руслового алювію річки Черемош. *Науковий вісник Волинського національного університету імені Лесі Українки* : Збірник наукових праць. Луцьк, 2008. Вип.01. Географічні науки. С. 15–18.



31. Костенюк Л.В., Гончар О.М. Дослідження умов формування та проходження катастрофічних селів в басейні річки Черемош. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського*. Серія: Географія. Вінниця, 2008. Вип.16. С. 53–57.
32. Костенюк Л.В. Особливості характеру поздовжнього профілю р. Черемош та основних його допливів. *Materiály IV mezinárodní vědecko – praktická conference «Věda: teorie a praxe - 2008»*. Praha, 2008. Díl 10. С. 65–68.
33. Костенюк Л.В. Загальний аналіз гідрологічного режиму річок басейну Черемошу. *Гідрологія, гідрохімія і гідоекологія*. Київ, 2008. Том 14. С. 131–138.
34. Костенюк Л.В. Аналіз прояву руслових процесів на річці Білий Черемош. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського*. Вінниця, 2009. Вип.17. Серія: Географія. С. 27–33.
35. Костенюк Л.В. Характеристика морфодинамічних типів русла річки Чорний Черемош. *Географія, геоекологія, геологія: досвід наукових досліджень* : матеріали VI Міжнародної наукової конференції студентів і аспірантів, присвяченої 255-річчю від дня народження першовідкривача криворізьких руд Василя Зуєва / за ред. проф. Л.І. Зеленської. Київ, 2009. Вип.6. С. 43–45.



36. Костенюк Л.В. Морфодинамічні типи русла ріки Чорний Черемош. *Гідрологія, гідрохімія і гідоекологія*. Київ, 2009. Том 16. С. 120–129.
37. Костенюк Л.В. Катастрофічні паводки в басейні Верхнього Пруту. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського*. Вінниця, 2009. Вип.19. Серія: Географія. С.43–49.
38. Костенюк Л.В. Денудаційна стійкість гірських порід в басейні Верхнього Пруту. *Географія, геоекологія, геологія: досвід наукових досліджень* : матеріали VII Міжнародної наукової конференції студентів, аспірантів і молодих вчених / за ред. проф. Л.І.Зеленської. Дніпропетровськ, 2010. Вип.7. С. 32–33.
39. Костенюк Л.В. , Смирнова В.Г. Формування гідрографічної мережі гірської частини басейну Верхнього Пруту. *Гідрологія, гідрохімія і гідоекологія*. Київ, 2010. Том 2(19). С. 105–113.
40. Кравчук Я.С. Геоморфологія Передкарпаття. Львів, 1999. 188 с.
41. Кравчук Я.С. Геоморфологія Скибових Карпат. Львів, 2005. 232 с.
42. Кравчук Я.С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Львів, 2008. 188 с.
43. Кульбіда М.І., Бойко В.М., Петренко Л.В., Савченко Л.І. Аналіз часового та просторового розподілу опадів, що сформували паводки на річках Карпат у липні 2008 року. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. Київ, 2009. Том 16. С. 92–98.



44. Лук'янець О.І. , Сусідко М.М. Оцінка об'ємів опадів у Карпатах під час липневого паводку 2008 року. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. Київ», 2009. Том 16. С. 99–102.
45. Льодовик і його основні частини. Seencleyr. <https://blog.seencleyr.com/2017/05/theory-glassier.html> (дата звернення: 20.09.2023).
46. Максимчук В.Ю., Кузнецова В.Г., Вербицький Т.З. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Київ, 2005. 254 с.
47. Національний атлас України. Київ, 2007. 440 с.
48. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). Київ, 2001. 274 с.
49. 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*. Київ, 2003. Т.5. С. 25–29.
50. Ободовський О.Г., Цайтц Є.С., Гребінь В.В. Динаміка руслових деформацій річок Закарпаття. *Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви)* : матеріали Міжнар. наук.-практ. конф., 21-24 верес. Рахів–Ужгород, 1999. С. 252–256.
51. Ободовський О.Г. Дослідження руслового режиму річок України. *Вісник Київського національного університету ім. Т. Шевченка*. Географія. 2001. Вип. 47. С. 45–49.





52. Ободовський О.Г. Руслові процеси. Київ, 1998. 134 с.
53. Ободовський О.Г. Регіональний гідролого-екологічний аналіз руслових процесів : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора геогр. наук : спец. 11.00.07. Київ, 2002. 31с.
54. Ободовський О.Г., Онищук В.В., Коноваленко О.С. Руслоформуючі витрати та класифікація паводків на гірських річках. *Вісник Київського національного університету ім. Т. Шевченка. Географія.* 2002. вип. 48. С. 42–47.
55. Онищук В.В., Ободовський О.Г. Методологічні аспекти раціонального регулювання русел гірських річок. *Екологічні та соціально-економічні аспекти катастрофічних стихійних явищ у Карпатському регіоні (повені, селі, зсуви).* Ужгород, 1999. С. 261–265.
56. Онищук В.В. Наукові основи регулювання руслових процесів гірських річок. *Водне господарство України.* 2000. № 5–6. С. 16–19.
57. Онищук В.В. Науково-технічні аспекти щодо використання активних захисно-регуляційних споруд на гірських річках. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* Київ-Луцьк, 2002. Т. 4. С. 112–115.
58. Онищук В.В. Результати досліджень функціональних зв'язків між основними гідравлічними і русловими характеристиками річок Українських Карпат. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2007. Т. 12. С. 58–71.
59. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра. Ніжин, 2007. 372 с.



60. Перехрест С.М., Кочубей С.Г., Печковська О.М. Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах та засоби боротьби з ними. Київ, 1991. 200 с.
61. Природа Івано-Франківської області / заг. ред. К.І. Геренчук. Львів, 1973. 159 с.
62. Природа Українських Карпат / заг. ред. К.І. Геренчук. Львів, 1968. 265 с.
63. Природа Чернівецької області / заг. ред. К.І. Геренчук. Львів, 1978. 159 с.
64. Приходський С.І. Геоморфологічний нарис Багнинської долини. *Праці експедиції по комплексному вивченню Карпат і Передкарпаття Чернівецького державного університету*. Чернівці, 1956. Том III. Серія геолого-географічна. С.95.–105.
65. Розлач З.В. Аналіз вертикальних руслових деформацій річок басейну Верхнього та Середнього Дністра : дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук. 11.00.07. Київ, 2008. 230 с.
66. Рудько Г.І., Кравчук Я. С. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України. Львів, 2002. 171 с.
67. Смирнова В.Г. , Горшеніна Л.В. Структура й динаміка заплавно-руслових комплексів річки Сірет. *Річкові долини: Природа – ландшафти – Людина : збірник наукових праць*. Чернівці; Сосновець, 2007. С. 220–229.
68. Ющенко Ю.С. Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел. Чернівці, 2005. 320 с.
69. Явкін В.Г., Швець З.М., Горшеніна Л.В. Вчення про ріки (річкова гідрологія) : методичні вказівки до практичних занять. Чернівці, 2007. 44 с.





*Навчальне видання*

**Костенюк** Людмила Володимирівна

**ГІДРОЛОГІЯ ПІРСЬКИХ ОБЛАСТЕЙ**

*Навчально-методичний посібник*

Набір

та дизайн обкладинки *Л.В. Костенюк*

Літературна редакторка *О.В. Колодій*

Технічна редакторка *О.М. Кудрінська*

Підписано до друку 04.09.2024. Формат 60 x 84/16.

Папір офсетний. Друк різнографічний.

Ум.-друк. арк. 8,0. Обл. вид. арк. 8,5. Зам. Н-068. Тираж 50.

Видавництво та друкарня

Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича

58002, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2

*e-mail: [ruta@chnu.edu.ua](mailto:ruta@chnu.edu.ua)*

*Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК №891 від 08.04.2002 р.*