

Міністерство освіти і науки України  
Львівський національний університет імені Івана Франка

Географічний факультет  
Кафедра геоморфології і палеогеографії

Допущено до захисту.  
Завідувачка кафедри

\_\_\_\_\_  
проф. Лідія ДУБІС  
„\_\_\_\_\_” \_\_\_\_\_ 2023 р.

**Чуб Роман Андрійович**

**ЗМІНИ РУСЛА Р. БОБЕРКИ У КІНЦІ ХІХ НА ПОЧАТКУ ХХІ СТ.**

Магістерська робота

Спеціальність 103 НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ (ГЕОГРАФІЯ)

Освітня програма “Глобальні зміни геоморфосфери і геозагрози”

Науковий керівник –  
кандидат географічних  
наук, доцент  
Горішний Павло Михайлович

\_\_\_\_\_  
(підпис магістра)

\_\_\_\_\_  
(підпис)

ЛЬВІВ - 2023 року

## ЗМІСТ

Вступ.....	3
1 Теоретико-методичні засади дослідження русел річок.....	6
1.1 Головні поняття і терміни.....	6
1.2 Гідроморфологічні особливості формування русел рівнинних річок.....	8
1.3 Класифікація русел рівнинних річок.....	10
1.4 Вертикальні і горизонтальні деформації русла.....	14
1.5 Антропогенні зміни русла: спрямлення, каналізація, створення штучних водойм.....	15
1.6 Методика досліджень.....	17
2 Чинники формування долини річки Боберки.....	19
2.1 Геологічна будова.....	19
2.2 Кліматичні умови.....	26
2.3 Ґрунтово-рослинний покрив.....	28
3 Геоморфологічна будова.....	33
3.1 Геоморфологічна регіоналізація басейну р. Боберки.....	33
3.2 Характеристика геоморфологічних районів і підрайонів.....	34
4 Деформації русла р. Боберки у 1869-2020 рр.....	51
4.1 Стан русла р. Боберки на 1869 р.....	51
4.2 Зміни русла р. Боберка за період з 1869 по 1926 рр.....	52
4.3 Зміни русла р. Боберка за період з 1926 по 1969 рр.....	55
4.4 Зміни русла р. Боберка за період з 1969 по 2020 рр.....	56
5 Русло і руслові процеси р. Боберка на відтинку Дев'ятники-Кологори (за даними польових досліджень).....	59
Висновки.....	66
Список використаних джерел.....	70

## ВСТУП

*Актуальність роботи.* Русла річок – найдинамічніші елементи рельєфу річкової долини. Вони перебувають у постійному розвитку, деколи – поступовому, деколи – дуже активному, який призводить до кардинальних змін руслового рельєфу. Найшвидше змінюються річки гірських і передгірських територій. Рівнинні річки більш стабільні, зміни на них відбуваються значно повільніше. Зміни можуть бути природні або антропогенні, причому для рівнинних річок антропогенна складова переважає. Природні зміни полягають переважно у збільшенні чи зменшенні меандрування русла, антропогенні – каналізуванні (спрямленні) русел, побудові чи спуску ставів тощо.

Ерозійні і акумулятивні процеси у руслі річок відбуваються практично постійно і на кожній ділянці. Активність таких процесів залежать від багатьох природних факторів, зокрема, геологічної будови, кліматичних умов, гідрологічних характеристик водного потоку. Руслові процеси вимагають систематичних спостережень.

Перші дослідження руслових процесів в Україні проведені гідрологом В. Лохтіним у 80-их роках XIX ст. на Дністрі. На теперішній час в Україні існує декілька наукових шкіл, які займаються цими проблемами, насамперед, у Київському, Львівському і Чернівецькому університетах, НУ «Львівська політехніка».

Річка Боберка є типовою малою рівнинною річкою. Вона розташована у межах Опілля, яке належить до Подільської височини. Це річка з невеликими витратами води, зважаючи на її швидкість, глибину і ширину русла. Тому вибрано досить тривалий (близько 150 років) період, за який було визначено зміни русла.

*Об'єкт досліджень* – русло річки Боберка у 1869-2020 рр.

*Предмет досліджень* – природні й антропогенні зміни русла р. Боберки.

*Мета роботи* – на основі різночасових топографічних карт і дистанційних матеріалів визначити зміни русла р. Боберки з 1869 по 2020 р.

*Основні завдання магістерської роботи:*

- 1) опрацювати літературні джерела та інформаційні ресурси з теми роботи;
- 2) описати чинники формування долини р. Боберки;
- 3) проаналізувати геоморфологічну будову досліджуваної території;
- 4) дослідити зміни русла р. Боберки у 1869-2020 рр.;
- 5) на основі польових досліджень схарактеризувати русло та руслові процеси р. Боберка на відтинку Дев'ятники-Ходорківці.

*Методи дослідження.* У магістерській роботі використано загальногеографічні та геоморфологічні методи досліджень. До загальногеографічних належить картографічний метод, який полягав у порівняльному аналізі топографічних карт великих масштабів (1:25000 – 1:100000) і побудові окремих і суміщених карт русла р. Боберка за різні часові зрізи. Ще один метод, який належить до цієї групи – дистанційний. Його суть – аналіз космозображень території досліджень за допомогою програми GoogleEarthPro. До групи геоморфологічних методів належать морфометричний аналіз, який здійснювався за топографічними картами і в ході польових досліджень. Також завданням польових досліджень був опис русла і заплави, руслових та інших геоморфологічних процесів у долині річки, антропогенних форм рельєфу.

*Наукова новизна роботи.* Вперше досліджені природні й антропогенні зміни русла р. Боберки за 150-літній період. Створені карти русла для різних часових зрізів (1869, 1928, 1968-69, 2020 рр.). Проаналізовані зміни русла за облікові періоди.

*Практичне значення отриманих результатів.* Проаналізовано антропогенний вплив на русло річки Боберка. Дослідження мрфології і динаміки русла може бути використано для оцінки можливості спорудження малих ГЕС на цій річці або її притоках.

*Особистий внесок автора* полягає у проведенні власних польових досліджень відтинку русла р. Боберки між селами Ходорківці і Дев'ятники, аналізі літературних джерел та інтернет-ресурсів за темою магістерської роботи,

побудові карт русел на 1869, 1928, 1969, 2020 рр., їх порівняльному аналізі, визначенні головних природних та антропогенних змін русла.

*Структура роботи.* Магістерська робота складається зі вступу, п'яти розділів, висновків і списку використаних джерел. Робота ілюстрована 23 рисункам та 3 таблицями. При написанні даної роботи було використано 27 літературних і фондових джерел.

## РОЗДІЛ 1

### ТЕОРЕТИКО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ДОСЛІДЖЕННЯ РУСЕЛ РІЧОК

#### 1.1. Головні поняття і терміни

Ріки – головні поверхневі артерії суходолу, концентратори потоків речовини та енергії в ландшафтах. Мала річка це природний водотік, що має стік протягом усього року або він переривається на короткий час, живиться атмосферними опадами та підземними водами. Згідно з Водним кодексом України 1995 року [5] малі річки мають поверхню водозбору до 2 тис. км<sup>2</sup>, середні – 2–50 тис. км<sup>2</sup>, великі – понад 50 тис. км<sup>2</sup> (табл.1). На території України є понад 63 тис. із сумарною довжиною близько 185,8 тис. км. 94,9 % річок (59,8 тис.) мають довжину до 10 км; їхня сумарна довжина 112,1 тис. км [17].

Відповідно у 3,2 тис. річок довжина становить понад 10 км, їхня загальна довжина 73,7 тис. км. Найбільше малих річок у басейнах Дунаю (17,6 тис.), Дніпра (15,4 тис.) та Дністра (14,9 тис.) [17].

На малих річках в Україні збудовано понад 49,4 тис. ставків. Відповідно до «Водної рамкової директиви» (ВРД) ЄС (2000), положення якої впроваджують у водне законодавство України, площа водозбору малих річок складає 10–100 км<sup>2</sup> [11].

Категорія річок	Географічні ознаки				Можливе господарське використання		
	Водо-збірна площа басейну, тис. км <sup>2</sup>	Середня довжина річки, км	Середня глибина русла, м	Середня річна витрата води	ГЕС, МВт	Зрошення, тис.га	Глибина водного шляху, м
Малі річки							
1-ша	< 8	250	< 0,5-1,0	< 8	<0,1	< 1	< 0,4-0,5
2-га група	8-23	150-400	0,5-1,5	10-50	0,1-1	1-5	0,5-0,7
Середні річки							
1-ша	15-60	До 400	0,7-2,5	10-80	1-5	5-25	0,7-1
2-га група	До 80	До 700	1-3	50-200	5-25	25-100	1-1,5
Великі річки							
	> 80	-	-	-	25-250	100-250	1,5-2

Табл.1 Класифікація річок [5].

Характеристики річок як густота річкової мережі, величина стоку, водоносність, сезонні та багаторічні зміни залежать від клімату, рельєфу, геологічної основи, рослинного покриву, культурного освоєння та забудови місцевості, водокористування.

Для аналізу функціонування річкових систем найважливішим є розуміння функціонування гідродинамічної системи “потік – русло” – складної саморегулюючої природної системи. Вона є результатом взаємодії водного потоку та руслової улоговини (як самого тальвегу, так і поверхні руслових форм).

Для аналізу річкових потоків потрібно розглянути такі характеристики які описано нижче. Зазначимо, що найважливішою властивістю водного потоку є його нерозривність.

*Режими руху рідини:* розрізняють два режими руху рідини: ламінарний і турбулентний [18]. За умов ламінарного руху лінії течії в потоці є паралельними. У річках цей режим зустрічається майже не зустрічається і є характерним для підземних вод, а також подекуди для малих порослих рослинністю струмків у межень. У відкритих потоках (річки, канали) здебільшого зустрічається турбулентний режим руху води, який характеризується безпорядним, хаотичним переміщенням частинок рідини. З турбулентністю потоку пов'язана наявність різних за розміром, безперервно підпорядкованих зміщенню і вільно орієнтованих вихорів. Більш великі вихорі послідовно трансформуються у вихорі менших порядків. А загальна система цих вихорів організована так, що взаємодія відбувається між вихорами, близькими за розмірами. Різні за масштабом вихорі практично не взаємодіють між собою [18]. Водні потоки взаємодіють з поверхнею русла, що призводить до розвитку ерозійно-аккумулятивних процесів, наслідками яких є головні різних тип природних русел. На рівнинних територіях ця взаємодія є менш інтенсивною, що зумовлено передусім невеликим кутом падіння русла, а отже й швидкістю водного потоку.

Річки є складними флювіальними системами з своїми особливостями функціонування. Їх структурна організація і функціонування значно залежить

від вузлів злиття річок - місць концентрації складних флювіальних процесів та типу русла головної річки. Низка дослідників флювіальних систем, зокрема І. Ковальчук, О. Пилипович, Л. Дубіс, О. Ободовський, Ю. Ющенко та інші, зазначають, що функціонуванням річкових систем це – процес переміщення речовини і енергії у басейновій системі, що реалізується, головню, через флювіальну структуру річки, її різнорангову гідромережу. Зазначимо, що антропогенні зміни геосистем у межах басейну будуть відображатися на функціонуванні та екологічному стані басейну.

## **1.2. Гідроморфологічні особливості формування русел рівнинних річок**

Русла річок утворюються шляхом поєднання трьох основних незалежних один від одного елементів, зокрема: багатоводності, що визначається атмосферними і ґрунтовими умовами випадіння опадів на річкову ділянку та стоку їх у річку з приток; схилу або крутизни, що обумовлено рельєфом місцевості, яку перетинає річка, та більшим або меншим ступенем розмиву річища річки, який відповідає властивостям гірських порід, які прорізує її течія [18]. Ці три елементи формують характер течії і тип русла. Стік води обумовлює розміри русла, виникнення і розвиток певних його характеристик. Зростання площі водозбору і відповідно водності потоку відбуваються в більшості випадків стрибкоподібно, при впадінні приток річки.

Динаміка руслових процесів також залежить від того, з якою швидкістю і наскільки в сезонному та протягом багатьох років змінюється кількість води, що протікає в руслі. Тобто чим значнішими будуть витрати води в руслі, тим більшу роботу з формування русла виконує потік. Наприклад, під час проходження весняної повені значно зростає загальна інтенсивність–горизонтальних руслових деформацій. З іншого боку, чим меншою є мінливість стоку, тим стабільнішим буде рельєф річкового русла. В умовах найбільшої транспортуючої здатності потоку, тобто за найменшого опору русла, спостерігаються більші руслоформуючі витрати води [18].



Геологічна будова території басейну суттєво впливає на форму долини профілю річки на стійкість русла. В більшості випадків цей фактор є обмежуючим щодо інтенсивності прояву руслових деформацій. В умовах виходу на поверхню дна відносно твердих порід, дно і берег річки більш стійкі до розмиву; у сипучих(пісок) породах русло річки менш стійке і більш податливе до деформацій. Систему потік - русло - басейн річки можна віднести до так званих саморегулюючих систем, тобто систем, які здатні шляхом певної внутрішньої перебудови продовжувати виконання своїх функцій за обмежених змін зовнішніх умов. Указана система є досить складною як за кількістю факторів, які в ній беруть участь, так і за характером взаємодії їх між собою. І особливо це стосується різних ланок гідрографічної мережі, в якій в першому наближенні можна виділити три основні розділи: верхня ланка - схиліві неруслові потоки, середня ланка - тимчасові руслові потоки і нижня ланка - річки [18].

Тектонічні рухи впливають на розміщення ділянок розвитку руслових деформацій. У більшості випадків областям висхідного розвитку рельєфу відповідають регіони інтенсивної глибинної ерозії, що призводить до виникнення зон обмеженого розвитку руслових деформацій (правобережні притоки Дністра). У місцях утворення прогинів земної кори в більшості випадків утворюються зони акумуляції. Тут спостерігається розширення долин річок, розгалуження їх русел, інтенсивне накопичення продуктів ерозії в річках. Прикладом таких річок можуть бути деякі лівобережні притоки Дніпра. Важливим фактором руслових процесів є форма русла і долини. Взаємодія потоку і русла відбувається таким чином, що зміна останнього настає пізніше відносно зміни характеристик потоку. Це веде до того, що у певний момент часу форма русла може суттєво впливати на гідравлічні особливості й транспортуючу здатність потоку. Форма долини річки може визначати тип русла і спрямованість руслових деформацій. Вузькі долини обмежують розвиток руслових в процесів [18].

Серед інших природних факторів, які мають певний вплив на формування русел річок, розвиток руслових процесів, вирізняються льодові явища, вітри, рослинність, оповзні, обвали, осипи. Крім того слід виділити “антропогенний” фактор руслових процесів, до нього можна віднести різні водогосподарські заходи, зарегулювання стоку, розорювання земель і зведення лісів, будівництво гідротехнічних споруд, меліоративні сільськогосподарські роботи (особливо в заплавах). З цим фактором для річок України пов’язані такі негативні явища, як їх замулення, а в деяких випадках навіть повна деградація водотоку.

Наноси, які безпосередньо беруть участь в утворенні форм русла, називаються руслоутворюючими [18]. Ті наноси, які на річці або на її ділянці переміщуються тільки у завислому стані, називаються транзитними. За масового переміщення руслоутворюючих наносів виникає особлива форма їх переміщення - у вигляді гряд на дні потоку. Гряди - це періодичні утворення, що зміщуються вниз за течією річок з різними швидкостями.

### **1.3. Класифікація русел рівнинних річок**

Головними критеріями класифікації русел є їхня морфологія у плані, що визначається інтенсивністю розвитку горизонтальних руслових деформацій, а також присутність у руслах різноманітних акумулятивних форм, що є результатом співвідношення величини ерозії, транспорту та акумуляції відкладів у руслі. Тип русел визначається особливостями розвитку та прояву руслових процесів.

Властивість руслових процесів добре ілюструють руслоформуючі витрати води, які можуть обумовлювати утворення певних руслових форм у певні періоди повноводдя за певний час. Перекати утворюються, як правило, на тих ділянках русла, де є сприятливі умови для виникнення макроформ грядового рельєфу, які мають свою морфологію. Так, крутий низовий укіс перекаату називається підвалиною. Частини гряди, що приєднані до берегів, відносно підвищені й відокремлюються одна від одної сідловиною, в межах якої /концентрується потік. Найбільш глибока частина сідловини називається

коритом перекаату, а прибережні відмілини - його боковиками [18]. Вони можуть бути верхніми (як правило, перед коритом) і нижніми, розташованими за перекаатом. Перетікання води через перекаат відбувається під певним кутом до прилеглого берега. Деформації русла на цій ділянці обумовлюють певну динаміку формування нижнього боковика. Глуха частина між боковином і берегом, біля якого він знаходиться, має назву затонини, або затонської частини перекаату.

Плеси і плесові улоговини – глибокі, протяжні ділянки русла, які розташовані між перекаатами. Ділянки русла, які мають стабільні перекаати, характеризуються сталим положенням плесових улоговин. Якщо в річці відбувається зміщення перекаатів, то це обумовлює або зміщення плесів, або заповнення їх алювієм. На плесових ділянках у руслі переважають досить значні глибини. Тут річка, як правило, врізана в коритне дно або давній алювій. Глибокі плеси можуть зустрічатися на ділянках обмеженого розвитку руслових деформацій, у місцях виходу річки із звужень долини, нижче гирл приток тощо. Їхнє виникнення пов'язане із місцевими особливостями гідравлічної структури потоку або з відносно легкою податністю до ерозії порід, які складають корінне дно. У межень плесові улоговини і плесові ділянки стають відстійниками частини наносів, які надходять з перекаатів. Під час водопілля наноси, що знаходяться на дні плесу, набувають руху і переносяться на розташовані нижче перекаати [18]. Величина розмірів руслових гряд, особливості їхнього розміщення у руслі визначають напрям водного потоку, а отже й особливості морфології русла. Власне вони є головною причиною розвитку звивистості річок, що згодом призводить до їх меандрування.

Загалом рівнинні річки за морфологією русла в плані поділяють на прямолінійні, звивисті (меандруючі) та розгалужені на рукави.

Річки з відносно прямолінійними, нерозгалуженими руслами не мають значного поширення і найчастіше зустрічаються на відносно коротких відрізках. Найбільшої довжини русла цього типу досягають в умовах обмеженого розвитку руслових деформацій (рис. 1.1). Річки такого типу розташовуються вздовж

розломів гірських порід і характеризуються гальково-валунним складом руслоутворюючих наносів, незначним шаром алювію, стійкими до розмиву берегами і дуже незначними темпами деформацій. Форма поперечного перерізу таких русел здебільшого коритоподібна. Відхилення динамічної осі потоку від середини русла визначається окремими вигинами долини, виступами і мисами берегів, конусами виносів із приток, обвалами і зсувами. На ділянках вільного розвитку руслових деформацій важливою умовою для розвитку цього типу русла є наявність односторонньої заплави і корінного ведучого берега.

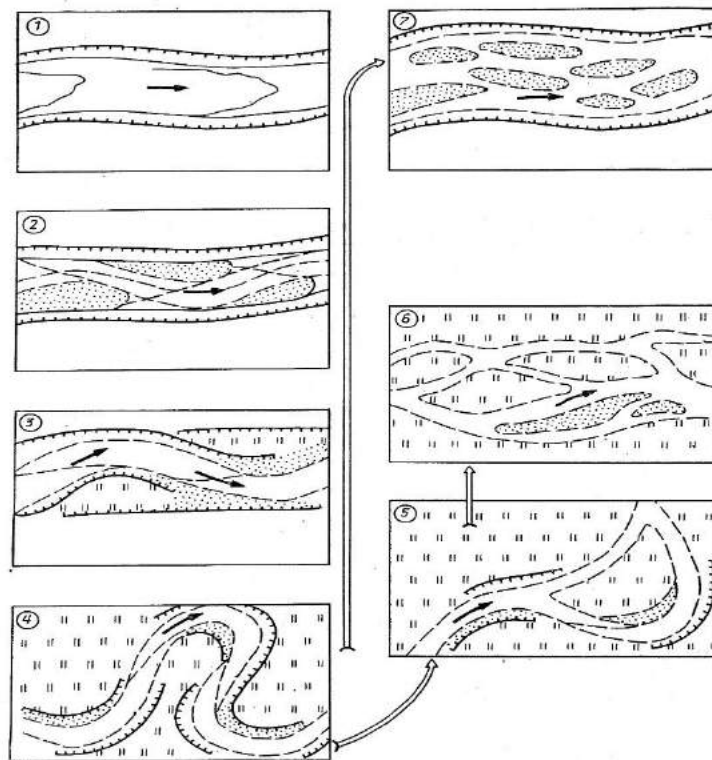


Рис. 1.1. Схема типізації річкових русел за відповідними їм деформаціями [18]: 1 – стрічково-грядовий тип; 2 – побічний тип; 3 – меандрування обмежене; 4 – меандрування вільне; 5 – меандрування незавершене; 6 – заплавна багаторукавність; 7 – осередковий тип, або руслова багаторукавність.

Рівнинні річки з нерозгалуженими руслами можуть зустрічатися в умовах заболоченої місцевості. Тут насичення потоку наносами незначне, невеликі також і швидкості течії в потоці. Завдяки цьому, практично відсутні умови для суттєвого зміщення динамічної осі потоку і, як результат, формування боковиків, вигину русла і його трансформація в звивину.

Меандруючі русла є найбільш поширеними серед усіх різновидів форм річкового русла. Меандруючі русла тільки в умовах вільного розвитку руслових деформацій становлять майже 58 % від загальної довжини рівнинних річок України і найбільше їх у басейнах Десни (98,4%) і Прип'яті (72,8%) [17]. Врізані меандри характерні для умов обмеженого розвитку руслових деформацій і досягають майже 24% від загальної довжини рівнинних річок України. Найбільша їх кількість зосереджена в басейнах Дністра (61,4%) і Південного Бугу (55,9%) [18]. На відміну від вільного меандрування береги врізаних звивин здебільшого не затоплюються повінню, а саме русло нерідко повторює обриси річкової долини. Крім цього, на річках однакових порядків врізані звивини, як правило, більші за розмірами і не такі круті за формою.

Близько 30% рівнинних річок України мають розгалужені русла [18], причиною формування яких є виникнення в ньому осередків або відторгнення від берегів боковиків перекатів, які в подальшому вкриваються рослинністю і перетворюються на заплавні острови. Важливою умовою розгалуження русла на рукави є значний стік наносів, який обумовлює активне формування алювіальних відкладів у річці (коси, осередки, острови). Максимальна витрата наносів, як правило, спостерігається на стрижні потоку, де здебільшого виникає зародження осередків. Осередок має пологий верховий схил і крутий низовий укіс - підвалину. Розташовується він на гряді і в обидва кінці від гребеня гряди поверхня осередку поступово знижується і йде під уріз. У плані осередок має форму краплі, у якої тупий кінець повернутий проти течії, а гострий - за течією річки. Осередок утворює певну перетинку в річці, тому рівень водної поверхні у його оголовка підвищується, а потік роздвоюється на два рукави. У потоці утворюються циркуляційні течії. Розгалужені русла поділяються на рукави: просте одиночне розгалуження, складне одиночне розгалуження, просте спряжене розгалуження, складне спряжене розгалуження, розкидане розгалуження, одиничне розгалуження [18].

#### 1.4. Вертикальні і горизонтальні деформації русла

Усі руслові деформації поділяють на три основні групи: 1) вертикальні, що викликають трансформацію поздовжнього профілю річки (врізання чи акумуляція) та зміни відміток русла; горизонтальні, що пов'язані з розмиванням або нарощуванням берегів (бічна ерозія) і утворенням заплави; 3) рух донних гряд, перекатів, відмилин, кос тощо [18]. Для певного перерізу ріки за часом свого прояву руслові деформації можуть бути періодичними і напрямленими. Останні пов'язані з найбільш загальними умовами руслоформування і розвиваються без зміни знаку процесу на протязі історичних чи геологічних відрізків часу. Періодичні (або знаковмінні) деформації зумовлені сезонними або багаторічними коливаннями водності річки і розвитком руслових форм.

Кожен з видів руслових деформацій може проявлятися по усій річці або на ділянках значної протяжності (загальні деформації) чи на коротких відрізках русла (місцеві деформації). Руслові деформації, які розповсюджені проти течії річки, мають назву регресивних (регресивна ерозія і акумуляція, регресивне переміщення островів, донних гряд тощо). Якщо деформації розповсюджуються вниз по річці, то вони називаються трансгресивними (трансгресивна ерозія і акумуляція, трансгресивне зміщення меандр, гряд тощо).

Вертикальні деформації зумовлені трансформацією транспортуючої здатності потоку, трансформацією питомої енергії його живого перерізу і втратами напору, викликаними витратами енергії на рух води, транспорт наносів і ерозію відкладів ложа. Кінцевим результатом загальних спрямованих вертикальних деформацій є долини з терасами і алювіальними товщами або алювіальні акумулятивні рівнини.

Формування річкових долин супроводжується місцевими періодичними трансформаціями поздовжнього профілю, зумовленими еволюцією форм русла. Так, еволюція звивини русла нерідко призводить до їх спрямлення, яке супроводжується місцевим тимчасовим врізанням русла, звичайно регресивним. Таким чином, місцеві (локальні) горизонтальні деформації супроводжуються

локальними проявами вертикальних деформацій, що відбуваються на фоні направленої розвитку поздовжнього профілю річки.

Вертикальні деформації в свою чергу створюють певний вплив на розвиток форм русла. При інших рівних умовах на річці, де відбувається акумуляція, більша ймовірність утворення розгалуженого на рукави русла; річкам, що врізаються властиві звивисті (нерозгалужені) типи русла.

Визначальною умовою для розвитку горизонтальних деформацій є кінематична структура потоку: його швидкісне поле, циркуляційні течії тощо. Горизонтальні деформації спостерігаються практично постійно, і інтенсивність їх коливається від декількох сантиметрів до декількох сотень тисяч метрів у рік. З ними пов'язано утворення меандруючих, розгалужених на рукави, відносно прямолінійних нерозгалужених русел. Поряд з направленими змінами, що призводять до поступового розширення дна долини і формування заплави, відбуваються періодичні (знакозмінні) переміщення, пов'язані з еволюцією звивин, перерозподілом стоку між рукавами та іншими видами блукання русла по дну долини.

### **1.5. Антропогенні зміни русла: спрямлення, каналізація, створення штучних водойм**

Сьогодні антропогенна трансформація рівнинних русел є значною, зокрема відбувається спрямлення русел, їх обвалування з метою протипаводкового захисту. На річках також ведеться активне будівництво інженерних споруд. Ці зміни впливають на природне функціонування русла та призводять до низки змін, у тім числі співвідношення ерозії та акумуляції матеріалу.

Різні співвідношення між розмивом і відкладанням відкладів призводить до різного морфологічного ефекту, який може бути пов'язаний або з розмивом берегів, або з їх нарощуванням, або зміною позначок дна річки, або переміщенням різних руслових форм. Для розвитку горизонтальних деформацій є кінематична структура потоку та геолого-геоморфологічні умови формування

русел. Ці деформації відбуваються майже постійно, а швидкість їх прояву може коливатися від десятих часток до сотень і навіть тисяч метрів на рік, з горизонтальними деформаціями пов'язано утворення різних типів русел річок. Вони здебільшого обумовлюють формування заплав річок, розвиток меандр і розгалужень [8].

Вертикальні деформації визначаються в основному змінами транспортуючої здатності потоку, ступенем податливості порід до розмиву, трансформацією енергії потоку-в поперечному перерізі і вздовж річки [8]. Ці фактори обумовлюють транспорт наносів і ерозію в руслі річок. Крім цього, значний вплив на деформації може бути викликано коливаннями базису ерозії, змінами клімату і тектонічними рухами, які обумовлюють розвиток поздовжнього профілю річки.

При проектуванні мостових переходів враховуються три види руслових деформацій: природні (або природні), загальний розмив русла в районі мосту і місцевий розмив русла біля його опор. У більшості випадків спорудження мостового переходу спричинює стиснення живого перерізу річки

За останні роки зросло добування будівельних матеріалів (піску, гравію, каменю) із русел річок через високу якість і відносно дешеву ціну. Об'єми ґрунту, які виймаються з річки, сягають у деяких випадках десятків мільйонів кубічних метрів [8], а це суттєво впливає на інтенсивність і спрямованість прояву руслових процесів. Проводиться створення руслових кар'єрів - штучного поглиблення дна русла.

У кар'єрі глибина русла значно перевищує нормальну глибину, тобто глибину, що відповідає заданій витраті, формі поперечного перерізу і стоку наносів. За гідравлічними особливостями поглиблення кар'єри поділяють на малі та великі. У малих кар'єрах усю площу поздовжнього перерізу займає коловоротна зона. У великих кар'єрах ця зона простягається Лише за верховим і перед низовим відкосами кар'єрного пониження, а по його дну проходить транзитна течія [8]. Утворення кар'єрів на річках спричинює зміни форми поперечного перерізу, зменшення похилів водної поверхні, а також зниження



рівнів води. Останнє явище особливо чітко простежується в період межені. На ділянці кар'єру вище за течією формуються специфічні гідравлічні умови, що спричиняють підвищення похилів уверх по річці. Це визначає поширення розмиву русла в тому ж напрямку. Розмив русла призводить до його звуження активізації розмиву берегів. Стік наносів спочатку різко зростає, а потім поступово зменшується до природних значень. Ділянка річки, що розташована нижче кар'єру, характеризується специфічними умовами транспорту наносів. При відборі великої кількості матеріалів з кар'єру виникає дефіцит руслоутворюючих наносів. Цей процес відбувається доти, доки кар'єр не буде повністю занесено. Дефіцит наносів є головною причиною розвитку нижче кар'єру глибинної ерозії, яка призводить до пониження дна русла [8].

Значні зміни природного функціонування рівнинних русел викликані також створенням штучних водойм для розведення риби та регулювання водного стоку. Штучні водойми впливають на водний стік, що призводить до зміни руслових процесів. У водоймах відбувається акумуляція відкладів, а вниз за течією часто проявляється глибинна ерозія. Також у нижній частині русла, за штучними загатами чи греблями, значно зменшуються коливання рівня води в руслі, що також негативно впливає на екологічний стан геосистем басейну річки.

### 1.6. Методика досліджень

Методичні питання дослідження русел річок і руслових процесів висвітлені у низці праць, зокрема Бурштинської і В. Шевчука [4] та К. Кшеміня [25]. Дослідження типів русел і руслових деформацій гірських, передгірських і рівнинних річок присвячені наукові праці Г. Байрак [1], Г. Байрак і У. Ковальчука [2], П. Горішного [7], П. Горішного, А. Яреми [10], Л. Дубіс, Н. Кузьо [12], Н. Рибак, Л. Дубіс [27], Н. Соловей [21] та багатьох інших.

Власні дослідження базувалися на поєднанні картографічних і польових методів. *Картографічні методи* полягають у відборі топографічних карт і космозображень, придатних для подальшого аналізу. Топографічні карти різних років (1869, 1928, 1968-1969 рр.) приведено до одного масштабу, виділено на них

долину р. Боберки. Опрацьовані космозображення Google Earth Pro 2020 р., також у на деяких ділянках використовували космозображення попередніх років (2017, 2018). Були складнощі з ідентифікацією русла за космозображеннями, оскільки часто ділянки русла покриті густою деревною рослинністю.

Далі у результаті зіставлення карт проведений порівняльний аналіз русел за кожний часовий період (1869-1928; 1928-1968, 1968-2020 рр.). Описані ділянки найбільших змін русла, які полягали у наступному: збільшення і зменшення меандрування русла, зміни форми і розмірів звивин; поява і зникнення ставів; зміни кількості і планової форми меліоративних каналів. Використовуючи програмне забезпечення CorelDraw побудовані суміщені графіки русел за досліджуваний період.

У ході польових досліджень русла річки Боберки за окремими точками спостереженнями визначені морфодинамічні параметри русла (ширина, глибина), ширина і висота заплави, швидкість течії річки, кути нахилу схилів долини. Використані як інструменти мірна стрічка, екліметр, компас, водний поплавок. Також описані місця прояву річкової ерозії і акумуляції, тип русла (спрямлений, меандруючий), старі русла річки, антропогенні форми у долині річки. Усі точки спостереження сфотографовані і показані на карті фактичного матеріалу.

## РОЗДІЛ 2

### ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ДОЛИНИ РІЧКИ БОБЕРКИ

#### 2.1. Геологічна будова

Басейн річки Боберки розташований в межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, яка характеризується складною структурою і побудована докембрійським кристалічним фундаментом, на якому залягають відклади палеозою, мезозою та кайнозою [3].

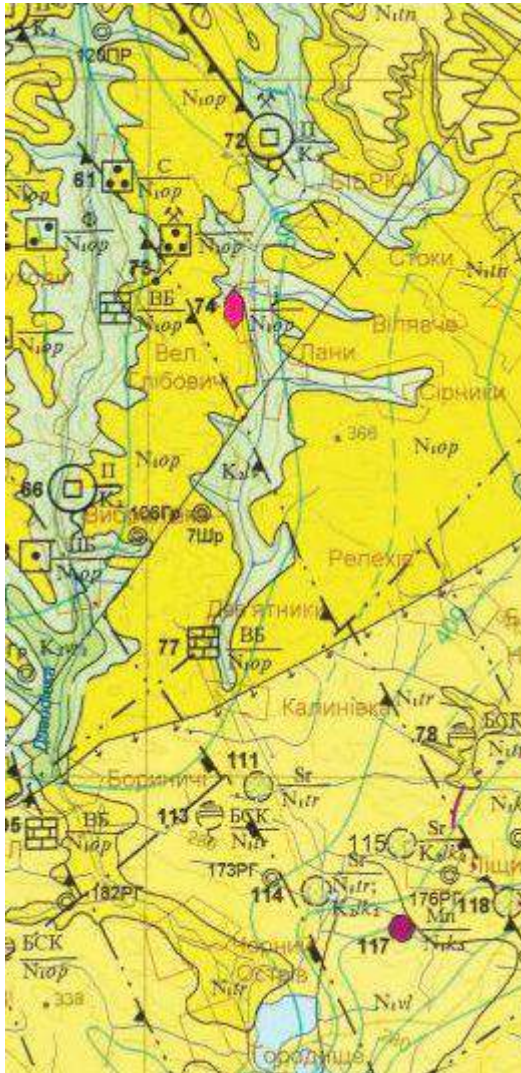
Область поширення потужного, відносно слабо порушеного тектонічними дислокаціями палеозою називають Львівським палеозойським прогином. Північно-східне крило Львівського палеозойського прогину переходить у схил Українського тектонічного щита. Осадкові породи тут залягають на докембрійському фундаменті, що складається з гранітів та інших магматичних та метаморфічних утворень. У районі Львова, за геофізичними дослідженнями, загальна потужність осадових порід чохла становить 6-7 км. Цю потужну товщу утворюють відклади верхнього протерозою, палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, карбон), мезозою (юра і крейда) і кайнозою (палеоген, неоген, антропоген).

Головними рельєфотвірними відкладами цієї території є крейдові, неогенові і четвертинні (рис.2.1).

Крейдові відклади представлені маастрихтським ярусом (львівська світа). Львівська світа, яка закінчує розріз верхньої крейди, заповнює собою найбільш занурені центральну та західну частини крейдової западини. Світа перекрита палеогеновими та неогеновими утвореннями, а часто вона виходить під четвертинний покрив. Маастрихт складений головно мергелями, вторинними опоками, кременистими вапняками. Потужність світи в осьовій частині крейдової западини 325-425 м, на схід поступово зменшується до повного виклинювання.

Кайнозойська ератема представлена неогеновою та четвертинною системами.

Відклади неогенової системи широко розвинуті і просторово збігаються з площами Східноєвропейської платформи. У розрізі неогену виділяють: у середньому – баденський і у верхньому – сарматський регіояруси. Загальна потужність неогену коливається у широких межах.



#### Умовні позначення

$N_{1tn}$	Тернопільські верстви		Головні достовірні розривні порушення
$N_{1ks}$	Косівська світа		Достовірні граніті стратиграфічних різновікових підрозділів
$N_{1tr}$	Тираська світа		Головні приховані розривні порушення:
$N_{1op}$	Опільська світа		ймовірні
$K_{2lv}$	Львівська світа		достовірні
	200	Ізопахіти відкладів крейдової системи та їх величини в м.	Другорядні розривні порушення:
	ПБ	Пісок будівельний	Приховані підкидо-насуви
	П	Прісні питні підземні води	достовірні розривні порушення
	j	Видобувна сировина - дерево <u>скам'яніле</u>	скили

Рис. 2.1. Геологічна карта басейну р. Боберки (Герасімов Л.С. та ін., 2003)

Відклади баденського регіоярусу широко розповсюджені і розвинуті у межах платформної частини території, на схід від Городоцького розлому (Західноподільська зона). У складі баденського регіоярусу беруть участь різновікові відклади, яким відповідають різні фаціальні комплекси. Залягають вони зі стратиграфічною незгідністю на розмитій поверхні верхньої крейди, палеогену або карпату. Баденський регіоярус розчленовують на три підрегіояруси: нижній, середній і верхній.

Нижньобаденський підрегіоярус на платформі (Західноподільська зона) представлений опільською світою потужністю від 5 до 100 м. Опільська світа широко розповсюджена в західній частині території досліджень, її практично не має в північній частині області, де вона спостерігається тільки у вигляді невеликих ерозійних останців, які просторово пов'язані з вершинами крейдових горбів і долинами річок. Еродована поверхня опільської світи перекрита відкладами тираської світи або пізніших утворень (косівська світа, тернопільські верстви). Строкатий фаціальний склад світи формувався в умовах верхньої частини псевдоабісальної, субліторальної і літоральної зон моря. Породи опільської світи мають численні виходи на денну поверхню на схилах височин, долин річок і в ярах, а також розкриті багатьма свердловинами.

Різноманітний літологічний склад опільської світи, пов'язаний зі змінними умовами осадконакопичення в ранньобаденському басейні, що зумовлені нерівномірними коливальними рухами, дає змогу виділити у розрізі цієї світи низку одновікових фацій:

- 1) фацію піщано-карбонатних, місцями мергелистих осадків;
- 2) фацію піщаних відкладів;
- 3) фацію піщано-карбонатних відкладів;
- 4) комплекс фацій водоростевих утворень;
- 5) ервілісні верстви

Для першої (баранівської) фації характерні піски дрібнозернисті, карбонатні з глауконітом, водоростями, а також мергелисті осадки загальною потужністю понад 54 м. Друга (миколаївська) фація або фація піщаних відкладів складена комплексом морських осадків, які заміщують один одного за простяганням і представлені різнозернистими кварцовими та кварцовими з детритом пісками і пісковиками, часто косошаруватими, місцями збагаченими глауконітом (до 15-20%). Потужність її мінлива і становить від 5-7 м на вододілах до 30-40 м у присхилових частинах долин, зрідка сягає 70 м. Третя фація піщано-карбонатних відкладів потужністю 3-10 м складена літотамнієвими вапняками, піщанистими, з домішками глауконіту і гальками

кременю. Наступний комплекс фацій водоростевих (літотамнієвих) осадків (нараївські верстви) має широке розповсюдження серед відкладів опільської світи. Найбільш розвинутий він у межах Розточчя і Опілля. У складі цього комплексу характерні фації: літотамнієвих, органогенно-уламкових і біогермних вапняків. Потужність комплексу коливається від 0,5 до 11 м, зрідка сягає 24-34 м. Ервілієві верстви складені головно вапняками, рідше пісковиками і глинами, переповненими ервіліями. Їхня потужність 0-1,5 м.

Відклади середньобаденського підрегіоарусу залягають на розмитій поверхні нижньобаденських або крейдових відкладів і перекриваються відкладами верхнього бадену. Середній баден представлений відкладами тираської світи, виходи якої простежуються на вододілах і в долинах річок. Вони трансгресивно залягають на розмитій поверхні опільської світи, іноді карпату, або на породах верхньої крейди та юри. У складі тираської світи виділено три одновікових фації: фацію піщаних осадків, фацію гіпсів та ангідритів і фацію карбонатних порід.

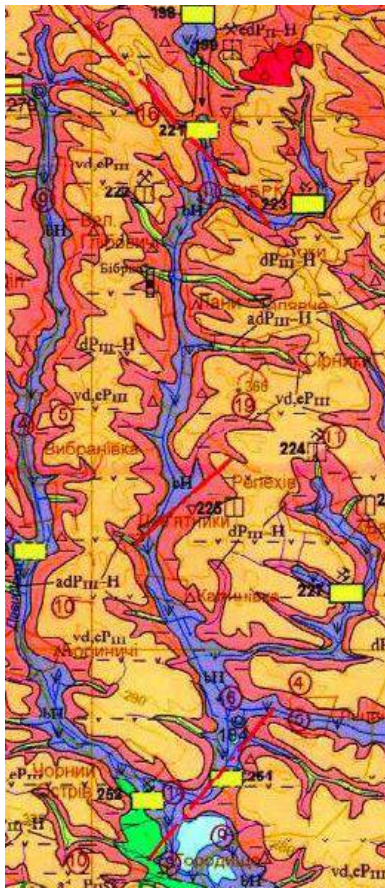
Фація піщаних осадків представлена кварцовими пісками та пісковиками потужністю до 10 м і більше. В окремих розрізах у різнозернистих кварцових пісках наявні домішки глауконіту. Серед пісків і пісковиків інколи трапляються лінзи гравелітів. Фація гіпсів та ангідритів має широке розповсюдження у південній частині території до сліджень, де у долинах лівих приток Дністра вони виходять безпосередньо на денну поверхню. На решті території відклади розкриті численними свердловинами у межах платформи, де їхня потужність становить 5-15 м, нерідко сягає 30 м і більше. Фація хомогенних карбонатних осадків представлена пелітоморфними ратинськими вапняками. Залягають вони головно над гіпсами, з якими пов'язані поступовими фаціальними переходами. Потужність ратинських вапняків досягає 10-12 м, а загальна потужність тираської світи до 60 м.

Верхньобаденський підрегіоарус представлений у межах платформи утвореннями тернопільських верств та їхнім фаціальним аналогом косівською світою На заході Західноподільської зони. Тернопільські верстви складені

фаціями біогермів, органогенно-уламкових і детритусових вапняків, рідше піщаних і глинистих порід, мергелів і літотамнієвих вапняків. Потужність тернопільських верств досягає максимально 70 м. Косівська світа залягає з розмивом на різних фаціях тираської та опільської світ або на відкладах верхньої крейди. Розріз світи представлений монотонним чергуванням карбонатних аргілітоподібних глин із малопотужними прошарками алевролітів, пісковиків, туфів і туфітів. Потужність косівської світи сягає 15-20 м і більше. Вище залягають карбонатні глини, піски, алевроліти, пісковики і туфи волинського горизонту.

Відклади сарматського регіоярису в межах Західноподільської СФЗ представлені волинськими верствами, породи яких залягають зі стратиграфічною негідністю на утвореннях косівської світи або тернопільських верствах. Волинські верстви представлені монотонною товщею карбонатних глин, мергелів, пісків із вуглистим детритом, тонкими прошарками вапняків, пісковиків, туфів і бентонітових глин. Потужність верств – 10-15 м.

*Голоценові (сучасні) відклади* представлені алювіальними утвореннями заплав і русел річок, осипними, зсувними нагромадженнями та нагромадженнями сучасних конусів виносу, автохтонними торфами тощо (рис. 2.2).



### Умовні позначення

bH	Біогенні відклади. Торф, заторфовані ґрунти (до 4 м). Родовища торфу. Прояви болотяних руд.
dP <sub>III</sub> -H	Делювіальні відклади. Супіски, суглинки, в підшві з жорствою, щебенем, брилами (до 6 м). Родовища цегельно-черепичної сировини.
edP <sub>II</sub> -H	Нерозчленовані елювіально-делювіальні відклади. Супіски, суглинки, глини з піском, жорствою, щебенем (до 6 м). Родовища цегельно-черепичної сировини.
aP <sub>III</sub> ds	Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси. Піски, супіски, суглинки, галечники (до 20 м). Родовища: пісків будівельних і для виробництва силікатної цегли, цегельно-черепичної сировини.
vd,eP <sub>III</sub>	Нерозчленовані еолово-делювіальні та елювіальні відклади. Супіски та суглинки лесовидні (до 16 м). Родовища цегельно-черепичної сировини.

Рис. 2.2. Карта четвертинних відкладів басейну р. Боберки  
(Плотніков А.А., 2002)

Сучасний алювій заплав річок виражений здебільшого піщано-супіщаним матеріалом у нижній частині розрізів і суглинистим – у верхній. Його потужність складає декілька метрів.

До голоценових відкладів належать також голові піски, пов'язані з піщаними дюнами різноманітної форми, пасмами, валами та аренами, які найчастіше трапляються на поверхнях заплав, перших надзаплавних терас річок, а також давніх долин стоку талих льодовикових вод у межах Малого Полісся, Надсяння, Волинської височини. Це перевідкладена вітром верхня частина розрізів алювіальних та водно-льодовикових відкладів, характеризується потужностями, що зрідка перевищують 3 м.

Осіпні нагромадження добре виражені у межах його Гологоро-Кременецького пасма, де вони представлені головню щебенем крейдово-мергельних порід.



Обвальні нагромадження, як і осипні, на території Гологоро-Кременецького низькогірного краю Поділля. Вони представлені хаотично розкиданим на схилах бриловим крупноуламковим матеріалом.

Зсувні нагромадження серед відкладів акумулятивних шлейфів схилів відіграють важливу роль у Гологоро-Кременецькому низькогірному краї Поділля. Потужність зсувних нагромаджень часто досягає 10 м і більше.

Нагромадження сучасних конусів виносу (пролювій) поширені на Західно-Подільському горбогір'ї (Опіллі), північному схилі Поділля. Будова конусів виносу зумовлена геологічною структурою схилів балок і ярів, у гирлах яких вони розташовані. Це переважно матеріал на платформі піщаний.

Автохтонні торфи у Львівській області дуже поширені. Вони пов'язані із заплавами і першими надзаплавними терасами річок. Потужність торфу мінлива, максимальні її значення 2-3 м, іноді дещо більше.

Нерозчленовані відклади. До нерозчленованих зачислено відклади делювіальних шлейфів схилів та елювіальні утворення.

Делювіальні відклади пов'язані з акумулятивними (делювіальними) шлейфами схилів, які за характером осадконакопичення розділяють на три частини (з відповідними фаціями делювіальних відкладів): привершинну, центральну (зону змінного режиму осадконакопичення) і периферійну. Загальна потужність делювію складає декілька метрів.

Елювіальні утворення надзвичайно поширені і на значних площах виходять на денну поверхню. Оскільки продукти елювіогенезу, що утворюються на різноманітних породах, суттєво відрізняються одне від одного, то строкату товщу осадових утворень області за характером елювію варто розділяти на:

- а) кремнеглиноземисті породи (глини, глинисті сланці);
- б) кремнеземні породи (кварцові піски, пісковики тощо);
- в) карбонатні породи (різноманітні вапняки, мергелі, крейда);
- г) хлоридно-сульфатні породи (гіпси й ангідрити) та ін.

## 2.2. Кліматичні умови

Для клімату території досліджень характерною рисою є м'якість, яка виявляється у невеликих різницях температур літа і зими, та висока зволоженість, про яку свідчать значні річні суми опадів та зовсім не властиві сильні морози, посухи, суховії та пилові бурі. Навпаки, характерні часті відлиги взимку, значна хмарність, обложні дощі та викликані ними літньо-осінні паводки [19].

Тут сформувався помірно вологий клімат. Кількість опадів перевищує величину випаровування.

Панівним є повітря помірних широт, або полярне. В усі пори року спостерігається морське полярне повітря, яке взимку приносить похмуру з туманами погоду, викликає відлиги, а влітку – нестійку холодну погоду зі зливами, грозами. Континентальне полярне повітря долинає найчастіше влітку та навесні й пов'язане з трансформацією морського полярного повітря.

Особливістю атмосферної циркуляції в області є приплив у зимовий і весняний періоди континентального арктичного повітря, яке приносить холодну, безхмарну погоду, низькі мінімальні температури (іноді до 30°C морозу і більше). У літньо-осінній період може проникати морське арктичне повітря, яке спричиняється до холодної, вологої погоди. Крім того навесні та влітку проникає тропічне повітря. Континентальні тропічні повітряні маси і зумовлюють влітку найвищі температури. Морське тропічне повітря викликає теплу, хмарну погоду з туманами і мжичкою. Погода значно залежить від циклонів, які переміщуються протягом цілого року. Проте найчастіше циклони повторюються взимку і навесні.

З атмосферною циркуляцією тісно пов'язаний вітровий режим: панують вітри західних румбів: у зимовий період – західні та південно-західні, влітку – західні та північно-західні.

Щодо температурного режиму, то у зимовий період ізотерми напрямлені з північного заходу на південний схід. На підвищеннях – в Гологорах

спостерігається зниження температури. Найхолоднішим місяцем зими є січень, середньомісячна температура якого на 2-3°C нижча, ніж у грудні (табл. 2.1).

Таблиця 2.1. Середні місячні і річні температури повітря за даними метеорологічної станції м. Перемишляни, °C [19]

	Місяці												Річна
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Перемишляни	-4,7	-3,6	0,9	6,8	13,5	15,9	17,6	16,4	12,4	7,5	1,5	-2,5	6,8

Режим зволоження характеризується досить значними сумами опадів за рік. Збільшенню атмосферних опадів в області, що пов'язані з циклонічною діяльністю, сприяють Карпати.

Найбільша кількість припадає на червень-липень і становить 99 мм за місяць (табл. 2.2), найменша — на січень-лютий (28-27 мм за місяць).

Таблиця 2.2. Середня місячна і річна кількість опадів за даними метеостанції м. Перемишляни, мм [19]

	Місяці												Річна
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Перемишляни	28	27	36	50	70	99	99	80	55	45	42	33	664

Кількість днів з опадами дуже коливається за місяцями. Взимку їх більше, ніж влітку, але оскільки вони мають невелику інтенсивність, то кількість опадів збільшується від зими до літа за рахунок інтенсивності літніх опадів. Влітку на території бувають зливи, особливо рясні дощі, інтенсивність яких досягає 0,10-0,30 мм/хв.

Найбільше число дуже сильних дощів припадає на літні місяці (червень, липень, серпень), а найменше — на зиму.

У зимовий період утворюється більш-менш стійкий сніговий покрив, який добре оберігає ґрунт від переохолодження і відіграє важливу роль у режимі

зволоження. Сніговий покрив у рівнинних районах є нестійким. Перший сніговий покрив на території може утворитися у другій декаді жовтня, але найчастіше він встановлюється у кінці листопада — на початку грудня і тане в першій або в другій декадах березня. Інколи сніг лежить до кінця березня або до другої декади квітня. Стійкий сніговий покрив дуже рідко встановлюється відразу. Звичайно йому передують утворення декількох тимчасових покривів.

Тривалість стійкого снігового покриву для рівнинних ландшафтів Львівської коливається від 1,5 до 2,5 місяців; його висота на початку зими становить в середньому 3-5 см, а потім 6-10 см, збільшуючись у січні від 20 до 30, а в лютому до 31-50 см.

У перших числах березня сніговий покрив починає розтавати і в другій половині березня майже все, за винятком гір, звільнюється від нього.

Тривалість періоду сніготанення в області коливається в середньому від 20 до 30 днів.

### 2.3. Грунтово-рослинний покрив

Грунти представлені такими типами: сірі і темно-сірі лісові, чорноземи опідзолені, а також лучні і лучно-болотні.

*Сірі лісові ґрунти (HaplicLuvisols)* є зональними для території Західного Поділля, виділяються на рівні підтипу. На рівні роду виділяють модальні, еродовані, реградовані ґрунти. М.Л. Полупан та інші на рівні типу виділяють сірі лісові оглеєні та поверхнево-глеюваті ґрунти. Виділяють автоморфні, поверхнево оглеєні, глеюваті та глейові сірі лісові ґрунти [19].

Сірі лісові ґрунти приурочені до плакорів, вододілів та їхніх схилів, окремих горбів, припіднятих розчленованих рівнин, займаючи нижчі, порівняно з ясно-сірими лісовими ґрунтами, гіпсометричні рівні. Це істинно лісові ґрунти, які формуються під широколистяними трав'янистими лісами внаслідок поєднання підзолистого, дернового та глейового процесів ґрунтоутворення.

Грунти формуються за умов періодично промивного типу водного режиму. Глибина залягання рівня ґрунтових вод в автоморфних відмінах становить понад 6 м. Зволожуються ґрунти внаслідок атмосферних опадів. Оглеєні відміни

знають сезонного впливу ґрунтових вод через підстилення лесоподібних суглинків щільними породами (пісковиками, вапняками, щільними глинами) за умов розвиненого мікрозападенного рельєфу або затрудненого дренажу. Сірі лісові ґрунти відрізняються під ясно-сірих лісових насамперед відсутністю суцільного елювіального горизонту. Профіль сірих лісових ґрунтів складається з таких горизонтів: гумусово-елювального HE, ілювіального слабогумусованого Ih та ілювального I та ґрунотворної породи P.

За гранулометричним складом сірі лісові ґрунти належать до грубопилувато та піщанисто-легкосуглинкових. Фракція фізичної глини в гумусово-елювіальному горизонті HE становить 10,40-24,94%. Сірі лісові ґрунти характеризуються невисоким вмістом і запасами гумусу, вміст гумусу у гумусово-елювіальному горизонті HE цілинних відмін становить 1,38-3,20.

Реакція ґрунтового розчину сірих лісових ґрунтів під лісовою рослинністю сильнокисла, величина рН сольового в гумусово-елювіальному горизонті HE становить 3,4-4,1. В орному шарі окультурених ґрунтів величина рН сольового становить 5,4-5,9, реакція ґрунтового розчину характеризується як слабокисла і близько до нейтральної.

Сірі лісові ґрунти інтенсивно використовують у сільськогосподарському виробництві, здебільшого під ріллю. Ґрунти не належать до категорії особливо цінних, не відзначаються високою природною родючістю.

*Чорноземи опідзолені* приурочені до широких відрогів вододільних поверхонь нижчих порядків, випуклих привододільних, довгих і покатих прибалкових схилів головно південної експозиції у складі розчленованих лесових рівнин. Ґрунти сформувались в умовах підвищеного атмосферного зволоження з помірним тепловим забезпеченням території.

У межах території досліджень чорноземи опідзолені представлені одним родом: звичайний рід (*Greyzemic Phaeozems*). Чорноземи опідзолені звичайного роду найчастіше трапляються невеликими ареалами серед слабоопідзолених ґрунтів з такою морфологічною будовою профілю: гумусово-аккумулятивний слабоелювійований горизонт H(e), верхній гумусовий перехідний

слабоелювіюваний горизонт  $H_{pi}(e)$ , нижній гумусовий перехідний слабоелювіюваний горизонт  $Ph_i(e)$ , ґрунтоутворна порода  $PrgI$ .

**Лучні ґрунти** поширені в межах вирівняних, злегка понижених ділянок серед денудаційно-аккумулятивних донних річок і струмків, днищах балок і улоговин стоку, шлейфах схилів, периферій боліт тощо. Як підтипи виділяють лучні (звичайні) й опідзолені ґрунти, на родовому рівні: модальні, карбонатні і оглеєні ґрунти.

Формуються у періодично достатньому зволоженні атмосферними та ґрунтовими водами, під лучною рослинністю, внаслідок дернового і гейового процесів ґрунтоутворення на породах різного генезису (водно-льодовикових, алювіальних, елювіальних, делювальних лесоподібних суглинках). Зволоження ґрунтів атмосферне і ґрунтове, головню капілярне, алювіальних лучних ґрунтів - атмосферне, ґрунтове і паводкове.

Лучні ґрунти характеризуються профілем чорноземного типу. Профіль лучних ґрунтів добре диференційований на гумусовий  $H(gl)$ , перехідний  $HrgI$  оглесний  $PhGI$  горизонти. Глибше залягає оглеєна материнська порода  $PGL$ . Для алювіальних лучних ґрунтів характерна шаруватість. Гумусовий горизонт – не міцнозернистої або зернистої структури. Материнська порода - оглеєна. В глейових відмінах перехідний горизонт  $Hr$  сизуватого кольору, який, завжди вологий. Містить тверді залізо-марганцеві конкреції (здебільшого дрібні), іржаві та вокристі плями.

**Лучно-болотні ґрунти** трапляються у долині р. Боберки та її найбільших приток. Більша частина цього типу ґрунтів зосереджена у південній частині басейну (у межах Південно-Опільської хвилястої рівнини). Лучно-болотні ґрунти (*Histic Gleysoils*) та алювіально лучно-болотні ґрунти (*GileynoldHistic Fluvisols*) поділяються на різні типи, належать до класу азональних (біолітогідрогенних).

Формуються на знижених ділянках рельєфу з високим рівнем ґрунтових вод і достатнім атмосферним зволоженням під лучно-болотною рослинністю внаслідок інтенсивно виражених дернового і болотного процесів

грунтоутворення. Грунтотвірними породами здебільшого слугують алювіальні та делювіальні вклади часто нерозчленовані, рідше - флювіогляціальні піски і супіски.

Профіль лучно-болотних ґрунтів формується в умовах постійного ґрунтового зволоження з рівнем ґрунтових вод 1,0-1,5 м і періодичного поверхневого зволоження. Досить близьке до поверхні залягання ґрунтових вод спричиняє надмірне перезволоження й інтенсивне оглеєння ґрунтів, часто озалізнєння. Профіль лучно-болотних ґрунтів складається з гумусового і перехідного горизонту. Лучно-болотні ґрунти мають здебільшого легкосуглинковий та середньосуглинковий гранулометричний склад.

**Рослинний покрив.** Територія досліджень багата за природним різноманіттям. Кліматичні умови сприяють розвитку лісового рослинного покриву. Найпоширеніші – дубово-грабові, дубові та букові ліси. Букові ліси Західного Поділля за флористичним складом подібні до карпатських. Проте в подільських бучинах немає темнохвойних видів: ялини, ялиці, які характерні для букових деревостанів Карпат.

Там, де на поверхню виходять вапнякові та крейдові відклади, які спричиняють легке просочування через них вологи, едафічні умови не сприяють розвитку лісів. На додаток, похилий рельєф сприяє сильному нагріванню та швидкому висиханню субстрату. Тому схили південних експозицій (південно-східних, південних, південно-західних) природно безлісі й придатні для розвитку термофільних трав'яних ценозів (степових, лучно-степових, петрофітно-степових, петрофітних). Тож в умовах субатлантичного клімату тут сформувались рослинні угруповання степового характеру. Такий рослинний покрив у північно-західному Поділлі поширений на пологих і крутих (4-45°) схилах південної і південно-східної, південно-західної експозиції.

Регіон Північного Поділля розміщений на стику Центральноєвропейської та Східноєвропейської флористичних провінцій. Відповідно, флора регіону насичена великою кількістю викидів, які ростуть на межі суцільного поширення.

Крім того, особливості генезису флори сприяли насиченню й реліктовими видами провінцій.

Екстразональні степові угруповання становлять особливу природоохоронну цінність. Такий трав'яний рослинний покрив на заході України має реліктовий характер. Він зберігся від часу останнього льодовикового періоду (90-10 тис. років тому), коли на території Львівської області переважали ксерофітні ценози степового характеру. Ті степи широкою смугою простягалися на схід Європи і були оселищем відомої плейстоценової мегафауни, зокрема мамонтів. З початком міжльодовикової епохи (10 тис. років тому) ліси поступово повернулися на територію заходу України. Проте вапнякові й крейдові горби Подільської височини залишаються природно не залісненими. На них збереглися екстразональні степові ценози, які у всій центральній Європі є рідкісними й охороняються. У наслідок інтенсивної експлуатації (безконтрольний, не регульований випас, косіння з цілковитим відторгненням надземної фітомаси, рекреація та випалювання) лучно-степові угруповання зі слабопорушеним станом збереглися на Північно-західному Поділлі на дуже незначній площі. [19].



## РОЗДІЛ 3

### ГЕОМОРФОЛОГІЧНА БУДОВА

#### 3.1. Геоморфологічна регіоналізація басейну р. Боберки

Річка Боберка розташована у геоморфологічних районах Опілля (Опільська височина) і Гологоро-Кременецьке горбогір'я, які є частиною геоморфологічної підобласті Подільської височини.

Існують різні підходи до геоморфологічної регіоналізації досліджуваної території. С. Рудницький [20] у праці «Знадоби до морфології подільського сточища Дністра» у межах досліджуваної території виділяє Миколаївсько-Бобрецьку горбовину (або Підопілля) і Західне Опілля розділені долиною Боберки, а також Подністр'я, яке розташоване південніше села Дев'ятники.

Ю. Чижевський [24] поділив Опілля і прилеглі території за відносними висотами. Крайня невелика північна частина долини Боберки лежить у межах Гологоро-Кременецького хребта, більша частина – у Малому Опіллі, південна частина – у Східному Подністр'ї (підрайон Надлужанське Подністр'я).

За геоморфологічним районуванням П. Цися [22] досліджувана територія належить до геоморфологічної підобласті Подільської височини, в якій виділяють геоморфологічні райони: Гологоро-Кременецький край Опілля і Опілля (підрайони Власне Опілля і Південно-Опільська хвиляста рівнина).

І. Ковальчук [15] у праці, присвяченій природній характеристиці Опілля, у межах території досліджень виокремлює Бібрсько-Перемишлянське Опілля і Ходорівське Опілля.

Більшу частину долини річки Боберки Я. Кравчук та Ю. Зінько [16] відносять до підрайонів Бібрського Опілля і Ходорівського Опілля району Опільської структурно-денудаційної горбогірно-долинної височини. Крайня північна частина р. Боберки з притоками лежить у геоморфологічному районі Гологоро-Вороняцького структурно-денудаційного горбогір'я.

Деякі геоморфологічні таксони, зокрема Подністр'я (за С. Рудницьким) повністю відповідає Східному Подністр'ю (Ю. Чижевський), Південно-

Опільській хвилястій рівнині (П. Цись), Ходорівському Опіллю (І. Ковальчук, Я. Кравчук, Ю. Зінько).

### **3.2. Характеристика геоморфологічних районів і підрайонів**

**3.2.1. Гологоро-Кременецьке горбогірне пасмо** (або горбогір'я) – найвища вододільна смуга північного краю Поділля, що простягається від г. Хом у районі с. Гринева, головню, на північний схід до долини р. Збитенки (Острозька прохідна долина) [22]. Горбисте вододільне пасмо обривається в бік Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу і Стиру (Малого Полісся) уступом у 150-200 м. На відміну від стрімкого і прямолінійного схилу Львівського плато схил Гологір набуває лопатевої форми.

Дискусійним є виділення південної межі цього геоморфологічного району. За морфотектонічними критеріями ця межа фіксується вздовж серії уступів, узгодженим у простяганні з Північноподільським уступом [16]. Гологори також вважають північною крайовою частиною Опілля [9].

За абсолютними висотами Гологоро-Кременецьке пасмо – найвища частина Подільської височини (г. Камула, 471 м). У межах цього району виділяють три підрайони: Гологори, Вороняки і Кременецьке пасмо. Річка Боберка розташована у межах підрайону Гологори.

Гологірське пасмо довжиною близько 45 км і максимальною шириною 10-12 км. Воно розміщене на Головному європейському вододілі (басейнів Балтійського і Чорного морів). Найвищі вершини на вододілі Боберки та її приток становлять 421,1; 425; 438,9; 465; 462; 471,9 м. З півдня Гологори (у межах басейну Боберки) обмежені з півдня Бобрецькою (Бібрською) улоговиною.

**3.2.2. Опільська структурно-денудаційна горбогірно-долинна височина** вирізняється певними специфічними рисами будови. Відомий український географ С. Рудницький [20] виявив особливі морфологічні риси західної і східної частини Опілля: чергування валоподібних підвищень (лав) і долин діагонального (північно-західного – південно-східного) та меридіонального простягання. Ще

одна специфічна риса Опілля, яку виявив С. Рудницький – виражена асиметрія пасом і річкових долин, де крутими здебільшого є схили західної та південно-західної експозиції.

У цьому районі домінує структурно-денудаційний рельєф на горизонтально залягаючих літологічно різномірних (вапняки, пісковики, піски, мергелі, крейда) породах баденію та крейди. Певну рельєфоутворювальну роль відіграли лесові плейстоценові покриви на привершинних поверхнях і схилах східної експозиції [16].

Характерна морфологічна ознака Опілля – виражені долини меридіонального та діагонального простягання. В їхніх межах виражені ерозійно-акумулятивні комплекси форм: русла, заплави, надзаплавні тераси та схили підмиву.

Я. Чижевський [24] виконав поділ Опілля за відносними висотами. Він розрізняв Велике Опілля, Опілля Подільське, Опілля Наддністрянське, Східне Поддністров'я і Мале Опілля (рис. 3.1).

П. Цись [23] визначає Опілля як скульптурну височину. Скульптурний тип рельєфу Опілля з дна його широких долин справляє враження низькогір'я. Східну границю Опілля слід проводити по вододілу Золотої Липи і Стрипи (вздовж лінії Риків-Дубище), потім по межиріччю Золотої Липи і Коропця до Підгайців; тут границя перетинає р. Коропець і проходить далі на південний схід до гирла Стрипи. На захід від цієї лінії значно посилюється розчленування Поділля, різко скорочуються ділянки пластового рельєфу, а потім, зовсім зникаючи, дають місце типово опільському ландшафту з його горбастими пасмами і горбами. Західна межа Опілля простежується у вигляді уступу від долини Дністра в напрямку на Миколаїв, Демню, Бродки, Красів, Хоросно, Милашовичі, тобто в основному по межиріччю Зубри і Щирця (Щирки). Південною межею височини Опілля є долина Дністра, однак на відріжку між гирлом р. Бистриці і р. Тлумач Опілля заходить і на правий берег Дністра. На півночі Опілля межує з Гологороми.

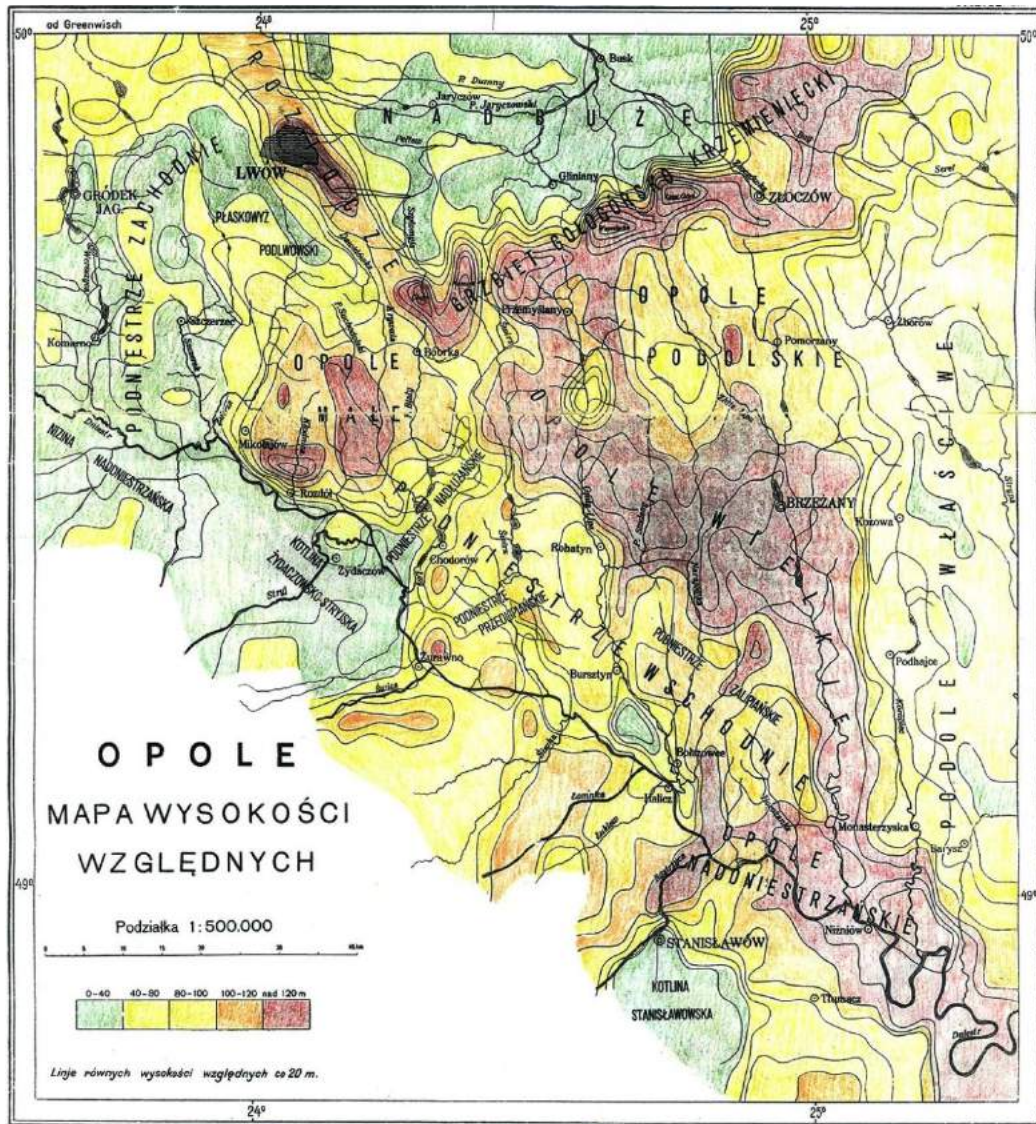


Рис. 3.1 Карта відносних висот Мало́го Опілля за Ю. Чижевським [24].

Загальною особливістю височини Опілля є майже повна відсутність ознак пластового рельєфу. Опілля розчленоване широкими долинами головних рік Коропця, Золотої Липи, Нараївки, Гнилої Липи, Свіржу, Бібрки, Зубри і численними вузькими і глибокими долинами рік другого порядку. Численні пасма із значними висотами відходять від північного краю Поділля, розповсюджуючись на межиріччя опільських приток Дністра. Тут вони досягають висот понад 400 м.

Вершини пасм і окремих горбів заокруглені, переважно без різких форм. Характерна також асиметрія схилів пасм і горбів: західні і північно-західні схили їх більш круті, східні і південно-східні більш пологі і мають відроги. Східній частині Опілля властива терасовість схилів пасм і горбів, добре виявлена в

пасмах на межиріччях рік Нараївки і Золотої Липи. Широкі заплавні долини приток Дністра (особливо Бірки з Кривулею, Гнилої Липи і Золотої Липи) відіграють суттєву роль у морфології Опілля.

Враховуючи деякі відміни в геологічній будові і морфології рельєфу Опілля поділяють [23] на три підрайони: 1) Власне Опілля; 2) Придністерське Опілля; 3) Південно-Опільська хвиляста височина.

Власне Опілля включає за С. Рудницьким [20] Миколаївсько-Бобрецьку горбовину (Підопілля), Західне і Східне Опілля. Південна частина Миколаївсько-Бобрецької горбовини загалом територіально відповідає Малому Опіллю [24] або Бібрському Опіллю [16].

Для Власне Опілля характерний типово опільський пасмово-горбастий уклад поверхні з наявністю глибокої і зрілої долинної системи. У північно-східній частині Власне Опілля добре виявлений північно-західний – південно-східний напрямок ярково-балкової і долинної мережі, успадкованої з давнього етапу.

Досить характерним елементом у рельєфі Власне Опілля є так зване Подільське пасмо [19], або Чернелицько-Перемишлянський кряж (В. Тейсейр), що простягається від гирла Стрипи у північно-західному напрямку. У рельєфі воно виділяється у вигляді горбастої і лісистої смуги висот, яка полого опускається до північного сходу і досить круто – до південного заходу (з відносними висотами 40-60 м). [19] Подільське пасмо Опілля поділяє на дві частини: Придністровське Опілля (відповідає Південно-Опільській хвилястій височині) на південному заході і Північне Опілля (входить до складу Власне Опілля на північному сході).

Західній частині Власне Опілля властива східчастість межиріч, яка виявляється в послідовному зниженні абсолютних висот межиріч із сходу на захід (тобто від Подільського плато до Передкарпатського прогину).

**3.2.2.1. Миколаївсько-Бобрецька горбовина (Бібрське Опілля).** Частина Власне Опілля на захід від долини Боберки – це Миколаївсько-Бобрецька горбовина (Підопілля) за С. Рудницьким [20]. Цілий цей простір – це дуже

різноманітна височина, розчленована глибокими живописними долинами, розрізана багатьма дрібними долинами, суходолів і яруг. Хто хоче тут побачити рівнину, може це зробити зверху якого вищого місцевого горба, коли подивиться на залишки давньої плитової рівнини, що утримались на вершинах і хребтах місцевої височини.

Біля північної границі абсолютні висоти терену значні: над Товщевом Корона до 357 м, над Гриневом Хом до 440 м. Щоправда він – це неначе передня сторожа високих горбів опільського вододілу і має відповідні до цього розміри, однак і поза ним не бракує на цій височині значніших висот. Над Бібркою зустрічаємо вершину 383 м, над Вільхівцем 371 м, над Гутиском Кобилицю 403 м і Високу 400 м, над Гутою Щирецькою 413 м, над Іловом 404 м, над Стільським 400 м, ба навіть недалеко наддністрянських лугів над Роздолом зустрічаємо горб висотою 411 м.

Рівночасний низький рівень сусіднього Пониззя і Подністров'я ще сильніше акцентує високе підняття цієї горбовини і спричинює значну різницю денудаційних рівнів. Коло Крупська між рівнем Дністра (252 м) і сусіднім найвищим верхом 411 м маємо майже 160 м різниці, в долині Зубри біля Красова ця різниця переходить 120 м коло Стільська, Вибранівки 100 м і т. д. Зубра, Кривуля і Боберка опускають Миколаївсько-Бобрецьку височину в тім самім рівні майже 260 м.

Структуру височини легко збагнути так в терені як і на карті, хоч і вона на перший погляд виглядає доволі безладна. Головними елементами розчленування є приблизно південні долини Щирчика, Зубри, Суходільського потоку, Давидівки, Кривулі та Боберки. Між ними лежать південні смуги височини. На кожній знову з цих смуг йдуть горбовинні пасма приблизно від ПнЗх до ПдСх, переходячи згадані долини скосом, так що горбисте пасмо простягається на двох сусідніх, часом і більше лініях. З цієї обставини бачимо, що напрям ПнЗх-ПдСх розчленування, хоч на перший погляд здається другорядним, є що найменше рівнорядний південному.

Розміщення височинних пасм у напрямі ПнЗх-ПдСх починається відразу при границі південної частини нашої височини і йдучи з північного сходу на південний захід можемо тут сконстатувати наступні пасма: пасмо Хома (440, 400), вододільне пасмо здовж бібрської дороги (352, 347, 381, 371 м), пасмо "На Кривім" (361, 356, 363, 383 м), пасмо Черепин – Бібрка (352, 355, 370, 372 м), пасмо Товщів–Лани (357, 370, 383 м), пасмо Штандарівка–Суходіл–Ходорківці (361, 351, 362, 361, 366, 369, 336 м), пасмо Липники-Підтемне-Соколівка (360, 348, 376, 365, 376, 371, 357, 358, 375, 367 м), пасмо Підсадки–Гутиско (361, 377, 372, 395 м). У вилках між Суходільським потоком і Давидівкою–Кривулею і в височинній смузі між Давидівкою і Біберкою виразність горбовинних пасм на південь від лінії Суходіл–Лани затирається значно на користь виступаючого сильніше, майже полуденникового впорядкування. Однак, хоч в останньо згаданім височиннім півострові головне пасмо йде навіть ПнПнСх-ПдПдЗх (382, 384 Вапнярка, 362, 354, 363 м), а по лівім березі Суходільського потоку зустрічаємо подібну подлуденникову лаву, що від Гути Суходільської звертає на ПдПдСх (383, 376, 348 м), то все таки дається в терені легко пізнати, що й туди йдуть продовження лав ПнЗх–ПдСх, лише сильніша південна ерозія знівелювала первісне розміщення.

Натомість між Суходільським потоком і Зуброю виразність ПнПнЗх- ПдСх напряду в останнє виступає дуже сильно на пасмі Новосілка-Бориничі (Кобилиця 403, Висока 400, 401, 413, 398, Медвідь 397, 400 393, 396 м). З нею з'єднується дугоподібне височинне пасмо, що йде від Красова попри Полянну (365, 372 м) і друга, що входить між потоки Іловець та Барвінок з трьома рівної висоти (404 м) вершинами. Хоча від відмітки 401 м головне пасмо повертає на ПдПдСх і пасмо з абсолютною висотою 404 м має навіть південний напрям, все ж головний напрям ПнЗх–ПдСх всюди виражений в ізогіпсах 350—400 м, так що головне пасмо складається з окремих відтинків дрібних пасем, що з'єднується між собою. Горбисте пасмо йде від села Бродки до злиття Ілівця з Барвінкою (абсолютні висоти 385, 390, 400 м).

Закінчується Миколаївсько-Бобрецька височина з південного заходу такими пасмами: Лиса гора – Марківка (338, 363, 363, 368, 352, 359, 349 м), широке пасмо Миколаїв-Розділ (351, 385, 360, 342, 361 м) і пасмо Крупського (370, 397, 360 м). Паралельно до неї простягається нижче за висотою пасмо Гірка (345 м), яке спадає безпосередньо до долини Дністра.

Горбисті пасма Миколаївсько-Бобрецької височини значно відрізняється від пасем Пониззя. Там, на Пониззі, спостерігаються низькі плосковерхі нерозчленовані пологі вали, а тут високі сильно розчленовані ерозією ряди горбів.

Про гіпсометричні особливості цієї височини можна зрозуміти з наведених вище абсолютних відміток горбистих пасем. Тут спостерігається багато точок, які переходять ізогіпсу 400 м, що є значною у позагірських територіях. Якщо ж при цьому враховувати те, що базис ерозії знаходиться досить низько то не дивно, що рельєф є дуже горбистим. Долина Зубри біля гори Кобилиці (403 м) має абсолютну висоту 278 м, долина Суходільського потоку над Гутою-Щирецькою має висоту 271 м, а максимальна абсолютна висота вершинної поверхні — 413 м. Отже, маємо різницю відносних висот 120—140 м.

Вершинні поверхні пасм Миколаївсько-Бобрецької височини всюди значно вирівняні. У вододільних частинах кожного пасма є більші або менші, майже зовсім рівні ділянки – залишки давнього вершинної "рівня". Однак ерозія підійшла аж до вершинної поверхні, що переходить схили невиразною границею, як звичайно на розчленованих ерозією плато, а плавно заокругленим переходом. Часто зустрічаються пасма, що мають поперечний переріз плосковерхих горбів.

Вершинні поверхні пасм мають хвилястий повздовжній профіль, однак чітко виражені окремі поверхні зустрічаються дуже рідко. У таких випадках мають форму приплюснених округлих горбів. Таким горб висотою 360 м, Кобилиця (403 м), Висока (400 м), Токарева (404 м), горб біля Ілівця (403 м).

Ці поодинокі виразні горби не змінюють враження одного рівня вершинних поверхонь. Схили горбистих пасем Миколаївсько-Бобрецької височини, значно стрімкіші, ніж схили пасем Пониззя, що відразу надає території різноманітний,



молодий вигляд. Найкрутішими є схили над Дністром, де їх крутість досягає між Вериним і Крупськом до  $6^\circ$  і навіть  $8^\circ$ .

Менш стрімкі є схили горбистих пасом менших долин (наприклад, коло Раківця  $4^\circ$ ). Однак, це лише середнє значення, локально трапляються схили дуже стрімкі (напр., лівий схил Суходілки вище села Суходіл –  $18^\circ$ ). А там де виступає лес вони майже прямовисні. Характерною особливістю схилів горбистих пасом нашої території є їх асиметрія. Виступає вона передусім там, де південні долини переривають горбисті пасма. Їх схили звернені на захід – всюди стрімкі, звернені на схід – пологі. Зрозуміло, пасма, що наближаються за своїм напрямом до півдня, мають західні схили стрімкіші. Навіть у пасем напряду ПнЗх-ПдСх бачимо місцями дуже добре розвинену асиметрію зі стрімким південно-західним, і пологим північно-східним схилом.

Асиметрія чітко виступає також в їх розчленуванні. Внаслідок значної абсолютної висоти ці горбисті пасма розчленовані долинами і ярами. Вони починаються підвершинною поверхнею, вриваються глибоко у схили і надають їм пір'ястого вигляду. Від більшості пасм відходять чіткі ребра (бічні пасма, відгалуження), часто ще у свою чергу розчленовані, так що в результаті дістаємо дуже різноманітну височину. Ребра розвинулися згідно з існуючою асиметрією переважно на східній і північно-східній стороні горбистих пасем. Вони зустрічаються у доброму вигляді в пасмі Товщів–Лани, Липники–Соколівка, Підсадки–Гутисько, Новосілка–Бориничі та ін. Кожне з пасм має ребра на південно-західних схилах однак їх розвиток є слабшим. Навіть в південно-західній частині височини, біля Миколаєва і Роздолу, де локальні фактори дуже сприяють утворенню ребер від південного заходу, східні ребра все ж переважають числом.

Виділене Ю. Чижевським [24] і більш детально схарактеризоване З. Паздро [26] Мале Опілля є крайньою західною частиною Опілля. Треба зазначити, що З. Паздро розглядав Мале Опілля ширше, включаючи до нього на півночі територію, яку називають тепер Львівське плато. Горбистий характер Малого Опілля характеризується наявністю ряду видовжених крутих горбів, які

піднімаються на 120–150 м над дном річкових долин. Круті схили сильно порізані покатами і глибокими ярами, врізаними енергійною ерозією.

Найвищими є райони, які мають висоту понад 390 м. Вони являють собою кульмінаційний морфологічний рівень на Малому Опіллі та з залишками давньої поверхні.

3. Паздро детально описав межі Малого Опілля. Західна межа – Миколаївсько-Поршнянський поріг. Він опускається до Західного Подністров'я, до складу якого входять долини рік Щирка, Ставчанки і Верещиці з їх вододілами. Поріг пробігає прямолінійно з півночі на південь, з дуже невеликим відхиленням до сходу. Локально він утворює дві невеликі дуги ввігнуті сходу, а саме в околиці Хоросно і Бродків.

На півдні межею є короткий але дуже чіткий Роздільський край. Ця південно-західна межа між Опіллям і Жидачівсько-Стрийською улоговиною, яка прочтягається від Дроговижа впритул до Роздолу. Вона відома під назвою «Роздільського краю», або «роздільської дислокації». Дно долини Дністра на відріжку між Розвадівом і Березиною розташоване на рівні 250-248м. Головні підвищення в Роздільському краї мають висоту 340-393м. Відносна висота краю становить 90-145м.

Третьою характерною межею Малого Опілля є *Роздільсько-Боринецький поріг* – його межа з Подністров'ям Надлужанським, тобто його південно-східна межа. Вона також пробігає прямолінійно, а саме від Роздолу через Малехів до Боринич. Її прямолінійність позначена загальною межею горизонталі 330 м. Як і Миколаївсько-Поршнянський поріг несподівано піднімається із горизонту 310—325 м, також і південно-східний берег Малого Опілля починає підніматися круто безпосередньо над цим горизонтом. Там, в околицях Берездовиць, Туржанівців і Ляшок Гірних, ми бачимо чіткий розвиток поверхні денудаційного рівня з карпатським гравієм, яке виступає на висоті 300–315 м, на котрі вже звертав увагу Ю. Чижевський [24]. Його еквівалентом є денудаційний рівень 310–325 м на Західному Подністров'ї у підніжжі Миколаївсько-Поршнянського порогу.

Над цим рівнем круто піднімається край Малого Опілля і тут також у формі морфологічного порога, який піднімається над денудаційним рівнем на висоту від 45 до 84 м.

Ландшафт Малого Опілля контрастує з Подністров'ям Надлужанським подібно, як і з Західним Подністров'ям, бо обидва ці райони у своєму ландшафті віднаходять багато спільних рис. І тут широкі, плоскі, заболочені річкові долини (Дністер, Луг, Боберка) додають ландшафту незвичну прикмету.

Східна межа Малого Опілля за Ю. Чижевським простягається по межиріччю Боберки і Свіржа.

З. Паздро [26] уточнив і доповнив морфологічні напрями Малого Опілля, виділені С. Рудницьким. Ландшафтним елементом першочергового значення є тут вали, ланцюги або "гірські" хребти, якщо можна так сказати. Їх домінуючим напрямом є напрям ПнПнЗх-ПдПдСх. Цей напрям передусім зустрічається дуже чітко на осі Малого Опілля, котру утворює кульмінаційний рівень, який прослідковується вздовж лінії Кобилиця (403 м), Висока Гора (400 м), Поляна (413 м), Токарова Гора (404 м). Даний "хребет Високої Гори" виступає між долиною Зубри, нижньою частиною Колодниці і потоком Суходільським. Другим хребтом еліпсоїдної форми, видовженої в напрямі ПнПнЗх-ПдПдСх є суцільна група підвищень, розташованих між Миколаєвом і Роздолом, котрий називається "миколаївським горбом". Від головного хребта Високої Гори Миколаївський горб відділений пониженням, яке пробігає від Глухівця до південного сходу між Волею Великою і Волею Малою. В подальшому можна називати "зниженням Глуховця". Між Миколаєвом, Вериним і Дроговижем з миколаївського горба відгалужується маленький півострів, який утворює пагорб Липа.

До напрямку ПнПнЗх-ПдПдСх дуже наближається простягання Миколаївсько-Поршнянського порогу. Цей напрям точно зберігає також Суходільський потік, верхній Іловець, верхній Барвінок, потік Барбара і значна більшість другорядних горбів, як і другорядних потоків.

Другим напрямом, який вимальовується в морфології Малого Опілля є меридіональний (Пн—Пд). Його зберігає вододільний горб басейнів рік Зубра і

Щирки ("вал Деревача"). Меридіональний напрям має також водороздільний вал басейнів рік Кривулі та потока Білого, але другорядно розчленовується він на дрібні форми, які зберігають знову напрям ПнПнЗх-ПдПдСх. Меридіональним напрям віднаходить також течію деяких потоків чи визначені їх ділянки, як Колодниця, середня частина потоку Суходольського, нижня частина Ілівця тощо.

Із двох вищезгаданих напрямів перший, є ПнПнЗх-ПдПдСх у всякому випадку є домінуючим і першорядним. Цей напрям зберігає цілком чітко більшість хребтів Малого Опілля, а відповідно ці елементи, котрі в ландшафті мають принципове значення. Зате меридіональний напрям підпорядковано першому і є якби другорядним.

У західній частині району горби круто обриваються в заплаву р. Зубри у вигляді гострокутних зубців. Долини бокових приток зливаються тут із заплавами терасами р. Зубри і утворюють поблизу с. Устя широку котловину, яка поступово переходить у долину р. Дністер. Місцевість має низинний, злегка розчленований ярами і балками характер.

Морфологія рельєфу Малого Опілля має декілька спільних рис з іншими частинами Опілля, зокрема з Перемишлянським Опіллям [10]. Передусім це подібні напрями простягання пасм: діагональний (ПнЗх–ПдСх) і субширотний (ПнЗхЗх–ПдСхСх). Також наголосимо на характерних особливостях морфології вершинних поверхонь (слабка випуклість, невелика ширина, розділення на окремі частини). Відмінною рисою Малого Опілля від інших частин Опільської височини є нижчі абсолютні висоти (до 405 м).

*Основні річкові долини.* Долини Миколаївсько-Бобрецької височини можна звести до двох головних типів:

- 1) південні і мішані долини більших річок;
- 2) долини ПнЗх-ПдСх менших потоків і суходолів.

Крім цього є потічки і яри напряму Зх–Сх, а навіть ПдЗх–ПнСх.

До категорії південних долин, часом мішаних належать долини Зубри, Колодниці, Ілівця, Барвінки, Суходілки, Давидівки–Кривулі і Боберки та декілька малих ярів і суходолів.

Ухили усіх цих долин дуже значні. В долині Колодниці ухил верхньої частини складає 6,5‰, вище врізаного меандра 1,6‰, нижче його 4‰. Долина Ілівця має ухил близько 4‰, Барвінка у верхній частині 4‰, нижче врізаного меандра ухил швидко збільшується до 13,3‰, потім аж до надністрянських лугов, складає трохи вище 4‰. Дещо відмінні від вище описаних долин Суходільського потоку, Давидівки—Кривулі і Боберки. З долини Суходільського потоку лише невелика частина від горба Бенівки по Гуту Суходільську є південною. Звичайна асиметрія виступає тут дуже виразно, високий лівий берег, розчленований глибокими молодими ярами і долинами. Дно рівне, заболочене, хоча вузьке (200 м); ухил трохи більший як 2‰, меандрових закрутів майже немає.

*Долина Боберки*, що є межею між Миколаївсько-Бобрецькою височиною та Опіллям, на всьому своєму простяганні південного напрямку. Річка починається біля південного схилу пасма Хом, причому один з потічків підходить біля Волового до відкритої (прохідної) долини. Спочатку долина ріки широка, і лише біля Бібрки дістає врізані схили. Тут також починається асиметрія долини, яка є дуже виразною аж до виходу річки з височини. Стрімкий лівий схил долини перерваний глибокими долинами і ярами потоків і суходолів. Ширина долини складає близько 0,5 км, звуження спостерігається біля Кологорів і Дев'ятників. Дно долини всюди плоске, часом підмокле і має сліди давніх ставів. Нижче залишків греблі річка до 2 км врізується у днище долини. Ухили поздовжнього профілю більші, ніж 4,4‰ (Волове, Ернсдорф), нижче (Ернсдорф—Синевка) має не більше 1,4‰, потім біля Дев'ятницького звуження долини (Синевка—Ятваги) знову зростає (майже 2,7‰). За виключенням цих ділянок Боберка представляє собою вигляд значної зрілості серед сусідніх долин.



Рис. 3.2. Загальний вигляд долини Боберки між селами Кологори і Дев'ятники

Для долини Боберки (як і для інших долин цієї височини) характерне переважання лівосторонньої асиметрії, за винятком її нижнього відтинку. Її верхів'я (до м. Бібрки) має лівосторонню асиметрію [9]. Далі через невелику ділянку симетрії долини, йде відтинок правосторонньої асиметрії (східні схили г. Горб). Нагче знову долина має лівосторонню асиметрію (частково слабо-, частково сильновиразна), яка переходить у правосторонню асиметрію нижче с. Кологори. Далі після повороту долини на південний захід вона приймає знову меридіональний напрям, починається лівостороння асиметрія, яка змінюється правосторонньою на останньому відтинку долини (південна частина с. Калинівка).

*Долини іншого напрямку* – ПнЗх-ПдСх – хоча й невеликі, але трапляються набагато частіше. Майже всі притоки меридіональних долин мають такий же напрям, і не лише праві, а й ліві, так що вони впадають до головних річок не під гострим, а під тупим кутом. Таких прикладів є дуже багато. Долини, які йдуть з ПнЗх на ПдСх є звичайним явищем, що співпадає з основними законами ерозії. У басейні Зубри їх мало, зате, Суходільський потік, Давидівка, Боберка мають їх багато. Долина самого Суходільського потоку має цей напрям від свого початку (с. Товщів) аж до нижче с. Суходолу і потім від Гути-Суходільської до злиття з Давидівкою. Обидві ці частини долини характеризуються виробленістю і добре

вираженою лівосторонньою асиметрією. Подібна ситуація спостерігається у приток Суходільського потоку. Добре виробленою, майже без асиметрії є долина потоку Басарів.

Давидівка і Боберка отримують численні притоки з ПнЗх, але хоча всі долини добре вироблені, русла в них дуже незначні. Помітне часте відхилення від напрямку ПнЗх–ПдСх до ПнЗхЗх–ПдСхСх і навіть до Зх–Сх. Дуже цікаві є долини лівих приток меридіональних долин. За законами ерозії вони повинні мати напрям ПнСх–ПдЗх. Так є лише в одному випадку – ліва притока Колодниці біля Стільського. Всі ліві притоки мають переважно напрям ПдСхСх. Часто різні долини лежать на одній лінії південно-східного напрямку.

Напрямок ПдЗх–ПнСх або Пд–Пн розвинений лише у другорядних долинах і суходолах, наприклад, у приток Басарового і Підтемнянського потоку, цілком співпадає з законами ерозії у пластових височинах про ці та інші дрібні долини, яри і балки Малого Опілля треба зазначити, що в усіх них помітною є активна ерозія і молодий вік.

*Бобрецька низовина.* Надлужанське Подністров'я доволі глибоко врізається до півночі між Малим Опіллям і Великим Опіллям. Його природнім продовженням є зона низьких відносних висот, яка простягається через Жабокруки і Сарники впритул до Бібрки. На цій площі знаходиться також поле понижень крейдової поверхні. Покрівля крейди піднімається тут до рівня лежачого в межах висоти 287–324 м, тоді як на захід в центральній частині Малого Опілля досягає вона висоти 380 м. До більш або менш такої ж висоти піднімається покрівля сенона також і зі східного боку цих знижень.

**3.2.2.2. Південно-Опільська хвиляста височина.** Інші назви цього геоморфологічного підрайону: Подністрія [20], Східне Подністров'я [24], Ходорівське Опілля [16]. Підрайон займає південну частину Опілля, на південь від лінії Розділ – Берездівці – Гранки–Ляшки – Бориничі – Голдовичі – Дев'ятники – Баківці – Нові Стрілища – Любша – Підкамінь – Рогатин – Пуків – Липиця – Свистильники – Гнильче – Горожанка – Бобровники (в гирлі Золотої Липи).

Подністря близьке морфологічно до Пониззя [20]. Вони (обидві області) представляють собою невисоку пологу горбовину. Долинища і долини переважають в рельєфі над горбовинними лавами. Долини головних рік широкі і підмоклі, спостерігаються широкі багністі улоговини (заглибини). Лави переділені долинищами. Подністря ділиться долинами, які проходять через Опілля.

Між Гнилою Липою та Нараївкою лави розділені меридіональною долиною Уїздецького потоку. Між Нараївкою і Бибелкою розміщені короткі лави, що простягаються звичайно в прямому продовженні лав попередньої горбовинної смуги. Ні лівому боці Бибелки горбовинні гради в дечому змінюють свій характер. Їх напрям відхиляється все більше до ПнЗх-ПдСх, а висота збільшується так, що різниця між лавами Подністря і Опілля складає до 30 і навіть до 20 м.

Деякі лави мають меридіональний характер і лише своїм діагональним розчленуванням вони зазнають цей пануючий напрям (пр. Межигірці – Водники, Озерце - Бобровники).

Вершинні поверхні лав заокруглені. Залишки давньої вершинної поверхні (рівня) незначні. Рівні вершинні поверхні характерні для лав між Нараївкою і Бибелкою. Тут рельєф подібний до подільського. Вершинна поверхня легко хвиляста, має два рівні: вищий 326 м, і нижчий - близько 300 м.

Висоти рідко перевищують 350 м. Пасма Власне Опілля досить чітко вирисовуються над цією відносно зниженою частиною території. В цілому місцевість являє собою хвилясту височину, що складається з більш округлих і плоских пасм, які простягаються в напрямі з заходу – північного заходу на схід – південний схід. Між низів'ям Нараївки і Золотої Липи плосковершинні пасма нагадують пластовий рельєф. Істотними елементами є заболочені широкі долини низів'їв опільських приток Дністра. Різноманітність у рельєф вносять відклади гіпсу, які місцями утворюють ізольовані горби на вершинах пасм (Чортова гора біля Рогатина, горб у Псарах та інші). По долинах рік Гнилого Потoku і Горожанки, в районі Семиковець і Делієва, на південь-захід від Межигорців, біля



Журавно та в інших місцях можна спостерігати урвища гіпсових товщ. В районі Медухо-Тростянець, біля Товстобаб є карстові лійки. Місцями карстові западини досягають розмірів 300 на 100 м. Між ріками Бибелкою і Горожанкою розкидані численні дрібні карстові западини. В межах підрайону простягається велика Новоселицька прохідна долина. По цій долині (в напрямку Бортники – Чорнів) протікав Дністер, пізніше перехоплений одним із лівих приток Свічі. Остання ще раніше Дністра протікала через «Журавненський прорив».

Прилегла до Дністра частина Південно-Опільської височини являє собою терасовий комплекс Дністра. І. Л. Соколовський відносить цю ділянку до типу рельєфу алювіальних терасових рівнин (включаючи сюди середні і верхні тераси з лесовим покривом). Решта підрайону ним віднесена до скульптурних рівнин, менш розчленованих, які не мають суцільного покриву алювіально-делювіальних лесових порід.

Асиметрія Подністр'я не така значна. Кульмінаційні висоти не лежать в безпосередній близькості до лівого берега. Крутизна схилів більша за Пониззя, але менша ніж на Опіллі. Найбільша крутизна схилів гіпсових горбів і схилів, які безпосередньо прилягають до долини Дністра.

Розчленування (вертикальне) досить значне, більше навіть, ніж на Опіллі. Схили лав розчленовані багатьма ярами і долинами різного напрямку. Розчленування західного Подністр'я (до Гнилої Липи) дещо менше. На східному Подністр'ї ціла сітка долин, що борознить схили лав та перериває вершинну поверхню, поздовжні долинки розщеплюють головних хребет на кілька поздовжніх гряд. Саме тому поділ території на лави тут більш невиразний і напрям між Нараївкою і Гнилою Липою переходить в безладну горбовину.

*Долини Подністр'я.* Є два типи долин: меридіональний та діагональний (ПнЗх-ПдСх, рідко ПнСх-ПдЗх).

Долина Свіржа зовсім не врізана, асиметрія законна (тобто, лівостороння), виразна. Нижче Княжичів долина меандрує. Спад долини дуже малий. Нижче Княжичів асиметрія виразна лише подекуди [20].

Долина Гнилої Липи має спочатку дрібні, вільні меандри. Асиметрія добре виражена. Праві схили плавно спадають (їх висоти не перевищують 50 м), ліві значно стрімкіші, висоти перевищують 70-80 м, а нижче Бурштина і 100 м.

Долина Нараївки виходить на Подністр'я біля Підшумлянець. Ширина на початку – 400 м, коло Більшовців – 1 км. Асиметрія її невиразна. Долина Бибелки має виразну асиметрію.

*Ускісні (діагональні) долини.* На західному Подністр'ї переважає субширотний напрям, на східному – діагональний, місцями субширотний (ПнПнЗх-ПдПдСх). На західному Подністр'ї долини діагонального напрямку «правильно рівні», низів'я звужуються, при виході на більшу долину їх русла бувають досить врізаними у підосшву долини. Найкращий приклад улоговина Долинянського потоку (3 км – довжина і 0,75 км – ширина), оточена з усіх сторін окрім ПдСх стрімкими схилами. На східному Подністр'ї подібна улоговина на схід від Обельниці (1,5 на 0,4 км).

На схід від Нараївки таких долин немає. Схили діагональних долин є набагато пологіші, ніж схили меридіональних долин. Асиметрія виражена слабо. Крутіші схили мають експозицію ПдЗх.

*Долинища (прохідні долини).* Найвиразніше долинище від Бортників до Бурштина довжиною 35 км. Найширше біля Бортників – 5 км і поступово звужується на схід 0,25 км. Долинні вододіли на висотах 260 і 270 м. Спад долинища мінімальний (у Бортницько-Бурштинського 0,2 ‰).

## РОЗДІЛ 4

### ДЕФОРМАЦІЇ РУСЛА Р. БОБЕРКИ У 1869-2020 рр.

#### 4.1. Стан русла р. Боберки на 1869 р.

Річка Боберка починається біля села Волове злиттям меридіонального (Пн-Пд) потоку з витоком близько 320 м і потоком зліва, який починається східніше села Волового, біля колишнього села Янівка у глибоко врізаному ярі загалом західного напрямку. Нижче села Волового Боберка приймає справа довшу за себе притоку, яка починається біля села Шпильчина. Цікаво, що на топографічній карті 1869 року Боберка має назву Потоку Білого (Bialy Potok). Цей потік має спочатку діагональний (ПнЗх-ПдСх), а далі субмеридіональний напрям (ПнЗхЗх-ПдСхСх). Меридіональні праві притоки уже мають помітні сліди спрямлення. Нижче їхнього злиття Боберка має загалом південний напрям, приймаючи невеликі праві та ліві безіменні притоки. Біля західних околиць села Стрільки Боберка приймає першу велику притоку – потік Білий (річка Біла – на радянських топографічних картах), який має довжину понад 10 км. Він починається на південних схилах гори Камула. Перед і після впадіння потоку Білого у Боберку річка має звивисте русло. Після його впадіння у Боберку річка тече через місто Бібрка (в межах міста русло прямолінійне) спочатку у субмеридіональному напрямку (ПнПнСх-ПдПдЗх), а далі різко змінює на субширотний (ПнСхСх-ПдЗхЗх). Через 0,8 км вона знову стає субмеридіонального напрямку. На усьому відтинку Боберка приймає достатньо довгу праву притоку, яка починається біля села Шпильчина.

Нижче м. Бібрка русло переважно прямолінійне, з окремими невеликими ділянками меандр. Рідко трапляються розгалуження за рахунок каналів русла (наприклад після впадіння Гончарівського потоку). У районі села Лани русло має звивистий характер на досить довгій ділянці. Окремі звивини (у районі села Баранівки) мають більший радіус.

Біля Старої Синяви (південніше села Лани) тип русла змінюється з утворенням двох паралельних меліорованих русел. Така будова русла

зберігається і південніше дороги Ходорківці – Соколівка (подекуди є три каналізовані русла). Північніше села Кологори русло набуває звивистого характеру. Долина різко звужується до 150-200 м. Русло залишається розгалуженим (одне русло – дрібнозвивисте, інше - спрямлене).

Розгалуження зникає на невеликій ділянці після впадіння потоку з села Сенів (абсолютна відмітка 269 м). Наступна ділянка (Під Бунчою) – долина діагонального простягання (ПнСх-ПдЗх), яка має два паралельні спрямлені (каналізовані) русла.

Далі долина Боберки змінює напрям на меридіональний з достатньо коротким розгалуженням русла на початку села Дев'ятники. У кінці села русло знову роздвоюється. За Загумінками долина помітно розширюється від 250 м до 1000 м, це пояснюється переходом долини від сильно розчленованого Власне Опілля, до слаборозчленованої Південно-Опільської хвилястої рівнини [22]. Долина змінює напрям на діагональний (ПнЗх-ПдСх), русло стає спрямленим, складається з 2–3 паралельних відтинків. Біля села Калинівка у Боберку впадає Кривуля. Перед і після впадіння цієї річки Боберка має дрібнозвивистий характер, який змінюється на сильнозвивистий перед впадінням у Лучанський став (з урізом води 262 м).

Лучанський став є першим із серії ставів річки Боберки. Наступний став – Кукерівський біля с. Городище-Цетнарське. Долина між ставами меліорована, з багатьма каналами, хоча головне русло звивисте.

Після Кукерівського ставу річка на карті 1869 року має назву потоку Нетеча (Netecza Bach). Русло звивисте, далі розгалужується на два рукави, які впадають за Верховиною в Отиневицький став. Цей став є найбільшим у долині ріки Боберка. У став за Верховиною впадає, також, річка Суходілка. Після злиття Боберки з Суходілкою річка має назву Луг і далі вона впадає у Дністер біля с. Буковина.

#### **4.2. Зміни русла р. Боберка за період з 1869 по 1926 рр.**

У верхів'ї ріки Боберка (до впадіння р Білої) змін русла практично не відбулося (рис. 4.1). Недалеко від впадіння у ріку Боберку у долині ріки Білої

перед дорогою Бібрка-Підгородище, з'явився невеликий став видовженої форми. У межах міста Бібрка русло не зазнало значних змін, які можна б було ідентифікувати за топографічними картами. Зникла невелика ліва притока біля хутору Підлуги (Podlugie).

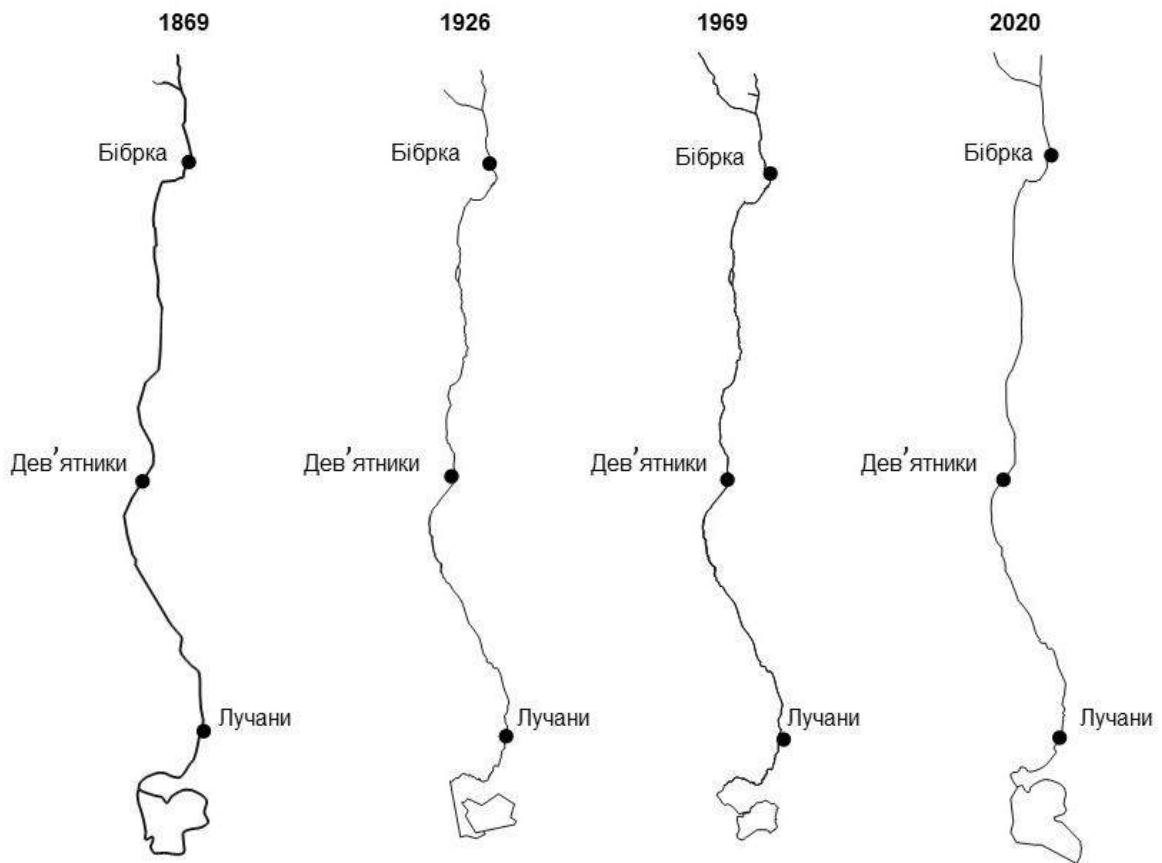


Рис. 4.1. Зміни русла р. Боберки у 1869-2020 рр.

Перед впадінням Гончарівського потоку біля села Ернсдорф (тепер північна частина села Лани) спрямлене русло змінилось на слабомеандруюче. Південніше села Кологори долина Боберки стала меліорована бічними каналами, які розташовані на схід від русла. У цій частині долини Боберки русло значно змінилось. Замість єдиного меандруючого русла, утворені декілька спрямлених русел, з'єднаних поперечними каналами (рис. 4.2). Зник Лучанський став, утворені декілька меліоративних каналів, які з'єднуються в одне каналізоване русло у районі церкви у с Лучани. Спущений також Кукерівський став, замість нього порівняно прямолінійне русло (рис. 4.3). Після Кукерівського ставу русло практично не змінилось. Зменшилась площа Отиневицького ставу, і змінилась,

відповідно, конфігурація його берегів. Боберка і Суходілка зливаються ще до ставу, а не безпосередньо в нього (як було у 1869 р.). Об'єднане русло (р. Луг) проходить західніше ставу. Крім того утворене русло, яке огинає став з півночі і далі зі сходу, впадаючи у став недалеко від церкви в селі Отиневичі.

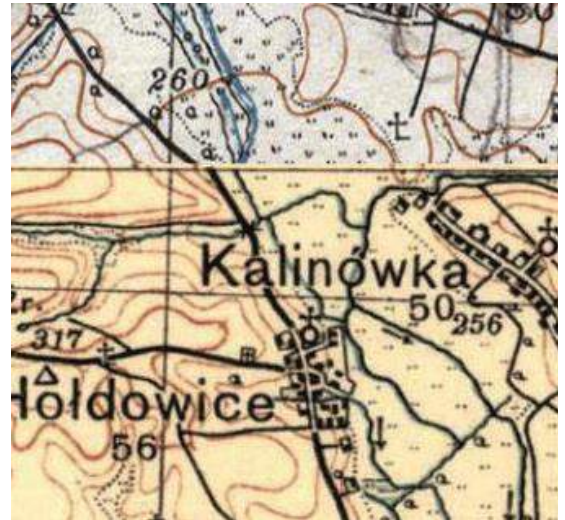


Рис. 4.2. Зміни русла у 1869-1926 рр. біля впадіння р. Кривулі проходить західніше ставу. Крім того утворене русло, яке огинає став з півночі і далі зі сходу, впадаючи у став недалеко від церкви в селі Отиневичі.



Рис. 4.3. Зміни русла біля с. Лучани у 1869-1926 рр.

### 4.3. Зміни русла р. Боберка за період з 1926 по 1969 рр.

У верхів'ї річки Боберка, до впадіння річки Біла, значних змін русла не відбулося. Дещо збільшилась меліорованість долини: створені додаткові канали, зникла незначна меандрованість русла біля хутора Черемхів. Також немає на 1969 рік ставу на першій правій притоці річки Боберка. У низів'ї ріки Білої змінились розміри і форма ставу. Біля її впадіння у Боберку створені меліоративні канали. У межах міста Бібрка трансформація русла незначна. У південній частині міста змінилось положення русла: воно змістилось до лівого борту долини. Зникла одна із спрямлених ділянок русла.

Біля села Лани (урочище Цвіховіце) русло нижче моста змістилось до заходу (від лівого до правого борту долини). Після впадіння лівої притоки від села Серники збільшилось меандрування русла. Біля села Ходорківці головне русло змістилось до заходу, збільшилась кількість меліоративних каналів. Останнє спостерігається і далі, біля села Соколівка. Південніше села Кологори русло Боберки стає виразно меандруючим, утворений меліоративний канал, який розташований східніше (рис. 4.4).



Рис. 4.4. Зміни русла р. Боберки нижче с. Кологори у 1929-1969 рр.

Південніше впадіння Сенівського (П'ятничанського) потоку у долині з'являється більше меліоративних каналів, переважно коротких поперечних.

У невеликій балці (з правого боку долини Боберки) на 1969 р. зафіксовано серію з п'яти невеликих ставів. Нижче русло змінюється з переважно

дворукавного на однорукавне. Також спостерігається уступ лівого борту русла, який має 2 м. Утворилась помітна меандра, яка зміщена до лівого борту долини. Звивисте русло простягається майже до села Юшківці, далі з розширенням долини збільшується меліорованість долини з численними каналами. У районі впадіння річки Кривуля значно змінилась річкова мережа. Збільшилась кількість меліорованих русел у долині з 2-3 до 3-6, загальна густота каналів, утворилось сильнозвивисте русло, північної частини якого взагалі не було (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Зміни русла біля с. Калинівка у 1929–1969 рр.

Біля села Лучани у східній частині долини створено декілька ставків, які живляться від лівої притоки Боберки. Збільшилась меліорованість долини. Південніше дороги Чорний Острів – Отиневичі русло залишилось у більш-менш природньому стані. Зникла біфуркація русла біля урочища Кут, змінилась форма звивин.

На 1969 рік Боберка зливається із Суходілкою ще перед Отиневичьким ставом. Площа ставу значно збільшилась, а також заболоченість прибережних територій.

#### 4.4. Зміни русла р. Боберка за період з 1969 по 2020 рр.

У верхів'ї Боберки зміни русла пов'язані зі спрямленням та зміщенням каналізованих русел до правого борту долини (урочище Погулянка). Зникли



прояви незначного меандрування русла, яке помітне у 1969 році біля хутора Вистрів. Спрямлення відбулося і нижче за течією (біля хутора Наобшир) аж до впадіння р. Білої у Боберку. Місце впадіння р. Білої теж стало іншим. Воно змістилось до південного заходу, зникло її північне русло. Також немає у 2020 р. ставу у низів'ї цієї річки. У межах міста Бібрка змін русла практично не відбулося.

Біля села Гончарів русло було спрямлене і зміщене у західному напрямку, зникло паралельне русло Боберки (рис. 4.6). І, загалом, густота каналізованих русел зменшилась. Південніше біля села Лани меандруюче русло змінилось на прямолінійне каналізоване з утворенням поперечних каналів. Було каналізовано і пригирлову частину русла лівої притоки Боберки (потік від села Серники). У південному кінці села Лани після впадіння безіменної правої притоки у руслі зникли достатньо великі за радіусом меандри (рис. 4.7).

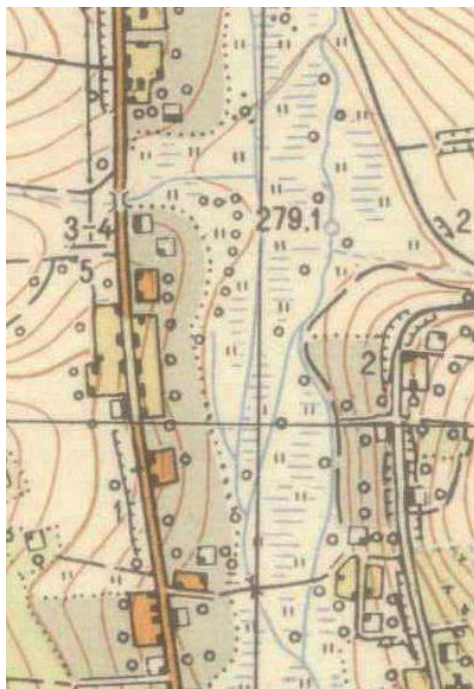


Рис. 4.6. Зміни русла р. Боберки біля Гончарів у 1969-2020 рр.

У районі сіл Ходорківці–Соколівка змінилась конфігурація каналізованих русел. Така ж ситуація спостерігається між селами Кологори і Дев'ятники. У с. Дев'ятники меандри русла збереглися без помітних змін, далі за селом русло стало більш спрямленим, зникли поперечні канали. Біля впадіння р. Кривулі

дрібномеандруюче русло перетворене на спрямлене, змінилась планова форма каналів, їх стало менше, вони мають чітку паралельно-перпендикулярну структуру. У селі Лучани збільшилось число і площа ставів у долині ріки Боберка. Південніше цього села меандри, які зафіксовані на карті 1968 року, стали більшими і чіткішими. Нижче села Городищинське і аж до впадіння в Отиневицький став русло суцільно спрямлене. Долина у районі злиття із рікою Суходілкою суцільно меліороване системою каналів. Каналізовано і низів'я р. Суходілка. Отиневицький став значно більший за площею внаслідок підняття рівня води у ньому. Зник великий острів у ставі.

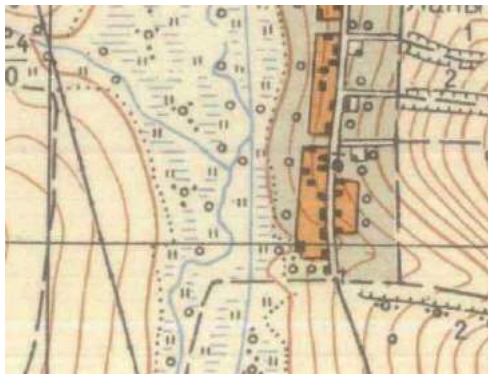


Рис. 4.7. Зміни русла біля с. Лани у 1969-2020 рр.

## РОЗДІЛ 5

### РУСЛО І РУСЛОВІ ПРОЦЕСИ Р. БОБЕРКА НА ВІДТИНКУ ДЕВ'ЯТНИКИ-КОЛОГОРИ (ЗА ДАНИМИ ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ)

Польові дослідження відтинку річки Боберка між селами Дев'ятники і Кологори проведені у серпні 2023 р. Для виконання польових досліджень використані прості вимірювальні інструменти: екліметр, мірна стрічка, компас, водний поплавок. Визначені різні кількісні характеристики русла, заплави та схилів долини. Маршрут починався у середній частині села Дев'ятники і завершився біля с. Ходорківці (рис. 5.1). Усього досліджено 19 точок спостережень (ТС).

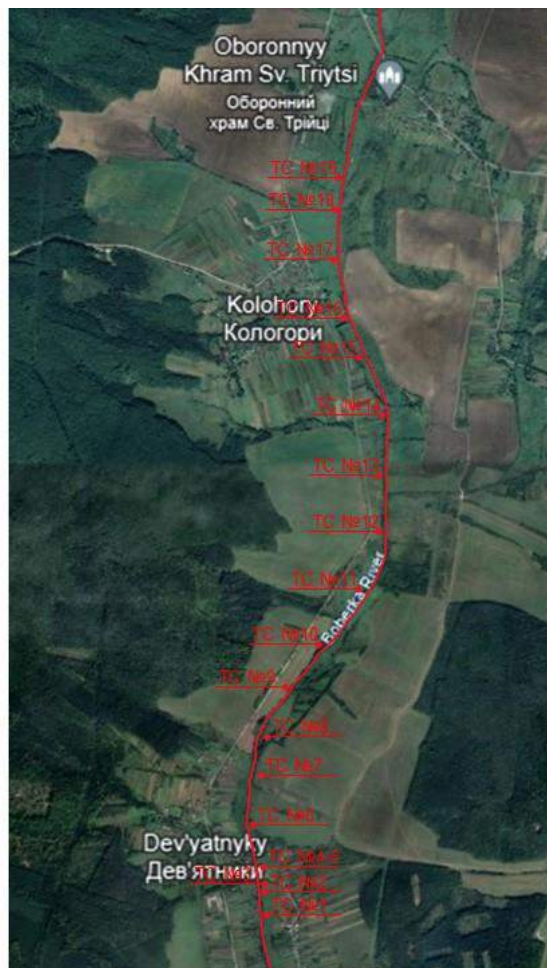


Рис. 5.1. Карта польового маршруту

Також був здійснений польовий виїзд у листопаді 2022 р. з метою ознайомлення з територією досліджень.

Русло річки Боберки на досліджуваному відтинку має ширину від 2,5 до 12 м (переважають значення 4–5 м). Найбільше розширення русла спостерігалось нижче мосту через річку у с. Дев'ятники (ширина русла – від 9 до 12 м) (рис. 5.2). Значна ширина русла помітна у ТС №19 (до 7 м).

Глибина русла становить переважно 0,5–0,7 м, мінімальні значення – 0,2 м. Швидкість течії - від 0,24 до 0,29 м/с. Дно річки піщано-мулисте.



Рис. 5.2. Помітне розширення русла нижче моста у с. Дев'ятники. Справа і зліва від русла помітні прируслові відмілини

На заплаві лівого берега за 20–30 м від русла бачимо пониження у рельєфі, лінійно витягнуте, звивисте, дугоподібне, яке представляє собою давнє русло річки Боберка (ТС 6). Ймовірно внаслідок спрямлення та каналізації воно перетворилось на «мертве» русло (рис. 5.3). Ще одне старе русло спостерігається у ТС 15. Сухе русло глибиною близько 0,5 м простягається паралельно до сучасного, яке розташоване східніше.

На досліджуваному відтинку долини спостерігаємо прямолінійний і меандруючий типи русла. Прямолінійні ділянки русла – це переважно наслідок спрямлення і каналізування (рис. 5.4). Вони займають більшу частку довжини досліджуваного русла. Значно рідше поширені звивисті ділянки русла, деколи окремі звивини пов'язані з антропогенними чинниками (мости, насипи).

Найбільш характерні вони у с. Дев'ятники (ТС 1, 2), а також вище за течією (ТС 8, 19) (рис. 5.5).



Рис. 5.3. Старе русло Боберки у північній частині с. Дев'ятники



Рис. 5.4. Прямолінійне (спрямлене) русло (ТС 9)



Рис. 5.5. Слабкомеандруюче русло північніше с. Дев'ятники

Руслові процеси представлені річковою ерозією (донною і бічною) та річковою акумуляцією. Донна ерозія відбувається на звужених ділянках русла або ділянках зі збільшенням поздовжнього ухилу, де швидкість течії вища. Також цьому процесу сприяють завали русла стовбурами дерев з утворенням мінідамб. У ТС 10 у руслі річки утворилася загата, в основі якої стовбур великого дерева. Повалене дерево має нахил до правого берега і відповідно зліва потік проходить під колодою, а справа – над нею. Утворився достатньо значний поріг (до 0,5 м), з досить швидкою і бурхливою течією (рис. 5.6). За порогом сформувалось заглиблення у руслі. Бічна річкова ерозія розвинута на звивистих ділянках русла, а саме на її увігнутих частинах. Цей процес також спричинює осипання і утворення невеликих зсувів (рис. 5.7). Водний потік формує прируслові уступи висотою від 0,5 до 2 м.



Рис. 5.6. Загата з  
дерев з утворенням  
невеликого порогу



Рис. 5.7. Береговий уступ з мікрозсувами, в  
декількох місцях видно тріщини по яких блоки  
дернини зсуваються вниз по схилу (с. Кологори)

Річкова акумуляція призводить до формування сучасного алювію: у руслі – руслова фація, на заплаві – заплавна. Відклади русла – супіщано-суглинисті. Крупніший матеріал (гравій, жорства) на цій ділянці не спостерігались. Заплава складена переважно суглинковим матеріалом. Це можна побачити на відслоненнях прируслових уступів.

Боберка на досліджуваному відтинку має лише заплаву. Її висота коливається від 0,5 до 2,3 м (переважні значення – 1,2-2 м). Зазвичай, прослідковується один рівень заплави (з правого чи лівого боку від русла) (рис.5.8, 5.9). На деяких точках спостережень (ТС 1, 2, 19) бачимо прируслову відмілину, шириною максимум до 4 м (від 0 до 20 см на рівнем води). Максимальне значення прируслового уступу складає близько 3,5 м у північній частині с. Дев'ятники. Походження цього підвищення ймовірно антропогенне (невеликий насип). Загалом рівень води у річці на час польових досліджень був невисокий.



Рис. 5.8. Русло і заплава річки Боберка у с. Дев'ятники



Рис. 5.9. Високий (понад 2 м) уступ заплави

Правий борт долини переважно вищий, ніж лівий приблизно на 0,5-1 м (таке зафіксоване на чотирьох ТС). На одній ТС спостерігається зворотна ситуація, ще на одній – приблизна рівність висоти правого і лівого схилів. Тиловий шов заплави не завжди чіткий, деколи він поступово переходить у пологий придолинний схил (ТС 11). Така ситуація фіксується на правому і лівому схилах долини.

Ширина заплави становить від декількох десятків метрів (ТС 2, 12) до 150-200 м (ТС 1, 18). Найменшою вона є біля с. Кологори при значному звуженні долини. У деяких місцях долини візуальне визначення ширини заплави неможливе внаслідок сильного заростання її прируслової частини.

Поверхня заплави рівна, за винятком відтинків зі старими руслами. Заплава покрита трав'яною рослинністю з поодинокими деревами. Використовується переважно під пасовища і сіножаті.

Антропогенні зміни заплави найбільше помітні у межах населених пунктів (ТС 1, 2) і пов'язані з будівництвом житлових будинків та господарських споруд, дорогами, мостами. У ТС № 17 спостерігаємо на поверхні заплави викопаний рів, який простягається від насипу дороги перпендикулярно до русла ріки шириною по брівці 3–4 м, глибиною 1,5 м, з насипами вздовж рову. Дно рову слабо обводнене (рис. 5.10).



Рис. 5.10. Рів із насипом на заплаві (ТС 17)



Для долини Боберки загалом і на цьому відтинку зокрема, характерна звична для Західного Поділля лівостороння асиметрія. На окремих ділянках цього відтинку (ТС 17, 18) спостерігається різка асиметричність рельєфу: крутий, короткий і високий лівий берег, а правий берег пологий і довгий. Також прослідковується асиметричність русла відносно заплави. Воно зміщене до лівого борта заплави і за руслом майже відразу починаються наддолинні схили (рис. 5.11).



Рис. 5.11. Асиметрія рельєфу долини Боберки біля с. Кологори  
(на задньому плані – відносно круті західні схили долини)

## ВИСНОВКИ

Бобёрка (або Бібрка) – річка у Львівській області, ліва притока річки Луг (басейн Дністра).

Річка Боберка розташована у геоморфологічних районах Опілля (Опільська височина) і Гологоро-Кременецьке горбогір'я, які є частиною геоморфологічної підобласті Подільської височини. Більшу частину долини річки Боберки відносять до підрайонів Бібрського Опілля і Ходорівського Опілля району Опільської структурно-денудаційної горбогірно-долинної височини. Крайня північна частина р. Боберки з притоками лежить у геоморфологічному районі Гологоро-Вороняцького структурно-денудаційного горбогір'я (підрайон Гологори).

Головними рельєфотвірними відкладами цієї території є крейдові, неогенові і четвертинні відклади. Голоценові (сучасні) відклади представлені алювіальними утвореннями заплав і русел річок, осипними, обвальними, зсувними нагромадженнями та нагромадженнями сучасних конусів виносу, автохтонними торфами тощо.

Для визначення природних і антропогенних змін русла р. Боберки використані топографічні карти масштабів 1:25 000–1:100 000 на 1869, 1926, 1968-1969 рр. і космозображення високої роздільної здатності Google Earth Pro на 2020 р.

За період з 1869 по 1926 рр. у верхів'ї ріки Боберка (до впадіння р Білої) змін русла практично не відбулося. Недалеко від впадіння у ріку Боберку у долині ріки Білої перед дорогою Бібрка-Підгородище, з'явився невеликий став видовженої форми. Зникла невелика ліва притока біля хутору Підлуги (Podlugie). Південніше села Кологори долина Боберки стала меліорована бічними каналами, які розташовані на схід від русла. Замість єдиного меандруючого русла, утворені декілька спрямлених русел, з'єднаних поперечними каналами. Зник Лучанський став, спущений також Кукерівський став. Зменшилась площа Отиневицького

ставу. Боберка і Суходілка зливаються ще до ставу, а не безпосередньо в нього (як було у 1869 р.).

За період з 1926 по 1969 рр. у межах міста Бібрка трансформація русла незначна. У південній частині міста змінилось положення русла: воно змістилось до лівого борту долини. Зникла одна із спрямлених ділянок русла. Біля села Ходорківці головне русло змістилось до заходу, збільшилась кількість меліоративних каналів. Останнє спостерігається і далі, біля села Соколівка. Південніше села Кологори русло Боберки стає виразно меандруючим, утворений меліоративний канал, який розташований східніше. Звивисте русло простягається майже до села Юшківці, далі з розширенням долини збільшується меліорованість долини з численними каналами. Біля села Лучани у східній частині долини створено декілька ставків, які живляться від лівої притоки Боберки. Збільшилась меліорованість долини. На 1969 рік Боберка зливається із Суходілкою ще перед Отиневицьким ставом, площа якого значно збільшилась.

За період з 1969 по 2020 рр. у верхів'ї Боберки зміни русла пов'язані зі спрямленням та зміщенням каналізованих русел до правого борту долини (урочище Погулянка). Зникли прояви незначного меандрування русла. Біля села Гончарів русло було спрямлене і зміщене у західному напрямку, зникло паралельне русло Боберки. Південніше біля села Лани меандруюче русло змінилось на прямолінійне з утворенням поперечних каналів. У південному кінці села Лани після впадіння безіменної правої притоки у руслі зникли достатньо великі за радіусом меандри. Біля впадіння р. Кривулі дрібномеандруюче русло перетворене на спрямлене, змінилась планова форма каналів, їх стало менше, вони мають чітку паралельно-перпендикулярну структуру. У селі Лучани збільшилось число і площа ставів у долині ріки Боберка. Південніше цього села меандри, які зафіксовані на карті 1969 року, стали більшими і чіткішими. Нижче села Городищинське і аж до впадіння в Отиневицький став русло суцільно спрямлене. Долина у районі злиття із рікою Суходілкою суцільно меліороване системою каналів. Отиневицький став значно більший за площею внаслідок підняття рівня води у ньому.

На основі проведених польових досліджень відтинку річки Боберка між селами Дев'ятники і Кологори визначені якісні та кількісні характеристики русла, заплави та схилів долини.

Русло річки Боберки на досліджуваному відтинку має ширину від 2,5 до 12 м (переважають значення 4–5 м). Глибина русла становить переважно 0,5–0,7 м, мінімальні значення – 0,2 м. Швидкість течії - від 0,24 до 0,29 м/с. Дно річки піщано-мулисте. Виділено прямолінійний і меандруючий типи русла. Прямолінійні ділянки русла – це переважно наслідок спрямлення і каналізування. Значно рідше поширені звивисті ділянки русла, деколи окремі звивини пов'язані з антропогенними чинниками (мости, насипи).

Руслові процеси представлені річковою ерозією (донною і бічною) та річковою акумуляцією. Донна ерозія відбувається на звужених ділянках русла або ділянках зі збільшенням поздовжнього ухилу, де швидкість течії вища. Бічна річкова ерозія розвинута на звивистих ділянках русла, на її увігнутих частинах. Цей процес також спричинює осипання і утворення невеликих зсувів. Водний потік формує прируслові уступи висотою від 0,5 до 2 м.

Боберка на досліджуваному відтинку має лише заплаву. Її висота коливається від 0,5 до 2,3 м (переважні значення – 1,2–2 м). Зазвичай, прослідковується один рівень заплави (з правого чи лівого боку від русла). Правий борт долини переважно вищий, ніж лівий приблизно на 0,5-1 м. На одній точці спостереження спостерігається зворотна ситуація, ще на одній – приблизна рівність висоти правого і лівого схилів.

Ширина заплави становить від декількох десятків метрів до 150-200 м. Антропогенні зміни заплави найбільше помітні у межах населених і пов'язані з будівництвом житлових будинків та господарських споруд, дорогами, мостами.

Для долини Боберки загалом і на цьому відтинку зокрема, характерна звична для Західного Поділля лівостороння асиметрія. На окремих ділянках цього відтинку спостерігається різка асиметричність рельєфу: крутий, короткий і високий лівий берег, а правий берег пологий і довгий. Також прослідковується

асиметричність русла відносно заплави. Воно зміщене до лівого борта заплави і за руслом майже відразу починаються наддолинні схили.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Байрак Г. Р. Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма // Фізична географія та геоморфологія. Вип.62. К.: ВГЛ «Обрії», 2011. С. 45-54.
2. Байрак Г., Ковальчук У. Морфологія і динаміка русла Стривігора на Передкарпатській височині // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2017. Вип. 01(07). С. 64-76.
3. Богуцький А., Побережський А., Томенюк О. Геологічна будова // Львівська область: природні умови та ресурси. Львів: Видавн. Старого Лева, 2018. С. 20-52.
4. Бурштинська Х.В., Шевчук В.М. Методика дослідження зміщень русла ріки Дністер // Львів: Вид-во Львівської політехніки, 2012. Електронний ресурс. Джерело доступу: [vlp.com.ua/node/10111](http://vlp.com.ua/node/10111)
5. Водний кодекс України, (Відомості Верховної Ради України (ВВР), – 1995, – № 24, – ст.189) Документ 213/95-ВР, чинний, поточна редакція – Редакція від 19.08.2022, підстава - 2468-ІХ.
6. Гаськевич В., Паньків З., Папіш І., Ямелинець Т. Ґрунти // Львівська область: природні умови та ресурси. Львів: Видавн. Старого Лева, 2018. С. 117-141.
7. Горішний П. Горизонтальні деформації нижньої течії русла р. Стрий у 1896-2006 рр. // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. С. 68-74.
8. Горішний П. М. Морфологічний аналіз рельєфу північної прикорайової частини Опілля // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2004. Вип. 30. С. 87–91.
9. Горішний П. Оцінка асиметрії схилів основних річкових долин Малого Опілля // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів : Видавн. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. С. 309–315.

10. Горішний П., Ярема А. Зміни русла річки Зубри на відтинку Вовків – Раковець у 1869-2020 рр. // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: матер. наук.-практ. семінару. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2021. С. 81-86.

11. Директива 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради "Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики» від 23 жовтня 2000 року. Документ 994\_962, поточна редакція – Редакція від 11.03.2008.

12. Дубіс Л., Кузьо Н. Типи русла річки Бистриця Надвірнянська // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів: Вид-во ЛНУ імені Івана Франка, 2016. Вип. 1(6). С. 261-274.

13. Інтегральні та комплексні оцінки стану навколишнього природного середовища: монографія / О.Г. Васенко, О.В. Рибалова, С.Р. Артем'єв, Н.С. Горбань, Г.В. Коробкова, В.О. Полозенцева, О.В. Козловська, А.О. Мацак, А.А. Савічев. – Х: НУГЗУ, 2015. – 419 с.

14. Калінович Н., Сенчина Б., Тасенкевич Л. Рослинний порив // Львівська область: природні умови та ресурси. Львів: Видавн. Старого Лева, 2018. С. 239-241.

15. Ковальчук І. Географічна характеристика Опільського регіону України // *Silva rerum*: збірн. наук. праць на пошану проф. А. Перналя. Львів : Піраміда, 2007. С. 197–218.

16. Кравчук Я., Зінько Ю. Рельєф Львівської області // Львівська область: природні умови та ресурси. Львів: Видавн. Старого Лева, 2018. С. 55-85.

17. Мала річка. Сучасна енциклопедія України. URL: <https://esu.com.ua/article-61035>.

18. Ободовський О. Г. Руслові процеси: підручник. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2017. – С. 511.

19. Проць-Кравчук Г. Л. Клімат // Природа Львівської області. – Львів: Вид-во ЛДУ, 1972. С. 40-58.

20. Рудницький С. Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра / С. Рудницький // Збірн. матем.-природ.-лікар. секції наук. тов-ва ім. Шевченка. Т. XVI. – 1913. – 310 с.

21. Соловей Н. Проблеми типізації русел річок Волинського Полісся // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій : матеріали доповідей XIII науково-практичного семінару за міжнародної участі, присвяченого 85-річному ювілею проф. Я. Кравчука (2–3 березня 2023 р.). Львів, 2023. С. 69–72.

22. Цись П. М. Геоморфологічні райони / П. М. Цись / Природа Львівської Області [за ред. К. І. Генерчука]. – Львів: Видавництво Львівського університету, 1972. – С. 27–39.

23. Цись П.М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 223 с.

24. Czyżewski J. Podział Opola na podstawie wysokości względnych. Poklosie Geograficzne. – 1925.

25. Krzemień, K. (eds). Struktura koryt rzek i potoków (stadium metodyczne). Kraków. Uniwersytet Jagielloński. 2012. 143 s.

26. Pazdro, Z. Jednostki tektoniczne w budowie Opola Malego i fazy ich rozwoju. Biul. Inst. Geol. 1953. 114 s.

27. Rybak N., Dubis L. Anthropogenic influence upon the Sukil river bed functioning // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. 2022. Вип. 01(14). С. 147–159.