

**НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЛЬВІВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА»
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ГАЛОЧКІН МАКСИМ КОСТЯНТИНОВИЧ

УДК: 528.2

**ДИСЕРТАЦІЯ
ТЕОРЕТИЧНІ ЗАСАДИ ТА МЕТОДИКА ГІДРОЛОГІЧНОГО
МОДЕЛЮВАННЯ ЗОН ЗАТОПЛЕННЯ З ВИКОРИСТАННЯМ
МАТЕРІАЛІВ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ ТА
ГЕОІНФОРМАЦІЙНИХ СИСТЕМ**

193 «Геодезія та землеустрій»

19 «Архітектура та будівництво»

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

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

_____ / М.К.Галочкін /

Науковий керівник Бурштинська Христина Василівна, д.т.н., професор

ЛЬВІВ – 2022

АНОТАЦІЯ

Галочкін М.К. Теоретичні засади та методика гідрологічного моделювання зон затоплення з використанням матеріалів дистанційного зондування землі та геоінформаційних систем. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 193 «Геодезія та землеустрій» (19 «Архітектура та будівництво»). – Національний університет «Львівська політехніка», Львів, 2022.

Повеневі явища є часто повторюваним і загрозливим стихійним лихом, що відбувається у світі і яке призводить до значних матеріальних і соціальних втрат. За останні десятиліття у світі розроблено методикую моделювання зон затоплення та передбачення загрози руйнування з метою мінімізації збитків, запобігання трагічним наслідкам цих явищ та оперативного інформування населення. В сучасних технологіях таке моделювання потребує вивчення морфометричних та гідрологічних особливостей річкових русел і базується на використанні даних дистанційного зондування, геоінформаційних систем та спеціальних гідрологічних модулів.

У першому розділі розглянуто основні причини змін руслових процесів, як природного, так і антропогенного походження. Опрацьовано причини змін руслових процесів, природні та антропогенні чинники, які на них впливають, а також їх активну і пасивну форму проявлення.

Аналіз літературних джерел стосується як теоретичних засад розвитку гідрологічного моделювання, так і практичного застосування розроблених методів оцінки площ затоплених земель внаслідок повеневих явищ.

У другому розділі розглянуто класифікацію моделей для гідрологічного моделювання зон затоплених земель, критерії їх застосування залежно від оперативних гідролого-морфометричних даних. Подано головні характеристики моделей і сфери їх застосування.

Особливу увагу надано аналізу теоретичних засад рівнянь Сен-Венана, заснованих на законах збереження імпульсу і маси рідини, які використовують для розв'язання прикладних завдань несталого руху рідини у відкритих руслах.

Дослідженнями підтверджено, що точність прогнозованих рівнів води та максимальних глибин води, змодельованих моделлю Сен-Венана, залежить від точного подання геометрії русла, рівня води в руслі та схилів берегів вздовж річки.

У третьому розділі подано суть експериментальних робіт, які стосуються гідрологічного моделювання затоплених земель для двох різних за гідрологічними та морфометричними характеристиками ділянок русла Дністра: рівнинної частини вниз по течії від м. Галич і горбисто-болотистої від с. Хатки при переході від гірської до рівнинної частини річки. Опрацьовано структурно-логічну схему моделювання, основними елементами якої є: побудова ЦМР, визначення змін підстильної поверхні, визначення підйому рівня води для визначеного часового періоду. Для реалізації схеми моделювання для рівнинної частини русла використано топографічні та спеціальні карти, матеріали ДЗЗ, отримані з космічних літальних апаратів Landsat і Sentinel, для другої горбисто-болотистої ділянки - матеріали із БПЛА, з опрацюванням всіх матеріалів в ArcGIS з використанням модуля HEC-RAS. Здійснено аналіз точностей визначення координат точок моделі та тестування площі затоплень.

Ключові слова: моніторинг, гідрологічне моделювання, руслові процеси, зміщення русла, річка Дністер, дистанційне зондування землі, БПЛА.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА, В ЯКИХ ОПУБЛІКОВАНІ ОСНОВНІ НАУКОВІ РЕЗУЛЬТАТИ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті у наукових періодичних виданнях України, які включено до міжнародних наукометричних баз

1. Бурштинська Х., Третьак С., Галочкін М. (2017). Дослідження горизонтальних зміщень частини річки Дністер з використанням даних ДЗЗ та ГІС-технології. *Геодинаміка*, №2, 14-24. (Web of Science).

2. Бурштинська Х., Бабушка А., Галочкін М. (2020). Моделювання гідрологічних процесів з використанням ГІС ARCGIS та модуля HEC-RAS. *Геодезія, картографія і аерофотознімання*, № 91. 28-40. (Index Copernicus).

3. Burshtynska, K., Mazur, A., Halochkin, M., Shylo, Y., Zayats, I. (2022). Using images obtained from UAVs to construct a DEM of riverbed territories with complex hydromorphological characteristics. *Cartography and Aerial Photography*, Volume 95, Issue 95, p. 53-64. (Index Copernicus).

Статті у наукових періодичних виданнях іншої держави

4. Burshtynska, K., Shevchuk, V., Babushka, A., Tretyak, S., Halochkin, M. (2018). Research of the morphology of river Dniester using remote sensing and cartographic data. *In 25th Anniversary Conference Geographic Information Systems Conference and Exhibition "GIS ODYSSEY 2018". Conference proceedings* p. 64-72.

Статті у наукових періодичних виданнях іншої держави, які включено до міжнародних наукометричних баз

5. Burshtynska, K., Halochkin, M., Tretyak, S., & Zayats, I. (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester using GIS technologies. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, Volume 29, p. 25-36. (Index Copernicus).

6. Shevchuk, V., Burshtynska, K., Korolik, I., & Halochkin, M. (2021). *Monitoring of horizontal displacements and changes of the riverine area of the Dniester River. Journal of Water and Land Development*, Volume 49 (4-6), p. 1–15. DOI: 10.24425/jwld.2021.137091 (Scopus).

Публікації, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації, а саме матеріали та тези міжнародних і вітчизняних науково-технічних та наукових конференцій

7. Burshtynska, K., Zayac, I., Tretyak, S., Halochkin, M. (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester of the Carpathian Region using GIS technologies. *Materialy z VIII Miedzynarodowej konferencji naukowej «Innowacyjne technologie geodezyjne, zastosowanie w roznych dziedzinach gospodarki»*. - Rzeszow, Polska, 7-9 czerwca - str. 27.

8. Галочкін, М., Заяць І. Методика гідрологічного моделювання з використанням ГІС-технологій» *Збірник матеріалів Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «GeoTerrace-2017»*. Львів, с. 115-121.

9. Бурштинська, Х., Галочкін, М., Третяк, С., Заяць І. (2017). Моніторинг русла ріки Дністер з використанням ГІС технологій. *Матеріали 8-мої міжнародної науково-технічної конференції: «Моніторинг довкілля, фотограмметрія, геоінформатика – сучасні технології та перспективи розвитку»*, Львів – Східниця, - с. 105-108.

10. Галочкін, М., Бурштинська, Х., Бабушка, А., Третяк, С., Шило, Є. (2018). Гідрологічне моделювання затоплень на ділянці річки Дністер. *Збірник тез 25-тої Міжнародної науково-технічної конференції «GEOFORUM'2018»* Львів, с. 50–51.

11. Бабушка, А., Галочкін, М., Томаш, О. (2018). Використання ГІС для гідрологічного моделювання. *Збірник матеріалів Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «GeoTerrace-2018»*. Львів, с. 150–151.

12. Halochkin, M., Burshtynska, Kh. (2021). Modeling of flooding of the nearshore area of part of the Dniester River using the HEC-RAS module *Збірник матеріалів Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «GeoTerrace-2021»*. Львів, с. 1-5.

ABSTRACT

Halochkin M.K. Theoretical principles and methods of hydrological modeling of flood zones using remote sensing materials and geographic information systems.
- Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy (PhD) on specialty 193 - Geodesy and Land Management (19 "Architecture and Construction") - Lviv Polytechnic National University, Lviv, 2022.

Flooding is a frequently recurring and threatening natural disaster that occurs in the world and which leads to significant material and social losses. Over the past decades, the world has developed a methodology for modeling flood zones and predicting the threat of destruction in order to minimize losses, prevent the tragic consequences of these phenomena and promptly inform the population. In modern technologies, such modeling requires the study of morphometric and hydrological features of river channels and is based on the use of remote sensing data, geographic information systems and special hydrological modules.

In Section 1, the main causes of channel processes that have both natural and anthropogenic origin are considered. The causes of changes in channel processes, natural and anthropogenic factors that affect them, as well as their active and passive forms of manifestation are considered.

The analysis of literature sources concerns both the theoretical foundations of hydrological modeling and practical application of the developed methods for assessing the area of flooded land due to flood events.

In Section 2, the classification of models for hydrological modeling of flooded areas, criteria for their application depending on operational hydrological and morphometric data is considered. The main characteristics of the models and their application are presented.

Particular attention is paid to the analysis of the theoretical foundations of the Saint-Venant equations based on the laws of conservation of momentum and mass of fluid, which are used to solve applied problems of unsteady fluid motion in open channels.

Studies have confirmed that the accuracy of predicted water levels and maximum water depths simulated by the Saint-Venant model depends on an accurate representation of the channel geometry, channel level and bank slopes along the river.

In Section 3, the essence of the experimental work concerning the hydrological modeling of flooded lands for two different hill and morphometric characteristics of the Dniester riverbed sections: the plain part near the town of Halych (2 km downstream) and the hilly-marshy part from the village of Kruzhyky (3 km downstream) at the transition from the mountainous to the plain part of the river. A structural and logical modeling scheme was developed, the main elements of which are: construction of DEM, determination of changes in the bedding surface, determination of water level rise for a certain time period. For the implementation of the modeling scheme for the flat part of the channel, topographic and special maps, remote sensing materials obtained from Landsat and Sentinel spacecraft were used, for the second hilly-marshy area - materials from UAVs, with the processing of all materials in ArcGIS using the HEC-RAS module. The analysis of the accuracy of determining the coordinates of the model points and testing the flooded area was carried out.

Keywords: monitoring, hydrological modeling, channel processes, channel displacement, Dniester River, remote sensing, UAV.

THE RESEARCHER LIST OF PUBLICATIONS WHICH CONTAIN THE MAIN SCIENTIFIC RESULTS OF THIS DISSERTATION

Publications in scientific editions of Ukraine, which are included in international science-computer databases

1. Burshtynska, K., Tretyak, S., Halochkin, M. (2017). Study of horizontal displacements of the channel of Dniester river using remote sensing data and gis technologies *Journal of Geodynamics* (included in international science-computer databases Web of Science). Issue 2 (23). – P. 14–24.

2. Burshtynska, K., Babushka, A., Halochkin, M. (2020). Hydrological processes modeling using GIS ArcGis and HEC-RAS module. *Geodesy, Cartography and Aerial Photography*. Volume 91, Issue 91, p. 28-40.

3. Burshtynska, K., Mazur, A., Halochkin, M., Shylo, Y., Zayats, I. (2022). Using images obtained from UAVs to construct a DEM of riverbed territories with complex hydromorphological characteristics. *Cartography and Aerial Photography*, Volume 95, Issue 95, p. 53-64. (Index Copernicus).

Publications in scientific editions of other countries

4. Burshtynska, K., Shevchuk, V., Babushka, A., Tretyak, S., Halochkin, M. (2018). Research of the morphology of river Dniester using remote sensing and cartographic data. *In 25th Anniversary Conference Geographic Information Systems Conference and Exhibition "GIS ODYSSEY 2018"*. p. 64-72.

Publications in scientific editions of other countries, which are included in international science-computer databases

5. Burshtynska, K., Zayac, I., Tretyak, S., Halochkin, M (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester of the Carpathian Region using GIS technologies *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, Voume 29, p. 25-36. (Index Copernicus).

6. Shevchuk, V., Burshtynska, K., Korolik, I., & Halochkin, M. (2021). Monitoring of horizontal displacements and changes of the riverine area of the

Dniester River. *Journal of Water and Land Development*, Volume 49(4-6), 1–15.
DOI: 10.24425/jwld.2021.137091 (Scopus).

**Publications that testify to the approbation of the dissertation materials,
namely the materials and abstracts of international and national scientific and
technical conferences**

7. Burshtynska K., Zayac, I., Tretyak, S., Halochkin, M. (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester of the Carpathian Region using GIS technologies. *Materials from the 8th International Scientific Conference «Innovative geodetic technologies, application in various fields of economy»*. Rzeszow, p. 27.

8. Halochkin, M., Zayats, I. (2017). Methodology of hydrological modeling using GIS-technologies. *Proceedings of the International Scientific and Practical Conference of Young Scientists "GeoTerrace-2017"*. Lviv, - p. 115-121.

9. Burshtynska, K., Halochkin, M., Tretyak S., Zayats I. (2017). Monitoring of the Dniester River bed using GIS technologies. *Proceedings of the 8th International Scientific and Technical Conference "Environmental Monitoring, Photogrammetry, Geoinformatics - Modern Technologies and Development Prospects"*, Lviv - Schidnica. - p. 105-108.

10. Halochkin, M., Burshtynska, K., Babushka, A., Treyak, S., Shylo, V. (2018). Hydrological modeling of flooding in the Dniester River section. *Proceedings of 24th international scientific technical conference «GEOFORUM'2019»* Lviv-Iavoriv-Bruhovuchi, p. 50-51.

11. Babushka, A., Halochkin, M., Tomash, V. (2018). Using GIS for hydrological modeling. *Proceedings of the International Scientific and Practical Conference of Young Scientists "GeoTerrace-2018"*. Lviv, p. 150-151.

12. Halochkin, M., Burshtynska, K. (2021). Modeling of flooding of the nearshore area of part of the Dniester River using the HEC-RAS module. *Proceedings of the International Scientific and Practical Conference of Young Scientists "GeoTerrace-2021"*. Lviv, p. 1-5.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	1
РОЗДІЛ 1. СУТЬ ГІДРОЛОГІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ	22
1.1. Руслові процеси та їх основні характеристики.....	22
1.2. Причини змін руслових процесів	24
1.3 Аналіз літературних джерел, пов'язаних з моделюванням руслових процесів.....	38
Висновки до розділу 1.....	46
РОЗДІЛ 2. МАТЕМАТИЧНІ ОСНОВИ ГІДРОЛОГІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ	48
2.1. Основні моделі та їх аналіз	48
2.2. Рівняння Сен-Венана для моделювання стоку води.....	56
2.3. Коефіцієнти Маннінга і їх значення в моделюванні	58
2.4. Типи програмних модулів для гідрологічного моделювання	63
2.5. Висновки до розділу 2.....	67
РОЗДІЛ 3. ГІДРОЛОГІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ЗОН ЗАТОПЛЕННЯ НА РІЗНИХ ЗА ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ДІЛЯНОК РУСЛА р. ДНІСТЕР.....	68
3.1. Моделювання рівнинної частини русла Дністра	68
3.1.1. Характеристика ділянки русла рівнинної частини	68
3.1.2. Технологічна схема гідрологічного моделювання	71
3.1.3. Методика побудови ЦМР для рівнинної частини річки Дністер.....	74
3.1.4. Експериментальні дослідження визначення зміщень русла рівнинної частини річки Дністер.....	76
3.1.5. Визначення коефіцієнтів Маннінга та визначення рівня підйому води	82
3.1.6. Гідрологічне моделювання з використанням модуля HEC-RAS.....	86
3.1.7. Визначення параметрів гідрологічної моделі	91

3.2. Моделювання ділянки горбисто-рівнинної частини русла Дністра	100
3.2.1. Характеристика частини русла горбисто-рівнинної частини	100
3.2.2. Технологічна схема гідрологічного моделювання затоплених земель за знімками, отриманими з БПЛА	102
3.2.3. Побудова ЦМР для горбисто-рівнинної частини р. Дністер.....	103
3.2.4. Визначення горизонтальних зміщень русла	112
3.2.5. Визначення уточнених коефіцієнтів Маннінга.....	115
3.2.6. Результати гідрологічного моделювання	123
Висновки до розділу 3.....	126
ВИСНОВКИ	127
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	129
ДОДАТКИ	158

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

EFAS	Європейська система оповіщення про повені (European Flood Awareness System)
ESRI	Інститут дослідження систем навколишнього середовища (Environmental Systems Research Institute)
CSCE	Нарада з безпеки і співробітництва в Європі (Conference for Security and Cooperation in Europe)
ISOK	ІТ-система захисту країни (Informatyczny System Osłony Kraju)
n	коефіцієнт Маннінга
OSCE	Організація з безпеки і співробітництва в Європі (Organization for Security and Cooperation in Europe)
UNECE	Європейська економічна комісія Організації Об'єднаних Націй (United Nations Economic Commission for Europe)
UTM	Система координат універсальної поперечної проекції Меркатора (Universal Transverse Mercator)
БПЛА	Безпілотний літальний апарат
ГІС	Геоінформаційні системи
ГНСС	Глобальна навігаційна супутникова система
ДЗЗ	Дистанційне зондування Землі
ЛЕП	Лінія електропередачі
СКП	Середня квадратична похибка
ЦМР	Цифрова модель рельєфу
ЄС	Європейський Союз

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. За останні роки в Україні значно збільшилась кількість катастрофічних паводків та повеней, руйнівна сила яких постійно зростає.

Зважаючи на їх негативний вплив на антропогенні системи і пов'язані з ними соціальні та економічні втрати, можна стверджувати, що гідрологічне моделювання має важливе значення для розв'язання прикладних задач, зокрема його враховують в гідротехнічному будівництві, проектуванні мостів та переходів через річки, проведенні газотранспортних ліній, оцінці потенційно небезпечних ділянок русел, встановленні причин та наслідків повеневих явищ, встановленні охоронних зон в землеустрої, проведенні міждержавного кордону по фарватері річки.

Гідрологічне моделювання дозволяє оцінити масштаби затоплень за різних рівнів підняття води та здійснити прогнози цих явищ. Прогнозування величини повені є важливим завданням при проектуванні річкових інженерних і гідротехнічних споруд і залишається фундаментальним викликом для гідрологів [6].

Катастрофи, викликані великими повенями, частішають у всьому світі в результаті зміни навколишнього середовища (урбанізація, вирубка лісів), незважаючи на поліпшення інфраструктури, вдосконалення систем прогнозування та поліпшення міського планування та управління. Наприклад, ряд катастрофічних повеней стався в Європі і в США за останні два десятиліття, спричинивши значний збиток і людські жертви [190]. Такі події змусили суспільство усвідомити серйозність проблеми, визнавши терміновий характер необхідності боротьби з небезпекою повеней.

У Європі найсерйозніші повені часто мають транскордонний характер, і управління ними може здійснюватися кількома відповідальними органами у різних країнах та адміністративних районах. У таких ситуаціях управління ризиком повеней стає складним завданням, оскільки непослідовна або хибна інформація може виникнути, наприклад, через відсутність або неповний

зв'язок між органами влади або подання різних прогнозів, що призводять до розбіжності оцінок повені, що відбувається і прогнозується. Це може призвести до неузгодженого прийняття рішень та дій у рамках всього ланцюга відповідальності, що є непродуктивним для вживання оптимальних заходів зниження впливу повені.

У контексті вирішення проблеми повеней відзначено зусилля з боку всіх зацікавлених сторін зменшити негативний вплив повеней до найнижчого прийняттого рівня. Також розроблено зусилля для ефективного запобігання їх повторного виникнення. У вищезазначеному контексті прийнято директиву Європейського парламенту 2007/60 ЕС, яку трансформовано в усіх державах-членах у законодавчі положення та закони з метою найефективнішого запобігання повеням. Вона вимагає від держав-членів провести попередню оцінку ризиків повеней та підготувати карти їх небезпеки, карти ризику та плани управління ризиками повеней для територій із значним ризиком.

Багатонаціональне співробітництво країн, які використовують спільний водний шлях, потребує спеціальних досліджень і домовленостей. У зв'язку з цим було створено Європейську систему інформування про повені (EFAS), яка функціонує у загальноєвропейському масштабі для надання узгоджених прогнозів повеней та відповідної інформації для більшості гідрологічних служб, відповідальних за прогнозування повеней у Європі, а також для Європейської цивільної оборони. EFAS надає інформацію про повені через діючу систему прогнозування. В даний час за допомогою системи здійснюють численні метеорологічні прогнози, включаючи системи ансамблевого прогнозування. Метою діяльності EFAS є розробка прототипу системи раннього прогнозування повеней, здатної симулювати середній ризик повені протягом 3-10 днів для всієї Європи.

З метою створення системи покращення захисту економіки, навколишнього середовища та суспільства від окремих загроз, особливо паводків і повеней в Польщі розроблено проект ISOK "Програмна система

захисту країни від надзвичайних загроз". Проект визначає сфери, де існує загроза життю та майну, що в результаті сприятиме обмеженню економічної експансії у напрямках, пов'язаних із експлуатацією річкових систем. Кінцевим результатом діяльності є електронна інформаційна платформа, яка містить необхідні реєстраційні довідники як важливий інструмент антикризового управління [231].

Вона вимагає від держав-членів провести попередню оцінку ризиків повеней та підготувати карти небезпеки та плани управління ризиками повеней для територій із значним ризиком.

Такі оцінки базуються на використанні методів дистанційного зондування Землі та ГІС-технологій, що уможлиблює регулярне відстеження стану територій, забезпечує широку оглядовість, повторюваність, високу оперативність одержання та опрацювання інформації. Крім того, використання даних ДЗЗ та ГІС-технологій відкриває нові можливості для отримання оперативного прогнозу зон можливого затоплення, попередньої оцінки масштабів повеней, визначення найдоцільніших місць для розташування захисних споруд, а також контролю зони прибережних територій. Використання БПЛА в поєднанні з наземними спостереженнями та гідрологічним моделюванням може значно сприяти покращенню розуміння механізмів раптових паводків, зменшенню ризиків повеней, підвищенню ефективності планування заходів із запобігання повеням, оцінці небезпеки повеней, розвитку систем попередження про повені явища.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Значний вплив в теорії руслових процесів зробили вчені, серед яких: Ковальчук І.П., Ободовський О.Г., Яцик А.В., Дубіс Л.Ф., Чалов Р.С., Маккавєєв Шуляренко І.П. та інші. Вони заклали основи розвитку вчення про руслові процеси як науки, досліджували вплив основних чинників на руслові процеси, формування русел та морфологічні їх особливості. Вагомий внесок у дослідженні руслових процесів належить закордонним вченим, передусім : Blackwell W., Bridge J.S., Buffington, J. M, Crosato A., Friend, P. F., Grenfell,

M.C., Hooke, J.M., Korpak J., Krzemień K., Nawieśniak M., Parker G., Piégay, H., Wohl E. У їх наукових статтях розглянуто дослідження проблем руслових процесів, аналіз змін, дослідження зміщень русел річок, питання гідрологічного моделювання.

З 2006 року на кафедрі фотограмметрії та геоінформатики Національного університету «Львівська політехніка» різні проблеми змін гідрологічного режиму річок басейну Дністра як теоретичного, так і практичного плану на підставах дистанційних та геоінформаційних технологій досліджували Бурштинська Х.В., Шевчук В.М., Бабушка А.В., Третяк С.К., Заяць І.В. та ін. Значним досягненням вважається розробка методики визначення горизонтальних зміщень русел річок з використанням космічних знімків, топографічних та спеціальних карт (геологічних, ґрунтових та четвертинних відкладів) з опрацюванням даних за допомогою геоінформаційної системи ArcGIS та використання результатів досліджень для розв'язання практичних завдань.

На кафедрі кадастру територій Національного університету «Львівська політехніка» дисертаційна робота Сай В.М. була пов'язана з питаннями охорони прибережних зон, зокрема: недотриманням режиму в прибережних смугах та водоохоронних зонах, необґрунтованої забудови в заплавах річок та розорюванням земель у межах прибережних захисних смуг.

На сьогодні гідрологічне моделювання набуває особливого значення через порушення дамб гідроелектростанцій внаслідок воєнних дій у прифронтових зонах.

Мета і завдання досліджень. Метою дисертаційної роботи є моделювання зон затоплення земель різних за характером ділянок русла річки Дністер із врахуванням різних рівнів підняття води, спричинених паводками та повеннями, які часто в останні десятиліття відбуваються в Карпатському регіоні.

Відповідно до поставленої мети сформульовано такі основні завдання:

1. Адаптувати модуль HEC-RAS геоінформаційної системи ArcGIS для гідрологічного моделювання зон затоплених земель різних за характером меандрування та гідролого-морфометричними характеристиками ділянок русла Дністер.

2. Визначити величини планових зміщень русла за довготривалий період з метою визначення стійкості русла та змін підстильної поверхні прируслової території.

3. Здійснити знімання ділянки русла із складними гідролого-морфометричними характеристиками з БПЛА і оцінити точність визначення позначок точок ЦМР за різної вегетації рослинного покриву.

4. На основі змін підстильної поверхні русла запропонувати вираз для визначення уточнених коефіцієнтів Маннінга.

5. Здійснити визначення площ затоплених земель для рівнинної та горбисто-рівнинної ділянок річки за різних рівнів підняття води з оцінюванням точності моделювання.

Об'єкт дослідження. Гідрологічне моделювання зон затоплених земель внаслідок повеневих явищ на різних за характеристиками ділянках русла річки Дністер.

Предмет дослідження. Методика гідрологічного моделювання зон затоплених земель на частині русла Дністра за різними геопросторовими даними та з використанням ГІС-технологій.

Методи дослідження. Для розв'язання комплексу питань, пов'язаних з гідрологічним моделюванням затоплених земель внаслідок підняття води до певного рівня, питань стійкості, деформаційних змін русла та прируслової території на різних етапах визначення точності моделювання використано методи математичної обробки даних ДЗЗ та геодезичних вимірів, обчислювальної математики, математичної статистики.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Запропоновано загальний методологічний підхід гідрологічного моделювання для визначення зон затоплених земель різних за

гідрологічними та морфометричними характеристиками ділянок русла річки Дністер.

2. За отриманими за довготривалий період зміщеннями русла річки Дністер та змінами прируслових територій вперше запропоновано методику визначення уточнених коефіцієнтів Маннінга, як принципового елемента гідрологічного моделювання.

3. Вперше опрацьовано методику гідрологічного моделювання земель затоплених територій за зображеннями, отриманими з БПЛА, для складних за типом меандрування та гідролого-морфометричними характеристиками ділянок русла.

4. Проаналізовано вплив розрізняювальної здатності відтворення ЦМР та уточнених коефіцієнтів Маннінга, що дозволяє покращити результати гідрологічного моделювання.

5. Для рівнинної ділянки русла р. Дністер здійснено тестування визначених площ затоплення за космічним зображенням високого розрізнення на час повені у червні 2020 р. СКП визначення площ становить близько 5%.

Для виконання дисертаційної роботи використано матеріали, надані такими науковими інституціями та підприємствами, за що автор виражає їм вдячність:

1. Державному підприємству «Західгеодезкартографія» (за топографічні карти масштабів 1:10 000 на територію з річкою Дністер).

2. Львівській геолого-розвідувальній експедиції (за геологічні, четвертинних відкладів та ґрунтові карти з річкою Дністер).

Практичне значення одержаних результатів. Гідрологічне моделювання виконують з метою передбачення наслідків матеріальних втрат внаслідок повеневих явищ. Своєчасне отримання інформації про ці процеси, стеження на гідрологічних постах за рівнем води, яка наповнює русла і заплаву, дозволяють через відповідні адміністративні структури здійснити оповіщення населення і прийняти заходи для зменшення втрат, які

виникають внаслідок цих руйнівних явищ. Запропоноване дослідження спрямоване на отримання інформації про площі затоплення внаслідок різних рівнів підняття води в річках через повеневі явища.

Особливого значення набуває гідрологічне моделювання під час поруйнування дамб, зокрема і в прифронтових зонах воєнних дій.

Основні положення, що виносяться на захист.

1. Методологічний підхід до гідрологічного моделювання за різнорідними геопросторовими даними та різними за типом меандрування, гідрологією, морфологією ділянок русла р. Дністер.

2. Особливості використання БПЛА для отримання вихідних даних для гідрологічного моделювання ділянок із складним меандруванням та гідролого-морфометричними характеристиками .

3. Дослідження вибору основних параметрів гідрологічного моделювання.

Особистий внесок здобувача. Результати наукових досліджень, які подаються у дисертаційній роботі та виносяться на захист, отримані автором *самостійно*. Загалом за темою дисертації опубліковано 12 наукових праць.

Основні положення та результати дисертаційної роботи, отримані автором, опубліковано у співавторстві у працях [1, 8, 9, 12, 27, 28, 105, 106, 107, 168, 187, 249].

В роботах [1, 8] досліджено зміщення частини річки Дністер із складним меандруванням.

В роботі [9] визначено геометричні параметри гідрологічного моделювання та запропоновано методикау гідрологічного моделювання з метою визначення площ затоплення земель ділянки р. Дністер зі складним меандруванням та значними зміщеннями річки. Опрацьовано методикау визначення затоплених територій на основі гідрологічного моделювання за допомогою модуля HEC-RAS для ділянки річки Дністер, яка характерна значною ерозією прибережних ґрунтів, складним меандруванням та переходом від передгірської частини до рівнинної.

В роботах [12, 105] опрацьовано технологічну схему моніторингу русла ріки Дністер з використанням ГІС технологій.

В роботах [27, 28] здійснено аналіз основних моделей, які використовують в гідрологічному моделюванні та принципи розв'язання рівнянь Сан-Венана.

В роботах [106, 107] досліджено методику визначення горизонтальних зміщень русла річки Дністер за різночасовими топографічними картами, спеціальними картами та космічними знімками.

В роботі [168] визначено вихідні параметри гідрологічного моделювання та здійснено моделювання затоплених земель вздовж русла р. Дністер із складними гідролого-морфометричними характеристиками.

В роботі [187] опрацьовано методику створення високоточної ЦМР, призначеної для проведення гідрологічного моделювання. Досліджено точність побудови ЦМР.

В роботі [249] досліджено зміни водоохоронних зон, спричинених зміщеннями русла річки.

Апробація результатів дисертації. Основні теоретичні та експериментальні результати дисертаційної роботи доповідались та обговорювались на:

1. VIII Międzynarodowa konferencja naukowa «Innowacyjne technologie geodezyjne, zastosowanie w roznych dziedzinach gospodarki». Rzeszow, Polska, 7-9 czerwca 2017 r.

2. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «GeoTerrace-2017» (м. Львів, Україна).

3. VIII Міжнародна конференція «Моніторинг довкілля, фотограмметрія, геоінформатика – сучасні технології та перспективи розвитку» (14–16 вересня 2017 р. смт. Східниця. Україна).

4. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «GeoTerrace-2018» (м. Львів, Україна).

5. 23-тя Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2018» (18 – 20 квітня 2018 р., Львів-Брюховичі-Яворів, Україна).

6. 24-та Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2019» (10 – 12 квітня 2019 р., Львів-Брюховичі-Яворів, Україна).

7. The 9th International Scientific-Technical Conference “Environmental Engineering, Photogrammetry, Geoinformatics Modern Technologies and Development Perspectives” 17-20 September 2019, Lublin, Poland.

8. 25-та Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2021» (9 – 11 червня 2021 р., Львів-Брюховичі-Яворів, Україна).

9. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «GeoTerrace-2021» (м. Львів, Україна).

Публікації. За результатами дисертації опубліковано 12 наукових праць. Серед них 3 публікації у наукових фахових виданнях України, які включено до міжнародних наукометричних баз, 1 публікація у науковому періодичному виданні іншої держави, 2 статті у наукових періодичних виданнях іншої держави, які включено до міжнародних наукометричних баз, 6 публікацій, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації та які додатково відображають наукові результати дисертації.

Структура і обсяг дисертації. Дисертація складається з анотації, вступу, трьох розділів основної частини, висновків, списку літератури та додатків. Загальний обсяг дисертації становить 164 сторінки, зокрема 104 сторінки основної частини, включаючи 47 рисунки, 16 таблиць та 301 позицій списку літератури.

РОЗДІЛ 1. СУТЬ ГІДРОЛОГІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ

1.1. Руслові процеси та їх основні характеристики

Руслові процеси - це група явищ, пов'язаних із взаємодією стоку води та ґрунту, які формують русло річки через ерозію, транспортування та накопичення наносів [71].

Суть руслових процесів полягає у взаємодії потоку і ґрунтів, що складають русло річки, характеризує гідромеханічну природу руслових процесів : гідродинамічні особливості потоків через взаємодію з ложем річки проявляються в його морфології, призводять до вигинів русла, його розгалуження, формування гряд різних розмірів. Тому в найзагальнішому вигляді русловий процес можна визначити як процес взаємодії руху води та переміщення осаду на поверхні твердого середовища, тобто ґрунту, з якого складається русло [53]. На рис 1.1 подано схему взаємодії потоку і русла та вплив на нього фізико-географічних умов.

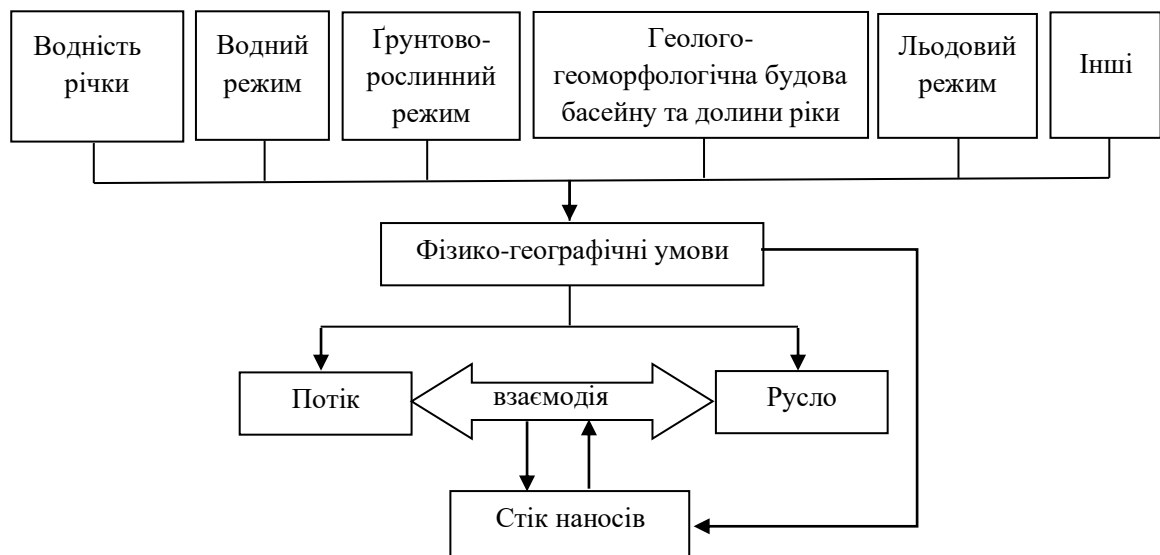


Рисунок 1.1 - Схема взаємодії потоку і русла та вплив на нього фізико-географічних умов

Руслові процеси подають як взаємодією між потоком води та руслом, тобто течія річки контролює потік води, утворюючи розподіл швидкості

(швидкісне поле), а потік води формує русло, що відповідає швидкісному полю течії. Потік розмиває русло та транспортує наноси в місця, де швидкість досить висока, і відкладає їх там, де швидкість низька [216].

Переміщувані річковими потоками наноси знаходяться в різних співвідношеннях як з потоком (розподіляючись по усій його товщі або концентруючись в районі дна), так і з поверхнею дна річки. Ці співвідношення змінюються в часі внаслідок коливань стоку води, що визначає дискретний характер як транспорту наносів і його безпосередньої дії на ложе потоку, так і умов контакту самого потоку зі своїм ложем. Тому розподіл глибин русла по довжині потоку нерівномірний: глибокі місця — плеса, чергуються з мілкими — перекатами [29].

Зміна форми русла відносно швидко передається кінематиці потоку, тому зміна розподілу швидкості в потоці впливатиме на формування русла протягом тривалого часу [53]. Взаємодія потоку і русла з гідромеханічної позиції може бути визначена виразами М.А. Великанова: “русло управляє потоком, а потік управляє руслом” [21].

Річковий потік і русло річки складають єдину систему, в якій здійснюється взаємодія потоку елементом гідросфери, що знаходиться в постійному русі, та має кінетичну енергію і потужність, і ґрунтами, що складають ложе річок, елемент літосфери і нерухому частину системи [219].

Відмінності в геологічній будові територій, по яких протікають річки, і літології ґрунтів, що складають їх ложе, визначають надходження неоднакових за величиною, міцністю і іншими фізико-механічними властивостям наносів з поверхні водозбору. В результаті за одних і тих же гідравлічних характеристик потік не лише впливає на різні ґрунти, але і переміщає неоднорідні за величиною наноси. Тому взаємодія потоку і русла неоднакова в різних природних умовах.

1.2. Причини змін руслових процесів

Руслові процеси визначають умови життя і господарської діяльності людей, які проживають вздовж берегів річок, використання водних ресурсів, експлуатацію річок як водних шляхів сполучення тощо [182].

При вивченні руслових процесів для позначення форм їх прояву широко вживають поняття "Руслові деформації". Нерідко зустрічається в літературі термін "трансформація русел" [74], який зазвичай використовують для оцінки змін русел в нижніх гідровузлах, оскільки внаслідок регулювання стоку води і наносів русло докорінно перебудовується, набуваючи іншу форму.

Під русловими деформаціями слід розуміти зміни русел річок, що відбуваються під безперервною дією водного потоку, ерозії, транспорту і акумуляції наносів, що призводять до підвищення або пониження позначок дна, зміщення форм русел, розмивів і нарощування берегів [246].

Чинники, що впливають на руслові деформації, поділяються на дві категорії: природні та антропогенні, з яких можна виокремити прямі та опосередковані чинники.

З праці [61] відомо, що кожна річка має свої особливості, на які впливають природні та антропогенні чинники. Також чинники можуть бути прямими і опосередкованими. Кожен із чинників має активну і пасивну форму прояву [37].

Ступінь ефективності кожного чинника змінюється з часом залежно від розміру басейну річки та його взаємозв'язку з іншими чинниками. Розмір і форма водозбору залежать від кількості ландшафтних ділянок на вододілі. Басейни малих і середніх річок зазвичай розташовані лише в одній зоні, а стан руслових процесів великих річок відображає вплив багатьох зон. Чим більша річка, тим краще русловий режим може інтегрувати вплив багатьох природних зон та відмінності в геології та топографії різних частин басейну та долини. Форма малих річок цілком визначається місцевими природними умовами, що їх утворили.

До активних чинників відносяться стік води і стік наносів. Пасивні чинники -зовнішні відносно потоку, що визначають форму і крутизну поздовжнього профілю, гідравлічний опір, і його стан. До них відносяться чинники, що визначають надходження наносів в русло. Серед них визначальними є геолого-геоморфологічна будова долини і русла річки. Будучи азональними за своєю природою, вони визначають регіональну специфіку руслових процесів. При цьому форма впливу пасивних чинників на русла річок і руслові процеси двояка: пряма, відповідна умовам безпосереднього впливу їх на потік, і непряма, що визначає опосередкований вплив чинників через проміжні ланки.

Для характеристики деформації в часі у гідроморфологічній теорії руслового процесу виділяються *зворотні* та *незворотні* руслові деформації [42].

Зворотні деформації русла періодичні, вони повторюються неодноразово, після чого русло повертається приблизно у вихідне положення.

Незворотні деформації полягають в постійному зміщенні русла у бік берега через виникнення при руслоформуючій витраті води такої структури потоку, яка обумовлює розмив дна біля нього і акумуляцію наносів уздовж заплави, розвитку врізаних закрутів, коли породи, що важко розмиваються, складають береги річки, унеможливають їх випрямлення. Незворотні деформації пов'язують з антропогенною дією на річкові русла, під впливом яких вони набувають нових властивостей (відбувається їх трансформація), зокрема несприятливі для стану річкової екосистеми.

Щоб наочно відобразити вплив різних чинників на процес русла річки, у таблиці 1.1 наведено класифікацію основних чинників, що впливають на зміщення русла річки [60].

**Класифікація основних чинників, які впливають на зміщення русел
річок**

Природні		Антропогенні	
Прямі	Опосередковані	Прямі	Опосередковані
Стік води	Характер випадання опадів	Гідротехнічне будівництво	Розорювання водозбору
Стік наносів	Інтенсивність ерозії на водозаборі	Зарегульованість стоку	Вирубка лісів на водозборі
Геолого-геоморфологічна будова	Рослинність на водозаборі	Руслові та заплавні кар'ри	Розробка корисних копалин
Зсуви й осипи берегів	Рослинність на водозаборі	Населені пункти на берегах річки	Меліоративні заходи на водозборі
Вітрова ерозія берегів	Ландшафтна структура водозбору	Меліоративні роботи в руслі	Розробка корисних копалин
Хвилювання на річках			Гідротехнічні і меліоративні заходи на заплаві
Льодові явища			
Мерзлота			
Рослинність в річці й на заплаві			

Природні чинники

До прямих природних чинників віднесені:

Стік води - активний чинник, який завдяки своїм кількісним показникам і мінливості визначає характер руслових деформацій в річках. Стік води визначає розміри русла, які знаходяться в безпосередній залежності від його розміру.

Річкові русла мають різні водоносні горизонти (від первинних потоків до найбільших річок) та різні водні режими, що створює відмінності в умовах формування русел за різних природних умов та по довжині річкової системи [178].

Стік наносів - проміжний чинник руслового процесу, який, з одного боку, впливає на гідравлічні характеристики потоку, а з іншого - на розвиток і постійні зміни русла і руслового рельєфу.

Він може бути активним (рух осаду, утворення річкових русел, процеси ерозії та накопичення річок тощо) та пасивним (припливи мулу з водозбірних басейнів та русел річок, утворення заплав, тощо) .

Геолого-геоморфологічна будова - один із найголовніших пасивних чинників руслових процесів. Це так званий гальмуючий компонент розвитку руслоформування. Геологічна будова на території суттєво впливає на рельєф форми долини річки, поздовжній профіль річки, склад річкового алювію та стабільність русла річки [112].

Вплив геологічної будови території на течію річки проявляється в різних умовах деформації та розвитку річкового русла. В умовах вільного розвитку деформації річки слабка стійкість порід, що становлять русло річки та алювіального шару малого русла, визначає провідну роль водного потоку у взаємодії з руслом річки [19]. При перетині річкою гірських масивів, моренних і структурних височин, складених відносно важко розмивними породами (скельними, пластинчастими), долина звужується, наноси укріплюються, русло стає більш стійким.

Поздовжній профіль річки набуває ступінчастої форми внаслідок збільшення ухилу в звуженнях. З виходами скельних порід безпосередньо в руслах пов'язано утворення порогів. Круті схили долин у звуженнях, складені скельними породами, є джерелом надходження в русло великоуламкового матеріалу.

Геоморфологічний чинник створює місцеві умови формування русла завдяки розташуванню русла вздовж високого корінного берега або

чергування звужень і розширень дна долини. При розмиві річкою піщаних уступів терас в русло надходить надмірна кількість наносів, що є причиною формування безпосередньо нижче за течією мілководних перекатів, а на великих річках - складних розгалужень [191].

Зсуви і осипи берегів - пасивний чинник, що може бути присутнім не на всіх ділянках русла. Форма та інтенсивність його впливу залежить від активності течії, складу породи, а в деяких випадках і опадів. Він має більший вплив, якщо річки знаходяться поблизу кореневих берегів долин, утворених легкорозмивними породами. У гірських умовах в деяких випадках цей чинник може навіть домінувати в характері руслових процесів [45].

Великі зсуви, складені пластинчастими породами, перегороджуючи частину русла протягом багатьох років, чинять напрямний вплив на потік до тих пір, доки він їх не розмиє. Це призводить до розмиву протилежного берега, утворення меандра або місцевого розширення русла, формування одиночних розгалужень [58].

Вплив інших схилових гравітаційних процесів характеризується неоднаковою інтенсивністю в різних природних умовах і, відповідно, по-різному позначається у формуванні наносів і в русловому режимі річок. У регіонах з різко вираженим континентальним кліматом схилові процеси здійснюють вирішальний вплив на русла малих річок, заповнюючи їх соліфлюкційним дрібноземом або великоуламковим матеріалом.

Пасивний чинник, притаманний, як правило, великим річкам. Великі за розміром берегові обмілини за відсутності рослинності і за значної сили вітру, можуть дещо змінювати свою поверхню, завдяки перевіюванню сипучого руслового матеріалу (як правило пісок). В окремих випадках вітрові процеси можуть мати місце і на крутих високих берегах річок і взаємодіяти зі зсувними процесами.

Вітрова ерозія - пасивний прямий чинник. Під впливом вітру, що збігається у напрямку з течією річки, швидкості у верхніх горизонтах потоку зростають, внаслідок чого інтенсивність розмиву піщаних заплавних берегів

збільшується до півтора раз. При зустрічних вітрах швидкість потоку у верхніх горизонтах сповільнюється [284, 115].

За поперечного положення вектора переважаючих вітрів відносно течії річки на формування русла впливають нагони води в бік навітряного берега і утворення поперечних ухилів водної поверхні. В результаті русло зміщується в бік берега, тоді як підвітряна частина мілководна. Цей процес порушується, якщо в штормові дні вітер інтенсивно перевіває обсохлі в межень прируслові піщані мілини, після яких нерідко зменшуються глибини на перекатах. Розвівання прируслових мілин і поперечне вітрове перенесення піщаного матеріалу призводять до зростання мілин в навітряній частині русла. Систематичний спад руслоутворюючого матеріалу в підвітряній частині русла і акумуляція його в навітряній позначається в зміщенні всього русла в бік підвітряного берега. Цьому сприяє нарощування висоти (за рахунок еолової акумуляції) прируслової заплави і формування на ній незатоплюваних дюн.

Хвилювання на річках - активний чинник, що проявляється у великих річках із значними акваторіями. Взаємодія вітру і хвиль з узбережжям може зруйнувати його і навіть утворити вертикальний потік осаду.

Такі процеси є своєрідною «мікро» формою динамічних характеристик берега водосховища. У вільних водах шириною в кілька кілометрів, при дуже сильному вітрі (до 20 м/с), висота хвиль досягає 2,5-3,0 м, а також створюються численні острови та мілководдя -1,0-1,2 м.

Максимальний механічний вплив на круті береги мають хвилі, які ще не зазнали істотного гальмування об річкове дно, за висоти, близької до рівня води. Це призводить до того, що на цьому рівні утворюється виїмка, іменована хвилеприбійною нішею [40]. Поступово відбувається її поглиблення, що, в кінцевому рахунку, призводить до обвалення навислої над нею частини берега.

Під дією берегових процесів формуються денудаційні та акумулятивні форми рельєфу [52].

Льодові явища - пасивний чинник, який може брати участь у руслоформуванні лише за умов потужного льодового покриву на річках. Він робить помітний вплив на руслові процеси на річках, де взимку формується потужний крижаний покрив [125].

Мерзлота - пасивний чинник, який може значно сповільнити (замерзання - це своєрідна «цементация») деформацію русла. З іншого боку, під час танення в теплі періоди процес русла може мати дуже активне проявлення [289].

Замерзання русла до дна призводить до того, що ґрунт та алювіальні відкладення русла зв'язані вічною мерзлотою і за фізичними властивостями стають подібними до гірських порід [153]. У межень потік виявляється похованим під товщею уламків та втрачає руслову форму.

Рослинність у річці і на заплаві - пасивний і здебільшого стримуючий чинник руслових процесів.

Наявність рослинності підвищує шорсткість русла річки та заплави, тим самим запобігаючи посиленню деформації русла річки. Надмірне зростання великих рослин на руслі річки має прямий вплив на течію малих річок. Водна рослинність охоплює більшу частину дна і займає мілководну зону русла річки [217, 300].

Швидкість заплавного потоку на залісненій заплаві істотно нижча, ніж на луговій. При луговій рослинності заплавна багаторукавність отримує найбільший розвиток. У цих же умовах на меандруючих річках меандри випрямляються на ранніх стадіях розвитку [151]. За залісненої заплави цього не відбувається. На поверхні залісненої заплави практично неможлива ерозійна діяльність потоку.

Зсув берегів, порослих листяним лісом, в 1,5-2 рази менший, ніж залужених. В той же час розмиви берегів, порослих ялиною, на 25% інтенсивніші, ніж берегів лугової заплави. Це пояснюється особливостями кореневої системи дерев і малою глибиною її проникнення в ґрунт, внаслідок чого розмив берега часто йде нижче основної маси коренів. Зміцнення

берегів корінням рослин і заростання заплави стабілізують русла малих річок, так як за меншої висоти рослинності заплави коренева система проникає на більшу частину або на весь уступ, оберігаючи його від розмиву. У той же час біля окремо розташованих дерев з такою кореневою системою виникають вири, які інтенсивно розмивають береги [218, 272, 278].

За підмиву заліснених берегів заплавл повалені дерева падають на їх уступи, скупчуються уздовж них, переплітаються кореневими системами і кронами, оберігаючи береги від розмиву. Однак під час повені і паводків повалені в річку дерева пливуть, чинячи руйнівну дію на береги. На середніх і особливо малих річках пливучі дерева утворюють корчехід, який є чинником руйнування берегів.

Серед опосередкованих природних чинників виділяються:

Характер випадання опадів не може безпосередньо впливати на хід руслоформування, але визначає басейнову складову і може корегувати характер прояву руслових процесів. Цей чинник має проміжну форму прояву, активність якої полягає в тому, що особливо на малих водогонах різкість випадання дощів може через стік води і наносів зумовлювати активні процеси руслоформування [119].

Потоки, що утворюються під час випадання дощів, зазвичай мають невелику глибину (близько декількох міліметрів) і невелику швидкість. При цьому вони не покривають ґрунт суцільним шаром, а поділяються на мікрострумки, які постійно мігрують, змінюючи своє положення на схилі [265, 266].

Антропогенні чинники

В останні десятиліття важливим чинником формування русел, а в деяких випадках одним із головних, є господарська діяльність у басейні річки та в її руслі і заплаві [270, 298].

Антропогенні чинники формування руслових процесів у річках, як і природні, також можуть бути прямими і опосередкованими. Кожен із чинників має активну, проміжну і пасивну форми прояву.

До прямих відносять такі:

Гідротехнічне будівництво в річках - здебільшого активний чинник, оскільки більшість гідротехнічних споруд активно впливає на руслові процеси, а деякі з них можуть навіть змінювати їх напрямок [208].

Останній час на річках ведеться активне будівництво інженерних споруд, цьому, як правило, передують розчистка ділянки русла, укріплення берегів, регулювання морфометричних показників русла і заплави.

Розрізняють надводні й підводні комунікації. До перших відносять акведуки, дюкери, мостові переходи, лінії електропередач. До других - трубопроводи й підводні дюкери.

Мостові переходи, згідно з класифікацією інженерних споруд, відносяться до другої категорії активних споруд, але не змінюють загальної спрямованості руслових процесів у річці. Разом з тим вони можуть викликати інтенсивніший прояв руслових деформацій.

У більшості випадків спорудження мостового переходу спричинює стиснення живого перерізу річки. На рис 1.2 подано приклад впливу моста на руслові процеси.



Рисунок 1.2 - Міст через річку Дністер у селі Заліски

Усі мости певною мірою обмежують паводковий стік, перерозподіляють питому витрату води, чим призводять до порушення динамічного балансу між потоком води і руслом. Обмеження потоку підхідними насипами істотно змінює його режим в ділянці переходу, створюючи різко виражений нерівномірний рух. Під час руху потоку через стислий переріз мостового переходу перед мостом частина кінетичної енергії потоку переходить в потенційну, утворюючи передмостовий підпір, що призводить до підвищення рівня води в руслі, підтоплення угідь, заболочування заплави, а іноді і до підтоплення населених пунктів [184].

Збільшення швидкостей потоку нижче водопропускних споруд на малих водотоках часто призводить до утворення ярів, що завдає великої шкоди сільському господарству.

Вище ділянки з підпором швидкість потоку в руслі нижча швидкості внутрішнього потоку, що призводить до зменшення кількості алювію з цієї ділянки. Нижче ділянки з передмостовим підпором швидкість русла збільшується, і максимального значення набуває на ділянці мосту. У міру

розмиву підмостового перерізу і збільшення його площі, зменшується швидкість потоку під мостом.

Однак, особливо великий вплив мостові переходи чинять на процеси формування і життєдіяльності заплав. Вище переходу потоки заплави опиняються в підпертому дамбами стані. При цьому тривалість затоплення заплав збільшується, що призводить до зміни характеру рослинності на них. Режим затоплення і життєдіяльності заплав, розташованих нижче мостових переходів, також істотно змінюється. Глибина і тривалість їх затоплення значно менші, ніж за звичних умов, а отже на них відкладається менша кількість алювіальних наносів, що призводить до заболочування [2, 3].

Дамби - також поширені споруди системи захисту від повеней територій, населених пунктів і меліоративних об'єктів. Вони широко застосовуються при поглибленні судноплавних шляхів, у водогосподарському та іншому гідротехнічному будівництві.

Дамби, повністю або частково відокремлюючи заплаву від річкового русла на ділянках різної, іноді дуже великої довжини, мають сильний вплив на процеси русел. Запобігаючи розвитку горизонтальних деформацій, перетворюють горизонтальні деформації на висотні.

Регулювання стоку - це штучний цілеспрямований перерозподіл у часі річкового стоку відповідно до вимог споживання, який відбивається у збільшенні чи зменшенні стоку порівняно з природним режимом у певні періоди. Постійна зміна рівнів нижнього б'єфа веде до періодичного намокання порід, що формують береги, що негативно впливає на їх стійкість [63, 269].

Зарегулювання річкового стоку, створення каскадів гідровузлів і водосховищ, крім забезпечення потреб різних водокористувачів, має на меті створення надійного водогосподарського комплексу для функціонування річкового транспорту із гарантованими глибинами з системою шлюзів для підйому – спуску суден. Зміна гідродинамічного режиму річок в результаті зарегулювання стоку веде до розвитку руслових деформацій, зміни

інтенсивності акумулятивних процесів, зокрема і під впливом "льодових" чинників.

Розробка руслових і заплавних кар'єрів. Русловий кар'єр є штучним поглибленням дна русла різної форми. У кар'єрі глибина русла значно перевищує нормальну глибину, тобто глибину, що відповідає заданій витраті, формі поперечного перерізу і стоку наносів [128].

Зазвичай обсяги видобутого ґрунту, в основному алювію, у багато разів перевищують річний стік наносів цих річок, тільки частково компенсують забраний алювій. Об'єми ґрунту, які виймаються з річки, сягають у деяких випадках десятків мільйонів кубічних метрів, а це суттєво впливає на інтенсивність і спрямованість прояву руслових процесів. Тому для заповнення таких кар'єрних виїмок за рахунок природного стоку наносів потрібні десятки, а іноді і сотні років. Варто зазначити, що нинішній інтенсивний відбір з русел річок гравію та піску набув загрозливого характеру. Кар'єри спричиняють викривлення річкових русел, створюють умови для поширення водної ерозії ґрунтів, порушують природний баланс у басейнах рік, унаслідок чого вода забирає береги, підтоплюються населені пункти.

Кар'єр руйнує морфологію та структуру річки, що спричиняє значний вплив на водний об'єкт та стан річки. Ступінь цього впливу безпосередньо залежить від масштабу забору алювію щодо розміру річки [278]. Будь який видобуток руслового алювію призводить до багатопланових незворотних негативних наслідків, що мають досить широкий спектр:

- змінюються гідрологічний і русловий режими річок (аж до зміни типу руслового процесу), гідравлічний режим бічних приток;
- зниження рівнів води призводить до осушення водозаборів і водоскидів, обміління перекатів і погіршення умов судноплавства фарватерами річок;
- дефіцит транзитних наносів, перехоплених кар'єрами на річках, що впадають в море, призводить до деградації морських пляжів;

- посилюються ерозійні процеси, відбувається обвали берегів русла, розвивається дефляція ґрунтів [57, 180].

Однією з причин таких наслідків є значно більший об'єм видобутку піщано-гравійних сумішей у кар'єрах, ніж об'єм наносів, що приносять річки. Тому для запобігання таких наслідків потрібно контролювати річний видобуток і за потребою накладати мораторій або частково призупиняти видобування [64].

Меліоративні роботи в руслах річок - найбільш очевидний чинник в малих і середніх річках. Особливо це стосується спрямлення русел річок, їх каналізування та очищення. Це змінює гідравлічну структуру потоку води, що може сприяти або запобігати розвитку деформації русла. Як відомо, меліорація поділяється на осушувальну та зрошувальну, і залежно від цього відбувається регулювання русел річок, які потрапляють в зону її дії [37].

За зрошувальної меліорації споруджуються штучні русла – канали, форма русла в яких залежить від місцевих природних умов і призначення з метою досягнення найбільшої пропускної здатності русла і його стійкості. При цьому як правило, відсутні деформації поздовжнього профілю, вирівнюється транспортуюча здатність потоку, і русло знаходиться в стані динамічної стійкості.

Розміщення населених пунктів на берегах і в заплавах річок. Зазвичай населені пункти, розташовані на великих і середніх річках, захищені інженерними спорудами від руйнівного впливу води. Разом з тим, малі водотоки, отримують від них досить пасивний вплив на своє руслоформування.

Як правило, територією міст протікає кілька річок, струмків та інших водотоків. Русла таких невеликих річок іноді або повністю засипаються ґрунтом, укладаються в труби великого діаметру, каналізуються або закріплюються різними засобами (наприклад гранітна набережна) [169]. Таким чином, у містах руслові процеси на малих та середніх річках докорінно змінюються. Планові деформації на них змінюються висотними

деформаціями. Набагато складніше мати справу з великими річками, де стабілізація берегів вимагає великих капітальних витрат та складних інженерних рішень. Будівництво часто ведеться в водоохоронних зонах, а також за суттєвого горизонтального зміщення [9].

Серед опосередкованих антропогенних чинників виділяються такі:

Розорювання водозбору - пасивний чинник, але його роль у надходженні наносів в русло є значною. Зі зростанням розораних вододілів зростає ерозія, що призводить до активізації руслових процесів у великих річках та їх гасіння в середніх та малих потоках [159]. Як правило, це призводить до замулення та деградації останніх. Збільшення розорювання вододілу та, як наслідок, зростання ерозії на його поверхні може призвести до того, що в деяких річках басейну лісостепової зони ерозія переносить до річок до 80% зваженого осаду. Зрештою, транспортна здатність потоку не в змозі впоратися з надмірною кількістю наносів, і це спричинює замулювання річки. На думку деяких авторів [71, 75, 61] ступінь замулення русел малих річок є основним показником їх екологічного стану.

Вирубка лісів на водозборі простежується через ерозію, що особливо яскраво проявляється для малих річок і в гірських районах Карпат. Вирубання лісів сприяє різкому зростанню нерівномірності стоку з водозборів [1, 266].

Відомо, що вирубка викликає зміни у віковому та видовому складі лісових насаджень, їх продуктивності, типі та щільності ґрунтового покриву, тобто у віковий період зростання нових лісів весь комплекс лісових біогеоценозів постійно змінюється. В результаті також безперервно змінюється і співвідношення основних елементів водного балансу лісової ділянки - сумарне випаровування і стік.

Розробка корисних копалин - пасивний чинник лише там, де розвивається відкрита розробка, тобто там, де змінюється структура ландшафту, ґрунтовий покрив, рослинність тощо.

Меліоративні заходи на водозборі - пасивний чинник, який викликає непрямий вплив на русловий процес за умов проведення осушувальних робіт на болотах. Ці заходи можуть бути відображені в системі русла річки за умови, що площа дренажу становить не менше 20% від загальної площі водозбору. У басейні малих річок цей чинник є ефективнішим. В умовах осушувальної меліорації, тобто видалення з певної території збиткової вологи, спостерігається збільшення витрати води в річках за рахунок швидшого її стікання через осушувальні канами й канали [37, 160].

Гідротехнічні і меліоративні заходи на заплаві є переважно проміжним чинником, який може як активно (зниження рівня води в річці, зміна конфігурації берегів), так і пасивно (стримування процесів ерозії, регулювання живлення підземних вод) впливати на характер прояву руслових процесів [247, 281].

1.3 Аналіз літературних джерел, пов'язаних з моделюванням руслових процесів

Перші дослідження руслових процесів відносяться до середніх століть. Галілео Галілей консультував проект, метою якого було спрямлення меандр р. Тибр і як результат зниження рівня води під час повеней, що затоплюють Рим [123].

У XVII—XIX століттях велися дослідження на річках Європи з метою поліпшення судноплавних умов. У цей період широко застосовуються днопоглиблювальні та спрямувальні роботи, з виконанням яких пов'язані системні дослідження русел річок, і перші значні роботи з вивчення формування русел, їх морфології й динаміки. Таким чином, подібні дослідження стали поштовхом для створення окремої самостійної науки про руслові процеси [202].

Зародження гідрологічного моделювання можна віднести до 1850-х років, коли Т. Дж. Малвані застосував математичне моделювання в контексті гідрології водотоку. Він розробив метод для розрахунку пікового розходу

води, який досі використовується у проектуванні міського водовідведення [211].

Серед зарубіжних дослідників того часу в першу чергу виділяється французький інженер Л. Фарг. В 1875 р після дворічних натурних і моделювальних експериментів на р. Гаронна він запропонував сукупність емпіричних положень, що відображають закономірності у взаєморозташуванні планових обрисів русла і глибин в рівнинних річках [142].

Основоположником вітчизняної гідротехніки руслового потоку є Володимир Михайлович Лохтін – інженер шляхів сполучення. Він працював над поліпшенням судноплавних річок і досліджував кінематику потоку на перекатах і плесах [47, 48, 49].

Роботи В. М. Лохтіна заклали науковий фундамент теорії руслових процесів. Результати своєї роботи з цих питань він узагальнив у своїй монографії «Про механізм русла річки», яка стала науковим фундаментом теорії течії річки [50]. Розглядаючи джерело наносів, Лохтін дійшов висновку, що більша частина їх потоку надходить з території водозбору. Робота В. М. Лохтіна дала вітчизняним та зарубіжним інженерам-гідротехнікам можливість дійсно наблизитися до оцінки явищ, що відбуваються в русловому потоці [197, 301].

Л. Фарг вважав явище сповзання універсальним законом розвитку будь-яких меандр. Закономірності розвитку меандр, запропоновані Л. Фаргом, стали помітним кроком у розвитку вивчення меандруючих річок та ввійшли в наукову літературу як “закономірності Фарга”. Дещо раніше французький інженер Г. Жирардон склав першу класифікацію річкових перекатів. Він виділив два їх різновиди за взаємним положенням русла і заплав [154].

Багато ідей, які було висунуто цими дослідниками, лежать в основі сучасних уявлень про механізм формування річкового русла.

До 1960-х років було досягнуто чимало революційних успіхів у моделюванні різних складових гідрологічного циклу. Деякі з цих досягнень

ґрунтуються на законах математичної фізики, інші - на лабораторних або польових експериментах. Статус гідрологічної науки та техніки багато в чому обумовлений результатами до 1960 року. "Довідник прикладної гідрології" [121] містить актуальну інформацію про гідрологічні досягнення до 1960-х років, тоді як "Довідник з гідрології" [199], "Енциклопедія гідрології та водних ресурсів" [174] конкретно описує досягнення проміжного періоду.

У 1969 році Фріз і Харлан [143] запропонували схему моделювання гідрологічного циклу. У цьому оригінальному проекті різні процеси течії описувалися диференціальними рівняннями в часткових похідних. Рівняння, використані в схемі, як відомо, представляють фізичні процеси у відповідних масштабах в різних частинах гідрологічного циклу.

Гідрологи розробили ряд сукупних концептуальних моделей і застосували їх для таких операцій, як оцінка водних ресурсів і прогнозування повеней. Деякі репрезентативні гідрологічні моделі включають модель Стенфорда [126], модель Сакраменто [91], модель HBV [97], модель TANK [290] та інші.

За моделювання потоку води в руслах використовують математичні моделі, які при відповідних припущеннях є різними наближеннями рівнянь гідродинаміки, рівнянь Сен-Венана.

Класичною роботою, що описує приклад розв'язання оберненої задачі рівняння Сен-Венана, є стаття В. І. Коріня і Л. С. Кучмента [43]. У цій статті особливої уваги надано загальному методу визначення геометричних (морфологічних) та гідравлічних характеристик водного об'єкта на основі несталого руху води. Завдання дослідження русла, поставлене у статті, вирішується за допомогою обчислювальної математики, теорії некоректних задач та теорії складної оптимізації системи. Морфологічні вимірювання та гідравлічні характеристики русла визначаються з використанням методів оптимізації, які спрощують рівняння Сен-Венана до безвимірної форми та виражають їх у диференціальній формі за допомогою схеми Лакса-

Вендроффа. У всіх випадках задовільних результатів можна досягти шляхом пошуку невідомих коефіцієнтів вихідних рівнянь та калібрувальної моделі. В наступні десятиліття обчислювальні потужності зросли в геометричній прогресії.

Крім того, багато дослідників почали активне використання формули Маннінга в своїх моделях. Формула Маннінга є однією з найпоширеніших формул для розрахунку швидкості течії у відкритих руслах. Вона розраховує швидкість потоку як функцію гідравлічного радіуса, нахилу та коефіцієнта шорсткості, який кількісно визначає ефект гальмування шару рідини, що виливається. Це не єдина формула для кількісного визначення швидкості течії, але вона є найбільш часто використовуваною і продовжує використовуватись для дослідників шорсткості дна.

У [267] автори спробували дослідити сезонну динаміку коефіцієнта шорсткості Маннінга (n) на основі одновимірної гідрологічної моделі. Були створені чотири моделі ділянок річок на основі цифрової моделі рельєфу висотою 1 м і польових вимірювань, в яких сезонні коефіцієнти шорсткості було відкалібровано і підтверджено за допомогою запису датчика. Використання чинника сезонної шорсткості покращило продуктивність моделі, а результати можна порівняти з попередніми дослідженнями в тій же сфері. У дослідженні [293] формула для розрахунку значення n була створена на основі статистичного аналізу оціночних значень n за формулою Маннінга. Результати показали, що використання динамічного n може поліпшити моделювання стоку гідрологічних моделей, особливо на схилах. У дослідженні [137] було використано обчислювальне моделювання для визначення взаємозв'язку між коефіцієнтом Маннінга і параметрами дрібномасштабних збурень дна в довгому руслі. Нині в науковій літературі є прогалина щодо мінливості коефіцієнта шорсткості. Однак у багатьох дослідженнях було зроблено заяви про те, що коефіцієнт слід розглянути та вивчити більш детально [204, 289, 298]. Хоча існує багато чинників, що впливають на коефіцієнт шорсткості Маннінга, наявність і мінливість

рослинності в руслі, ймовірно, є одними з найменш вивчених. В кількох публікаціях, [120, 205, 286] згадано про важливість і значення, яке рослинність може мати для гідрологічних розрахунків.

Через антропогенне збільшення органічних речовин, які присутні у стоці, висота та відстань водних рослин можуть сильно змінюватися сезонно, впливаючи на нерівність русла. Було проведено кілька лабораторних експериментів, щоб спробувати визначити важливість рослинності в руслі для зміни умов чи нерівностей. Наприклад, в [272] проведено експериментальне дослідження, використовуючи звичайну садову траву середньої висоти та щільності для представлення умов рослинності в експерименті з проектування русла. Результати показали, що гідравлічний опір трави досягав максимуму, якщо глибина потоку була подібною до висоти трави. Це означає, що зі збільшенням глибини потоку опір зменшується.

Важливим інструментом впровадження гідрологічних досліджень є застосування сучасних ГІС-технологій. У ряді зарубіжних країн процес активного впровадження ГІС-технологій в гідрологічну науку і практику почався ще в першій половині 90-х рр. [199, 205]. В кінці 90-х років опубліковано численні роботи з даної тематики. Зокрема, в 1998 р. видано спеціальний випуск журналу «Hydrological Processes», цілком присвячений можливостям застосування ГІС в гідрології [157].

Розробка гідрологічних моделей спочатку призначалася тільки для вирішення конкретних проблем в певній галузі або водозбірному басейні, тому більшість гідрологічних моделей можуть застосовуватись тільки до конкретного співвідношення опадів і стоку [161].

В статті [97] подано зразок гідрологічної моделі, заснованої на цифровій моделі рельєфу, яка може бути представленою з різним ступенем точності і здатна забезпечити репрезентативні гідравлічні характеристики русла або заплави в щоденному і погодинному масштабі.

В останні десятиліття розроблено і широко застосовувано гідрологічні моделі, пов'язані з просторово розподіленими кліматичними, гідрологічними, ґрунтовими і землекористувальними даними [129]. Існує безліч гідрологічних моделей з унікальними і загальними характеристиками, які розробляються все частіше [284, 131]. Одним із ключових чинників значного розмаїття моделей у гідрології, безсумнівно, є широкий спектр їх застосувань [286].

Щоб зрозуміти конфігурацію моделей, дослідники намагалися визначити їх за допомогою різних класифікацій, більшість з яких базуються на математичному визначенні. Однак конкретна класифікація гідрологічних моделей неможлива, оскільки більшість моделей мають спільні характеристики [163].

Різні точки зору призводять до того, що різноманітність класифікацій гідрологічних моделей зводиться до чотирьох основних даних, а саме: основа моделі, просторове представлення, часове представлення та метод вирішення [129]. Ці категорії демонструють всебічну і чітку перспективу класифікацій гідрологічних моделей.

У цьому випадку унікальні і загальні характеристики багатьох моделей роблять класифікацію гідрологічних моделей важливим завданням, що дозволяє точно визначити можливості і обмеження кожної моделі. [163].

В [129] класифіковано чисельні моделі вододілів на 5 основних категорій таким чином:

- Геометрія моделі.
- Вхідні дані.
- Основні рівняння.
- Початкові і граничні умови.
- Вихідні дані.

Одним із ключових чинників надзвичайної різноманітності гідрологічних моделей, безсумнівно, є широта застосування моделей [286], усі вони вимагають належного об'єкта моделювання. Дві загальноприйняті характеристики, які повинні демонструвати моделі - це простота і

відповідність розглянутій проблемі, тобто модель не повинна бути складнішою, ніж необхідно, і повинна відповідати призначенню [104].

Було проведено кілька тематичних досліджень з використанням одновимірних моделей, щоб продемонструвати їх можливості в аналізі повеней. Деякі дослідники оцінюють відстань між поперечними профілями, вибір поперечного профілю річки та вплив рослинності в руслі на геометрію річки [300].

За двовимірного моделювання топографічні дані та їх розрізнявальну здатність використовують для точного моделювання [224]. Однак витрати на обчислення зростають експоненційно, оскільки розрізнявальна здатність стає вищою. Було проведено дослідження двовимірної моделі з розрізнявальною здатністю сітки в діапазоні від 2,5 до 50 м і отримано кращі результати в сітці з меншими інтервалами [117].

Було протестовано різні інтервали між поперечними профілями з використанням ЦМР на основі модуля HEC-RAS. Встановлено незначний вплив між різними відстанями поперечних профілів на результат моделювання.

В роботі [113] автором створено різну кількість поперечних профілів на основі ЦМР з невеликими інтервалами між ними. Виявлено, що після досягнення задовільного інтервалу залежно від геометрії русла річки, фізичної хвилі паводку та форми припливу, включення додаткових поперечних профілів в одновимірну гідрологічну модель не завжди покращує точність моделі.

При дослідженні впливу рослинності в руслі внизу за течією на геометрію поперечного профілю було виявлено, що зі зменшенням нахилу вниз за течією швидкість також зменшується через руслову рослинність і, отже, відбувається розширення річки [217].

Іншими словами, застосування гідрологічної моделі значною мірою визначається контекстом моделювання та унікальністю об'єкту [102]. Однак гідрологічна література [42, 48, 97, 136] також пропонує інші пояснення,

починаючи від застарілих причин вибору моделі [190] до відсутності згоди щодо концепцій представлення процесів і простого бажання спробувати досягти більшого успіху за допомогою ще однієї параметризації моделі [286].

Дослідження, проведене зарубіжними вченими з Університету Теннессі [256], показало, що використання програмного забезпечення HEC-RAS для моделювання ділянок річок з водосховищами з використанням річки Теннессі дає позитивні результати при використанні та створенні гідрологічних моделей цієї річки. Автор надає особливу увагу точності моделі та стабільності русла, зокрема за проходження малого потоку води через гідравлічну конструкцію.

Важливою частиною підвищення ефективності функціонування існуючої системи протипаводкового захисту є впровадження інтегрованих методів управління паводковими ризиками [212].

Опрацьовано деякі законодавчі акти, пов'язані з гідрологічним моделюванням зон затоплень.

Проблема визначення змін русел річок, проведення їх моніторингу, управління повеневими явищами та вивчення загроз і економічно - екологічних втрат з метою їх мінімізації є актуальною, про що свідчить ряд державних та адміністративних директив і рекомендацій, прийнятих в різних країнах, а також численні науково-дослідницькі праці [190, 229, 231].

Предметом Директиви 2007/60 / ЄС є регулювання відносин держав-членів ЄС у галузі запобігання та обмеження негативних наслідків повеней у постраждалих районах, а також розробка плану управління ризиками, пов'язаними зі стихійними лихами. Директива передбачає, що зусилля держав - членів ЄС мають бути спрямовані на пропорційний розподіл відповідальності, дії, пов'язані з управлінням ризиками повені, слід застосовувати спільно для загального блага [32, 33].

У жовтні 2017 року Кабінет Міністрів України сформулював кроки щодо імплементації Директиви 2007/60/ЄС. Ці кроки передбачені планом дій щодо виконання угоди про союз між Україною та Європейським Союзом.

Висновки до розділу 1

1. Опрацьовано теорію руслових процесів та їх основні характеристики. Фізичною причиною руслових деформацій є порушення рівноваги між транспортуючою здатністю потоку і фактичною величиною витрати наносів. При перевищенні витрати наносів над транспортуючою здатністю потоку відбувається розмив русла, в іншому випадку акумуляція наносів.

2. Аналіз гідроморфологічних теоретичних викладок дозволяє отримати основні положення прогнозів руслових процесів, необхідних для розв'язання інженерних та землевпорядних завдань .

3. Розглянуто види руслових трансформацій, серед яких виділено горизонтальні зміщення русла, які мають принциповий вплив на визначення коефіцієнтів Маннінга.

4. Здійснено аналіз основних причин змін руслових процесів, які можуть мати як природне, так і антропогенне походження. Зазвичай на русло діють одночасно декілька чинників, вплив яких може як сумуватись так і діяти індивідуально незалежно один від іншого.

5. Встановлено, що кожен річку через дії основних чинників на її гідроморфометричні характеристики необхідно оцінювати окремо. Розуміння ефективних морфодинамічних процесів необхідне для відновлення річок та розвитку стратегії управління річками.

6. Із аналізу літератури стосовно основних підходів до гідрологічного моделювання затоплених земель встановлено суперечливі висновки різних авторів щодо параметризації моделі, тобто вибору інтервалів між поперечними профілями, які представляють ЦМР при гідрологічному моделюванні. Що ж стосується впливу підстильної поверхні на гідрологічне моделювання, то різні автори підкреслюють її суттєвий вплив на результати моделювання.

7. Різні антропогенні чинники впливають на процеси перенесення наносів і морфодинаміку річок. Зокрема види діяльності людей на вододілі,

включаючи вирубку лісів, впровадження рекультиваційних проектів, недотримання правил у землеробстві часто призводять до ерозії ґрунту, що значно збільшує кількість наносів, що надходять у річку. Негативні наслідки антропогенних впливів на руслові процеси пов'язані з будівництвом споруд в руслах і заплавах річок, з проведенням в басейнах лісомеліоративних та інших заходів.

8. Основні положення теорії руслових процесів та аналіз спеціальної літератури дозволили сформулювати завдання дисертаційної роботи.

РОЗДІЛ 2. МАТЕМАТИЧНІ ОСНОВИ ГІДРОЛОГІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

2.1. Основні моделі та їх аналіз

На сьогодні гідрологічні моделі вважаються важливими і необхідними інструментами управління водними ресурсами та пов'язаним з ними навколишнім середовищем.

Модель є спрощеним уявленням системи реального світу. Найкращою моделлю є та, яка використовує найменшу кількість параметрів, щоб отримати результати, близькі до реальних [288].

У сучасній практиці методи гідрологічного моделювання-це стандартні інструменти, які регулярно використовуються для гідрологічних досліджень в інженерній та екологічній науці, підвищену увагу надано темі управління водним господарством. Зважаючи на воєнний стан в Україні, деякі моделі можна використати у військових операціях [150, 262].

Завдання, які вирішуються методами гідрологічного моделювання, різноманітні, а масштаби застосування варіюються від малих водосховищ, площею від декількох гектарів до глобальних моделей.

Типовими завданнями для моделей гідрологічного моделювання є:

- моделювання вимірюваних водотоків (наприклад, моделювання поведінки річок, прогнозування повені в режимі реального часу, коригування та оцінка управління водними ресурсами);
- оцінка стоку неоднорідних водозбірників;
- наслідки діяльності річок (ерозія, седиментація);
- прогнозування реакції водосховища на змінені умови (зміна використання земель, зміна клімату);
- управління водозборами та водосховищами;
- реакція знищення дамби на затоплення земель;
- дослідження якості води (наприклад, міграція мікробів, солоність і лужність ґрунтів, кислотні опади, забруднення джерел).

Моделювання дозволяє отримати інформацію про елементи водного балансу (опади, стік, випаровування) і про зміни стану в різних точках річкових басейнів (запаси води в сніговому покриві, температура і вологість ґрунту, рівень ґрунтових вод). Використання моделей руху водних потоків у річковій системі дозволяє досліджувати гідрологічний режим для будь-якого часового відрізка і робити прогностичні оцінки з метою профілактики та попередження виникнення надзвичайних ситуацій [86].

Для розрахунків гідравлічних характеристик потоку в гідрології використовують складний математичний апарат, заснований на законах математики, фізики і гідрологічних та геоморфологічних особливостей водного об'єкта. Активно використовується для цих цілей математична фізика, яка вивчає процеси реального світу за допомогою математичних моделей, які створені на основі законів фізики [104, 253].

На основі опрацьованих літературних джерел [129, 251, 253] подано авторську схему класифікації гідрологічних моделей (рис. 2.1).

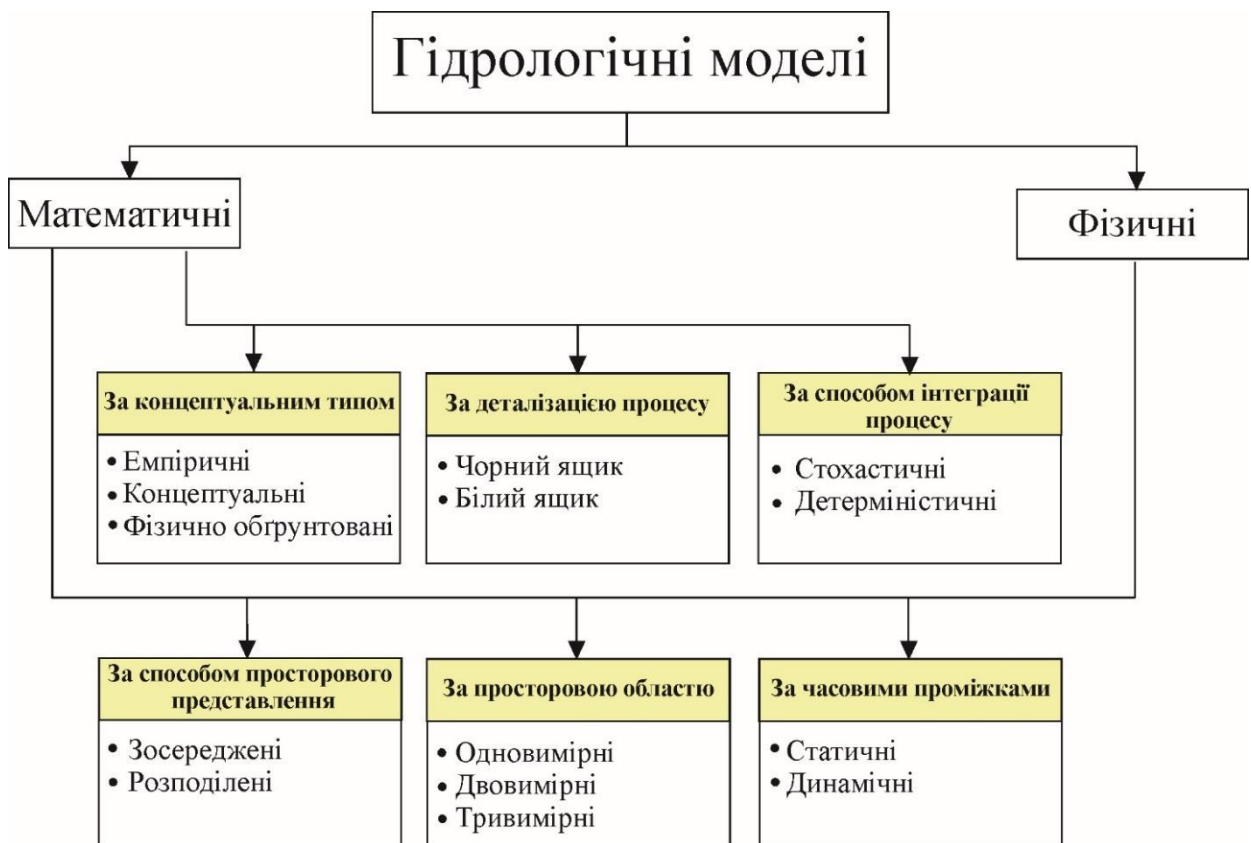


Рисунок 2.1 - Класифікація гідрологічних моделей

Моделі можуть бути класифіковані ієрархічно. Двома типами моделей верхнього рівня є *фізичні* (апаратні) та *математичні* моделі [232, 282].

Фізичні моделі - це зменшені версії реальних явищ, їх використовують у випадках, де математичні моделі були б надто складними, надто невизначеними або неможливими через брак знань. Фізичні моделі можуть застосовуватись практично до будь-якої гідрологічної задачі. Ці моделі засновані на розумінні фізики гідрологічних процесів, які керують реакцією водозбору, і використовують фізично обґрунтовані рівняння для опису цих процесів. Деякі типові приклади застосування в польових умовах включають вивчення впливу змін водозбору, прогнозування поведінки непроміряного водозбору, просторової мінливості вхідних і вихідних потоків водозбору, руху забруднювальних речовин і відкладів тощо.

Для розрахунку гідрологічних параметрів більшість фізичних моделей використовують систему диференціальних рівнянь Сен-Венана [245], рівнянь мілкої води [137], методи кінцевих різниць, формули осереднення та приведення або здійснюють розрахунок послідовно по блоках даних. Чисельне моделювання дозволяє описати динаміку рівнів в річках і прогнозувати аварійні ситуації. Фізичні моделі використовують змінні стану, які піддаються вимірюванню і є функціями як часу, так і простору [81].

Фізична модель має перевагу над математичною моделлю завдяки використанню параметрів, що мають фізичну інтерпретацію. Вона може надати великий обсяг інформації і може застосовуватися для широкого спектру ситуацій. Однак, ці моделі настільки складні в розробці, що їх можна використовувати тільки в обмежених фізичних системах або для конкретних досліджень [232].

Математична модель – це наближений опис природних явищ та процесів, які на основі даних гідрометеорологічних спостережень відображаються за допомогою математичних правил та виразів і логічних тверджень, об'єднаних для імітації кількісних характеристик гідрологічних явищ природної системи.

Математичні моделі можуть варіюватися від простих рівнянь до складних програмних кодів із застосуванням багатьох рівнянь і правил у часі та просторі. За концептуальним типом математичні моделі можна розділити на:

- емпіричні
- концептуальні
- фізично обґрунтовані

Емпіричні математичні моделі, орієнтовані на спостереженнях, які отримують інформацію лише з наявних даних без урахування характеристик і процесів гідрологічної системи, тому ці моделі також називають моделями, заснованих на даних. Зазвичай це найпростіша математична функція, яка відповідає спостережуваному зв'язку між змінними. Жодних фізичних законів чи припущень щодо зв'язків між змінними не потрібно [232].

Емпіричні моделі мають високу прогностичну силу, але низьку глибину пояснення, тому вони досить специфічні для умов, за яких збиралися дані, і не можуть бути легко узагальнені для застосування до інших умов (інших водозбірних басейнів, лісів, географічних широт). Вони містять математичні рівняння, отримані з паралельних часових рядів вхідних і вихідних даних, а не фізичних процесів водозбору. Ці моделі діють лише всередині визначених меж [104].

Цей вид моделей має важливе значення при проектуванні захисних споруд від повеней в басейнах, якщо мало даних вимірювань або вони взагалі відсутні. В таких моделях передбачається, що водозбірний басейн статичний, а кліматична межа незмінна.

Концептуальні математичні моделі пояснюють одну і ту ж поведінку на засадах упереджених уявлень про те, як працює система, на додаток до значень параметрів, які описують спостережуваний взаємозв'язок між змінними. Такі моделі описують всі компоненти гідрологічного процесу, який складається з багатьох сполучених між собою водойм, які є фізичними елементами водозбору та поповнюються за рахунок опадів, інфільтрації і

просочування, а спустошуються за рахунок випаровування, стоку, дренажу тощо. Концептуальні моделі мають трохи більшу пояснювальну глибину, але не піддаються узагальненню, як і емпіричні моделі, з яких вони складаються [129].

Таким чином, концептуальна модель включає як математичний опис (рівняння), так і опис процесів течії, елементів річкової системи, екологічних структур, геологічних особливостей тощо, які необхідні для конкретної мети моделювання. Проводячи аналогію з науковою філософською дискусією, іншими словами, концептуальна модель становить наукову гіпотезу або теорію, яку ми припускаємо для конкретного дослідження моделювання.

Методи підтвердження концептуальної моделі повинні відповідати стандартним процедурам підтвердження наукових теорій. Це означає, що концептуальні моделі повинні зіставлятися з фактичними польовими даними та підлягати критичній експертній оцінці.

Фізично обґрунтовані математичні моделі - це математично ідеалізоване уявлення реального явища. Їх також називають механістичними моделями, які включають принципи фізичних процесів. Вони використовують змінні стану, які піддаються виміру і є функціями часу та простору. Такі моделі отримують дедуктивним шляхом із встановлених фізичних принципів. Вони дають результати, які узгоджуються зі спостереженнями [103].

Фізично обґрунтовані моделі з високою вірогідністю відповідають реальним гідрологічним процесам. З іншого боку, деякі автори підкреслюють, що залежно від типу вибраної моделі вони можуть не узгоджуватися із спостереженнями [104]. Для їх калібрування не потрібні значні гідрологічні та метеорологічні дані, але необхідно оцінити велику кількість параметрів, що описують фізичні характеристики водозбору [81, 82].

Відповідно до рівня деталізації процесу та розуміння в рамках моделі, її можна назвати чорним ящиком або білим ящиком [206]. У моделі «чорного

ящика» відомі лише вхідні та вихідні дані, і не вказуються деталі щодо процесів, які перетворюють вхідні дані у вихідні, а перетворення моделюється як параметр або параметри, що визначають зв'язок вихідних даних із вхідними.

З іншого боку, у моделі «білого ящика» всі елементи фізичних процесів, що перетворюють вхідні дані на вихідні дані, відомі та задані. Існує дуже мало систем, для яких можна побудувати моделі білих ящиків, тому більшість моделей, будучи сумішшю фізично обґрунтованих та емпіричних підходів, знаходяться між білим і чорним ящиками, утворюючи різні відтінки "сірих ящиків".

Емпіричні моделі зазвичай знаходяться ближче до кінця спектра чорного ящика, тоді як фізично обґрунтовані моделі знаходяться посередині між цим і білим ящиком, залежно від їхньої деталізації та ступеня, до якого вони відкалібровані за даними спостереження.

Відповідно до способу інтеграції рівняння, математичні моделі поділяються на *стохастичні* та *детерміністичні*.

Стохастичні моделі описують системи, засновані на поняттях теорії ймовірностей і математичної статистики, випадкових подіях, величинах, функціях (процесах). В стохастичних моделях весь річковий басейн приймається як єдине ціле, де враховується просторова мінливість і, вихідні дані формуються без урахування просторових процесів. Важлива і в деякому роді фундаментальна властивість стохастичних моделей - це їх придатність для опису певним чином організованих числових масивів, що описують об'єкт моделювання [268].

Детерміністичні моделі подають однакові вихідні дані для одного набору вхідних значень, тоді як в стохастичних моделях для одного набору вхідних даних можуть бути отримані різні значення вихідних даних. Одним з важливих переваг детерміністичних моделей є те, що вони дають уявлення про процес зсередини, що дозволяє краще зрозуміти гідрологічну систему.

Як показує досвід деяких гідрологів, що займаються математичним моделюванням, на практиці найуспішніше застосовують метод, який включає елементи як детерміністичного, так і стохастичного моделювання [129].

Моделі поділяються за просторовим типом представлення, а саме на *зосереджені* та *розподілені*.

В *зосереджених* моделях весь річковий басейн розглядається як єдине ціле, де просторова мінливість не враховується, і, отже, вихідні дані генеруються без урахування просторових процесів, в той час як *розподілені* моделі можуть бути використані в прогнозах, які розподілені в просторі шляхом поділу всього водозбору на невеликі одиниці, зазвичай квадратні осередки або триангульовану нерегулярну мережу [217], тому параметри, вхідних і вихідних даних можуть змінюватися просторово [242].

У свою чергу просторова область моделі може бути *одновимірною*, *двовимірною* та *тривимірною*.

У *одновимірних* моделях передбачається, що напрямок потоку в руслі та ландшафт представляється як послідовність поперечних профілів. В таких моделях оцінка середньої швидкості та глибини води імітується окремо для кожного поперечного профілю перерізу рельєфу [124]. Одновимірні моделі дозволяють проводити розрахунки для протяжних ділянок на основі даних про морфометрію долин, представлених у вигляді окремих поперечних профілів. Результатами розрахунків у цьому випадку є зміни рівнів водної поверхні та витрат води за часом у межах ділянки розрахунку [13, 271].

Найширше використовуваними модулями, заснованими на одновимірних моделях, є HEC-RAS та MIKE 11. Згадані модулі не мають суттєвих відмінностей в математичних методах та методиці розрахунків. Обидві моделі використовують рівняння Шезі [280] для усталеного руху течії і рівняння Сен-Венана [245] для розрахунку невстановленого руху. Також вони дозволяють виконувати розрахунки із застосуванням аналізу об'ємних характеристик, а саме моделювання проривів гідровузлів та водосховищ.

Існуючі відмінності розрахунків результату моделювання полягають у врахуванні особливостей річок, опису поперечних і поздовжніх гідротехнічних споруд, обліку їх параметрів та методів візуалізації результатів.

Двовимірні гідрологічні моделі базуються на кінцевому елементі моделювання, або на кінцевому об'ємі розходу води в руслі, щоб виконати умови рівняння сталого або нестационарного потоку, у яких вода тече як поздовжньо, так і поперечно [235]. Такі моделі базуються на методі скінченних елементів, чисельній процедурі розв'язування диференціальних рівнянь, у яких безперервні величини апроксимуються наборами змінних у дискретних точках, що утворюють мережу [126]. Для застосування двовимірних моделей потрібна більш детальна інформація про морфометрію річкових долин, представлена у вигляді хмари точок. В результаті вони дозволяють отримати планову картину розподілу усереднених по вертикалі швидкостей течії, рівнів водної поверхні і глибин води в межах розрахункової області [14, 20].

Одновимірні та двовимірні гідрологічні моделі мають більшу горизонтальну довжину, ніж вертикальну довжину та макроефекти змін форми русла і напрямку, але ці обмеження можна покращити за допомогою тривимірних моделей [277, 271]. Найбільш використовуваними тривимірними гідрологічними модулями є FLOW 3D [285] та MIKE 3 [213].

Також гідрологічні моделі можуть бути класифіковані за способом, у який вони виконують обробку часових проміжків. Вони поділяються на статичні та динамічні. *Статичні* моделі виключають часові проміжки та моделюють моделі в конкретний період часу, в той час як *динамічні* включають динаміку потоку в результат моделювання та дозволяють створювати динамічні прогнози. Тому застосування гідрологічних моделей в умовах, що змінюються, стикаються з деякими проблемами, такими як можливість зміни структури і параметрів гідрологічних моделей в часі,

можливість переміщення в просторі і можливість переміщення в часових проміжках і просторових масштабах.

2.2. Рівняння Сен-Венана для моделювання стоку води

Рівняння Сен-Венана - це набір гіперболічних диференціальних рівнянь, які описують течію під поверхнею рідини.

Рівняння Сен-Венана [245] є добре вивченою моделлю нестационарного руху води в руслі річки і широко використовуються для детальних розрахунків повеней та хвиль, вони ще часто називаються рівняннями мілкої води. Ця модель була розроблена математиком і механіком на ім'я Адемар-Жан Клод Барре де Сен-Венан в 1871 році.

Рух потоку у відкритому руслі в загальному випадку є невстановленим і характеризується зміною в часі параметрів потоку в будь-якому профілі поперечного перерізу русла.

Невстановлений, плавно змінний рух води в природному руслі розраховується нелінійною гіперболічною системою диференціальних рівнянь, які апроксимують неповну систему рівнянь Ейлера для гравітаційного потоку рідин відкритої поверхні [74, 79].

Глибина рідини вважається значно меншою за горизонтальний розмір пласта, тому вертикальна складова швидкості є незначною порівняно з горизонтальною складовою, яку можна вважати глибинно-інваріантною. Рішення, отримані в рамках цієї спрощеної математичної моделі, звичайно, є наближеними, але в багатьох випадках добре узгоджуються з експериментальними даними. В даний час більшість дослідників використовують диференціальне рівняння Сен-Венана як математичну модель для опису нестабільного плавного варіаційного процесу руху води у відкритих руслах [294].

Існує багато різних форм запису цих рівнянь. Р. Чугаєв [76] подає їх у такій формі:

1) рівняння нерозривності потоку (2.1) описується як:

$$\frac{dQ}{ds} + \frac{dW}{dt} = q \quad (2.1)$$

де, Q – витрата води, W - площа поперечного перерізу, t – шкала часу, s – шкала відстані, q - боковий приплив на одиницю довжини річки.

Друге рівняння являє собою рівняння руху, що визначає гідравлічний ухил потоку між профілями поперечного перерізу в результаті дії гідравлічних опорів русла [217].

$$i - \frac{\partial H}{\partial s} = \frac{\alpha}{g} \left(V \frac{\partial V}{\partial s} + \frac{\partial V}{\partial t} \right) + \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{dV}{gW} \quad (2.2)$$

де, i – ухил дна, H – глибина потоку, V – швидкість потоку, R – гідравлічний радіус, C – коефіцієнт гідравлічного опору, g – прискорення вільного падіння тіла = 9.81 , α - коефіцієнт Коріоліса, пов'язаний з нерівномірним розподілом швидкості потоку по перерізу, зазвичай дорівнює 1.1.

Рівняння (2.1) та (2.2) є неповною моделлю нестационарного руху відкритих потоків. Поверхневий натяг, кривина потоку, вертикальна складова прискорень та деякі інші чинники тут не враховуються [224].

Вибір моделі та її параметрів залежить від об'єкта дослідження, зокрема геометрії русла, типу моделювання рельєфу, граничних умов чисельного розв'язання задачі. Модель Сен-Венана цілком підходить при аналізі руху хвиль, тому для їх інтеграції використовуються різні наближені методи. Найпоширенішими є два методи розв'язання: явний та неявний методи кінцевих різниць.

Методи кінцевих різниць описують модель через ряд точок або вузлів. Більшість робіт описують кінцеву різницю як найбільш традиційний і найточніший з чисельних методів [182, 240].

Області безперервної варіації параметрів (відрізки, прямокутники тощо) замінюються кінцевим (дискретним) набором точок (вузлів), який називається сіткою.

Якщо отриману задачу розв'язано і її розв'язок наближається до розв'язку вихідної задачі диференціальних рівнянь, то це вважається наближеним розв'язком вихідної задачі [191].

2.3. Коефіцієнти Маннінга і їх значення в моделюванні

Коефіцієнт Маннінга є ключовим параметром, необхідним для розрахунків пропускної здатності русла. Оцінка коефіцієнта шорсткості Маннінга дуже важлива для моделювання відкритих потоків в руслі. Будучи емпіричним параметром, коефіцієнт шорсткості фактично включає в себе компоненти опору поверхневого тертя, опору форми, хвильового опору та опору через нестабільність потоку [130, 90].

Хоча умови моделювання невстановленого потоку можуть вимагати особливого підходу до визначення ухилу шорсткості, у більшості робіт у цій сфері розглядають рівняння Маннінга (2.3) для моделювання непрямого постійного рівномірного потоку [122, 292].

$$V = \frac{\mu}{n} R^{2/3} S_e^{1/2} \quad (2.3)$$

де: μ - коефіцієнт перетворення в одиниці виміру, (1,49 в англійських одиницях і 1,0 в одиницях СІ), V – швидкість потоку, n - коефіцієнт шорсткості Маннінга, R – гідравлічний радіус, S_e – енергетичний ухил русла.

Якщо за використання рівняння Маннінга потрібна велика кількість обчислень, іноді зручно використовувати термін "транспортування", де транспортування описується рівнянням (2.4)

$$K = \frac{\mu}{n} AR^{2/3} \quad (2.4)$$

де: K - пропускна спроможність русла, A - площа поперечного перерізу русла.

Значення коефіцієнтів n Маннінга, корельовані відповідно до чинників, що впливають на шорсткість, можна знайти в довідниках [121, 174].

Кілька чинників, що впливають на коефіцієнт шорсткості, були згадані в [120]. Одним із цих чинників є шорсткість поверхні. Вона є матеріалом, що

формує периметр, що змочується, наприклад, розмір і форму каменів на дні і берегів русла. У той час як дрібнозернистий матеріал призведе до низького значення коефіцієнта Маннінга, грубіший матеріал вказуватиме на збільшення значення [84].

Існує чотири основних способи, які допомагають визначити коефіцієнт.

- Потрібно розпізнати чинники, що впливають на коефіцієнт, і отримати базові знання про русло та його характеристики.

- Початкові значення коефіцієнта подано в літературі [130, 185], їх можна бути використати як еталонний рівень для різних типів русел.

- Рекомендовано ознайомитися з різними типами русел, коефіцієнти шорсткості яких відомі. З цього можна створити основу для калібрування значення.

- За допомогою аналітичних методів значення коефіцієнта можна визначити на підставі теоретичних знань і вимірювань розподілу швидкості по руслу [218].

Значення шорсткості для заплав можуть значно відрізнятись від значень для русел. Тому значення шорсткості для заплав слід визначати незалежно від русел [120]. Значення коефіцієнта можна застосувати до окремого поперечного профілю, який є типовим для ділянки, але він повинен враховувати шорсткість всієї зони, яка проходить вздовж лінії поперечного профілю. Якщо розглядаються два або більше поперечних профілі, вважається, що діапазон, який стосується будь-якої однієї секції, поширюється на половину відстані до наступного профілю.

На рисунку 2.2 подано приклад визначених коефіцієнтів для русла та заплав.

Заплави, а також саме русло можуть бути покриті кущами або деревами та іншими живими або мертвими рослинами. Важко визначити вплив рослинності в межах потоку, але можна враховувати розмір, форму, відстань між рослинами та їхнє занурення або незанурення в русло [130].

Якщо шорсткість неоднорідна по всій довжині профілю, що розглядається, рекомендується застосувати середнє значення коефіцієнта. Якщо шорсткість підстильної поверхні нерівномірна по ширині поперечного профілю, використовується наближене значення коефіцієнта. У випадку, якщо шорсткість не є рівномірною по ширині русла, необхідно визначити базове значення коефіцієнта для русла та призначити його всьому поперечному перерізу русла [84]. Очевидно, що це даватиме приблизний результат, як показали проведені нами дослідження (див.3.2.5).



Рисунок 2.2 - Визначені коефіцієнти Маннінга для русла та заплав

Деякі чинники можуть переважати на певній ділянці русла або вони можуть в рівній мірі впливати на весь поперечний переріз. Спосіб урахування кожного чинника залежить від того, як він поєднується з іншими чинниками. Пологий берег може являти окремий сегмент поперечного перерізу, в той час як вертикальний берег може придати додаткову шорсткість або сусідньому профілю, або всьому руслу.

Слід враховувати сезонну мінливість коефіцієнтів шорсткості. Повені часто трапляються взимку, коли рослинності значно менше. Польові дослідження можуть бути зроблені лише в листяний період, коли

рослинність буде більш густою. У цих випадках може знадобитися змінний коефіцієнт шорсткості для врахування сезонних змін [90].

Незважаючи на те, що було проведено багато досліджень щодо коефіцієнтів шорсткості Маннінга для русел, дуже мало було зроблено щодо вибору значень шорсткості для густо вкритих рослинністю заплавл.

Коефіцієнт шорсткості природного русла важко визначити в польових умовах. Різні чинники, що впливають на значення коефіцієнтів шорсткості, подано в роботі [88]. Таким чином, ухил тертя слід розглядати як дуже важливий параметр, значення якого має бути визначено дуже ретельно. В Додатку А наведено таблицю з мінімальними, середніми та максимальними значеннями коефіцієнта Маннінга для різних типів русел і заплавл.

Особливо складно оцінити коефіцієнти шорсткості Маннінга для представлення будівель у заплаві, оскільки необхідно враховувати багато чинників: площа перекриттів і щільність забудови, напрямок потоку стосовно розташування споруд, шорсткість усіх інших меж, нахилу місцевості, швидкості течії тощо.

Як емпіричний параметр, коефіцієнт шорсткості фактично включає компоненти опору поверхневого тертя, опору форми, хвильового опору та опору через нестационарність потоку [130]. Пряме визначення коефіцієнта шорсткості практично неможливе при вивченні природних річкових стоків, зокрема для нестационарних течій руслової мережі. На практиці калібрування моделі коефіцієнт шорсткості оцінюється за допомогою процедури проб і помилок, що включає порівняння між польовими вимірюваннями та лабораторними обчисленнями.

Однак у гідрологічному моделюванні значення коефіцієнтів шорсткості повинні включати не лише саму шорсткість матеріалу, але й усі геометричні характеристики підстильної поверхні, які впливають на тертя або розсіювання енергії.

Аналіз таблиці коефіцієнтів Маннінга (Додаток А) показує, що значення не завжди постійні. Вивітрювання, зміни рослинності, пора року (загально

через зміни рослинності), глибина потоку і т.д. можуть впливати і згодом змінювати значення. Середнє значення коефіцієнта шорсткості (n) для природних русел становить (0,025) [145], а для земляних русел коливається від 0,022 до 0,033 [156]. Попередній досвід вивчення стоку природних річок показав, що значення коефіцієнта шорсткості може суттєво коливатися [110].

Для наочного представлення, в додатку Б подано фотографії природних русел і заплав разом з їх оціненими або розрахованими значеннями [84].

Значення коефіцієнта Маннінга змінюється залежно від рівня води, а значення в довідкових таблицях зазвичай не визначають глибину, пов'язану з представленими значеннями коефіцієнта Маннінга. Точне визначення коефіцієнта шорсткості практично неможливе при вивченні природних річкових потоків, зокрема невстановлених потоків руслової мережі. Хоча значення коефіцієнта Маннінга зазвичай встановлюється приблизно та за допомогою відомих емпіричних формул і таблиць, його значення часто використовується як параметр калібрування моделі [185].

Існує кілька способів порівняння результатів для отримання значення коефіцієнта для поперечного профілю потоку [242]. Ці процедури узагальнені та передбачають використання кожного з таких трьох припущень:

1. Середня швидкість в кожній частині поперечного профілю однакова.
2. Загальна сила, що чинить опір потоку, дорівнює сумі сил, що чинять опір потокам на розділених ділянках.
3. Загальна витрата потоку дорівнює сумі витрат на розділених ділянках.

Також передбачається, що нахил лінії енергетичного ухилу однаковий для кожної з ділянок.

У межах основного русла коефіцієнт Маннінга має тенденцію зменшуватися в міру збільшення глибини води. У більшості випадків використовуються окремі значення коефіцієнтів як для основного русла, так і для заплави. При такому підході коефіцієнт Маннінга може зменшуватися при збільшенні глибини в основному руслі та збільшитися на заплаві. Це

відбувається тому, що потік часто стикається з великим опором тертя в заплавах через наявність чагарників і дерев. Також значення може суттєво зменшитися за дуже високих витрат русла в міру збільшення глибини заплави. Слід зазначити, що n може також змінювати своє значення з плином часу через утворення і подальшого зникнення форм дна (нерівностей на дні русла) [211, 130, 109].

2.4. Типи програмних модулів для гідрологічного моделювання

Модуль HEC-RAS

HEC-RAS є однією з прикладних одновимірних гідрологічних моделей в дослідженнях повеней. Це інтегрована система програмного забезпечення, призначена для інтерактивного використання в середовищі з багатьма задачами. Система складається з графічного інтерфейсу, окремих компонентів аналізу, засобів зберігання та керування даними, графічних засобів та засобів звітування. Основна обчислювальна процедура базується на розв'язку одновимірного рівняння енергії. Енергетичні втрати оцінюються за допомогою коефіцієнта шорсткості Маннінга [132, 168, 173, 256].

Для отримання просторових даних, необхідних для гідрологічних моделей з топографічних джерел даних, в середовищі ГІС існує розширення HEC-GeoRAS [207]. HEC-GeoRAS - це набір інструментів і утиліт для обробки геопросторових даних в ArcGIS [140] за допомогою графічного інтерфейсу користувача. Інтерфейс дозволяє визначати геометричні дані для імпорту в середовище HEC-RAS та отримувати результати моделювання процесів, що експортуються з HEC-RAS.

Модуль MIKE11

Датський гідравлічний інститут (DHI) представив модуль MIKE11 у 1987 році, який став широко застосовуваним одновимірним динамічним комплексом для моделювання річок та каналів [131, 242].

Модуль може виконувати прогнозування повеней, аналіз прориву дамб, аналіз якості води та переносу наносів, оптимізацію роботи водосховища та

структуру річки, інтегроване моделювання повеней та водозбору, дослідження відновлення водно-болотних угідь [196]. Деякі з досліджень, включають моделювання рівня річки з використанням даного модулю [172], дослідження реакції ґрунтових вод на наземний потік і рельєф [203].

Спроможність MIKE11 моделювати нестационарні потоки за певну тривалість часу робить його потужним графічним інструментом для гідрологічного моделювання.

Модуль HEC-RAS 2D

HEC-RAS 2D — це відносно новий модуль, який має можливість виконувати як одновимірну, так і двовимірну гідродинамічну маршрутизацію з нестационарним потоком, а також як одно-, так і двовимірну комбінацію моделювання нестационарного потоку шляхом розв'язку рівняння Сен-Венана та рівняння дифузійної хвилі, що дозволяє користувачеві використовувати модуль для роботи на великих річкових системах [241].

Модуль LISFLOOD-FP

LISFLOOD-FP — це двовимірний гідродинамічний модуль, спеціально розроблений для моделювання затоплення заплавл зі складною топографією, моделювання заходів щодо запобігання повеням та регулюванню річок, прогнозування повеней, оцінки та прогнозуванню посух та вологості ґрунту, впливу змін клімату та землекористування на водні ресурси [93].

У модулі використано регулярну сітку для опису рельєфу. Задається глибина води в кожній комірці сітки на кожному кроці часу, а отже, можна імітувати динамічне поширення паводкових хвиль над річковими заплавами. Модуль є некомерційним дослідницьким проектом, спрямованим на покращення фундаментального розуміння гідравліки повеней, прогнозування затоплення та оцінки ризику повеней [223].

Модуль FLO-2D

FLO-2D - це двовимірна модель маршрутизації повені, яка використовує гідрограф рівня води в руслі для прогнозування повеней. У модулі

використовують динамічне рівняння імпульсу хвилі та центральну кінцеву різницеву схему маршрутизації з потенційними напрямками потоку для прогнозування розвитку гідрографа паводку над системою квадратних елементів сітки [139].

Поширення хвилі повністю контролюється топографією та шорсткістю підстильної поверхні або опором потоку. Модуль підходить для моделювання паводкових явищ на річках, а також може бути використаний для аналізу проблем паводкових потоків як нетрадиційних, не обмежених алювіальним конусом зі складним рельєфом, селевих потоків і сміттєвих потоків, а також повеней, що впливають на міські території [287]. Модуль FLO-2D є ефективним інструментом для оцінки небезпечних повеней і планування заходів зменшення негативних наслідків повеневих та паводкових явищ.

Модуль MIKE 21

MIKE 21 — це простий та швидкий двовимірний гідрологічний модуль на основі декартової сітки для вільного поверхневого потоку, хвиль, транспортування опадів і екологічних процесів. Програмний модуль MIKE 21 є програмним продуктом для вирішення завдань з виконання гідрологічних розрахунків з урахуванням фізичних, морфологічних, хімічних і біологічних процесів. Модуль можна застосувати до будь-яких двовимірних течій вільної поверхні. Різноманітні модулі системи моделюють гідродинаміку, короткі хвилі, транспортування опадів, якість води. Система має широкий спектр інженерних та екологічних застосувань у береговій гідравліці, океанографії, хвильовій динаміці, гаванях, річках, екологічній гідравліці та процесах відкладення [283].

Модуль FLOW 3D

FLOW-3D - це потужний та високоточний гідрологічний модуль для обчислювальної гідродинаміки, який дає інженерам цінну інформацію про чисельні фізичні процеси потоку. Він дозволяє використовувати гнучку

систему сіток, яка називається вільною сіткою, оскільки сітки або геометрія можуть вільно змінюватися незалежно одна від одної [209]. FLOW-3D точно передбачає деталізацію набігання хвиль сильного шторму та цунамі на прибережні споруди та використовується для аналізу раптових повеней, затоплення та пошкодження критичних споруд. Він також використовується у великих гідроенергетичних проектах та невеликих муніципальних системах очищення стічних вод, що допомагає отримати точні результати для тестування варіантів проектування, зниження складності та зосередження зусиль на оптимізованих рішеннях [176].

Модуль MIKE 3

MIKE 3 - програмний продукт для тривимірного моделювання гідродинамічних процесів, якості води і переносу наносів [183]. Модуль MIKE 3 було розроблено на основі двовимірного модуля MIKE 21 [283], який надає інструменти тривимірного моделювання вільних поверхневих потоків і пов'язаних процесів утворення опадів або визначення якості води. Застосування MIKE 3 пов'язане з прибережним і морським гідрологічним моделюванням, гідродинамікою озер, екологією та оцінкою впливу морської інфраструктури на навколишнє середовище. MIKE 3 моделює нестационарну течію, враховуючи батиметрію, зміни щільності та зовнішні впливи, такі як припливи, метеорологія, течії та інші гідрографічні умови. MIKE 3 можна використовувати для будівництва, проектування та експлуатації споруд і установок у стратифікованих водах, дослідження оцінки впливу на навколишнє середовище, дослідження прибережної та океанографічної циркуляції, включаючи динаміку дрібних відкладів, гідродинаміку озер, моделювання морського льоду, дослідження забруднення води, якщо тривимірні структури потоку є важливим чинником [213].

2.5. Висновки до розділу 2

1. Розглянуто основні моделі, які використовуються в гідрологічному моделюванні. На підставі опрацьованих літературних джерел подано класифікацію гідрологічних моделей.

2. Подано аналіз рівняння Сен Венана для вирішення гідрогіологічних задач та описано ряд його об'єктивних складових. Рівняння характеризує плавномінний рух води в природному руслі, який розраховується за системою диференціальних рівнянь. Наголошено на необхідності уточнення умов математичного розв'язку рівнянь із зміною основних параметрів.

3. Проаналізовано формулу визначення коефіцієнтів Маннінга та рекомендації щодо його визначення. В науково-технічній літературі наголошено на складності визначення коефіцієнтів Маннінга через значну кількість змін підстильної поверхні і необхідності продовження досліджень у цій сфері .

4. Підкреслено необхідність детальніше враховувати руслову та заплавну мінливість шорсткості підстильної поверхні.

РОЗДІЛ 3. ГІДРОЛОГІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ЗОН ЗАТОПЛЕННЯ НА РІЗНИХ ЗА ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ДІЛЯНОК РУСЛА р. ДНІСТЕР

3.1. Моделювання рівнинної частини русла Дністра

3.1.1. Характеристика ділянки русла рівнинної частини

Рівнинна частина русла р. Дністер, на якій проведено визначення горизонтальних зміщень русла та гідрологічне моделювання, знаходиться поблизу м. Галич Івано-Франківської області. Річка протікає на межі двох геологічних структур – Передкарпатської западини та Волино-Подільської височини. Наочне розташування цієї частини русла подано на рис. 3.1.

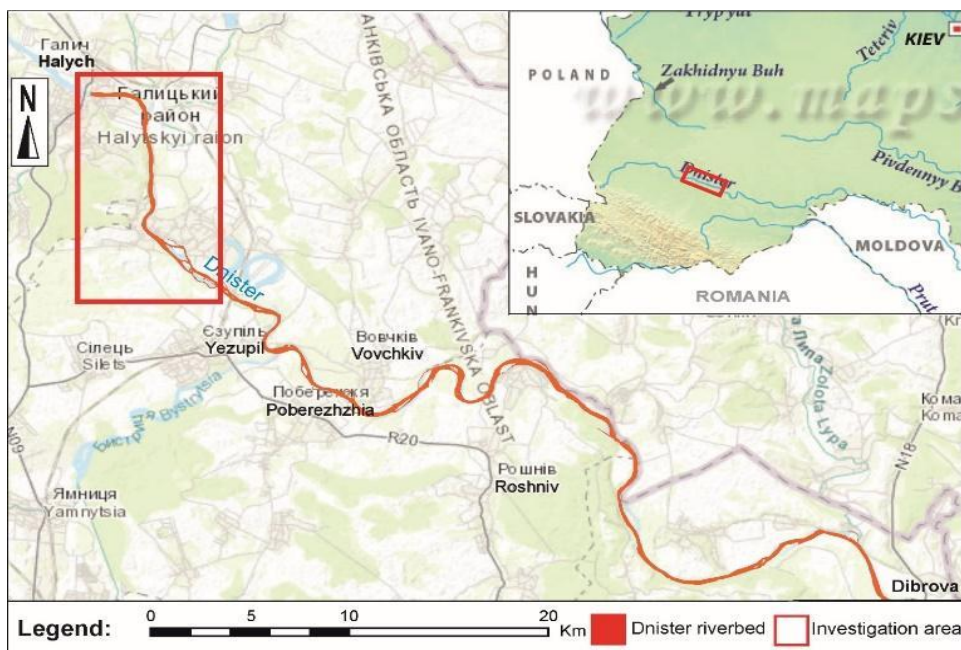


Рисунок 3.1 - Розташування рівнинної ділянки р. Дністер

Ширина русла в цій частині становить 100-120 м. та характерна високою звивистістю [11, 12, 106]. Ухил русла становить 0,34 м/км. Глибина русла варіює в межах 2-4 м, а швидкість течії становить в середньому 0,8 м/с [107]. Атмосферні опади в середньому становлять 450-700 мм/рік, середньомісячна витрата води становить 153 м³/с [4, 56].

Основні морфометричні, метеорологічні та гідрологічні характеристики рівнинної частини р. Дністер подано в таблиці 3.1 [229].

**Основні морфометричні характеристики ділянки рівнинної частини
р. Дністер**

Довжина, км	9
Ухил течії, м/км	0,34
Середньомісячна витрата води, м ³ /с	153
Модуль стоку, л/с з км ²	10,4
Середня ширина річки, м	100-120
Середня глибина річки, м	2-4
Швидкість течії, м/с	0,8-1
Середній діаметр осаду, мм	1
Середня ширина заплави, м	2010

Нижче м. Галич у Дністер впадають великі ліві притоки (Золота Липа, Гнила Липа, Коропець), які мають тенденцію до зменшення стоку наносів. Долина представляє собою рівне, злегка горбисте плато шириною близько 2010 м.

Характерною особливістю р. Дністер є велика кількість стоку наносів, які транспортуються руслом. Перш за все, це зумовлено гірським характером живлення, при якому крупні наноси, такі як галька і гравій надходять в русло переважно з правих карпатських приток (р. Лімниця, р. Стрий, р. Бистриця та ін.). Основне живлення Дністра - дощове і сніго-дощове.

Місцеві ґрунти мають вищі показники водопроникності порівняно з карпатською частиною басейну Дністра, що свідчить про сильніший вплив потоку ґрунтових вод на структуру річкового стоку [61].

Загальний вигляд русла р. Дністер поблизу м. Галича подано на рис. 3.2.



Рисунок 3.2 - Частина русла р. Дністер поблизу м. Галич

Важливою фазою водного режиму є весняне водопілля, серія літніх дощових паводків і порівняно низькі рівні води в меженний період.

Весняна повінь в основному припадає на початок березня, та сприяє інтенсивному підйому рівня води. Найвищий рівень зберігається не більше 1-2 діб, після чого починає знижуватися, але більш повільно, ніж збільшувався, і триває до середини-кінця квітня. Тривалість водопілля становить в середньому 15-50 днів.

На Дністрі спостерігаються значні літні паводки і повені. У ХХ сторіччі найбільший паводок на річці мав місце в вересні 1941 року. На в/п Заліщики його значення, визначене за рівнями високих вод, становило 8 040 м³/с. Пам'ятним виявився і паводок, який трапився в червні 1969 року. При його проходженні максимальні витрати води становили: Заліщики - 5 450 м³/с, Могилів Подільський 4 800 м³/с [67].

Протягом багатьох років Карпатський регіон зазнає великих економічних і соціальних втрат, спричинених паводками. Вони утворюються за рахунок атмосферних опадів, які випадають в Карпатах часто (165-175 днів на рік) [56].

Проливні дощі є основним чинником, що викликає повені. Згідно з інформацією, зібраною Українським гідрометеорологічним центром, протягом 20-24 червня 2020 року випало 200-235 мм опадів, половина з яких локально, впродовж 3 годин. Ці опади спричинили різке підвищення рівня води в річках, зокрема в Дністрі, Бистриці, Пруті та Черемоші, що призвело до паводку на території Івано-Франківської, Чернівецької, Львівської, Закарпатської та Тернопільської областей, який вважається найбільшим в історії Західної України за останні 60 років.

Основними чинниками, які визначають паводковий режим долин річок Передкарпаття, особливо Дністра, є: тектонічні, кліматичні, геоморфологічні.

В межах водозбору домінують типові чорноземи на різних ґрунтоформуючих породах, опідзолені чорноземи та темно-сірі опідзолені ґрунти, сірі опідзолені та дерново-підзолисті ґрунти, лучні та карбонатні чорноземи, а в долинах і днищах балок - дернові, лучно-болотні, болотні ґрунти та торфовища [119].

3.1.2. Технологічна схема гідрологічного моделювання

Гідрологічне моделювання базується на виконанні *трьох* процесів:

- побудова ЦМР;
- визначення горизонтальних зміщень русла та коефіцієнтів Маннінга;
- визначення рівня підйому води за паводкової ситуації.

Технологічна схема визначення горизонтальних зміщень містить такі основні процедури:

- підготовку вхідних даних, до яких відносяться різночасові карти та космічні знімки;
- створення композиційних зображень з найбільшою контрастністю русла;
- прив'язку топографічних карт;
- векторизацію русла за різночасовими матеріалами;

- аналіз четвертинних та ґрунтових карт;
- аналіз порівняння горизонтальних зміщень русла для різного часового періоду;

- визначення типу підстильної поверхні та коефіцієнтів Маннінга.

Загальну технологічну схему гідрологічного моделювання з використанням картометричного методу побудови ЦМР подано на рис.3.3.

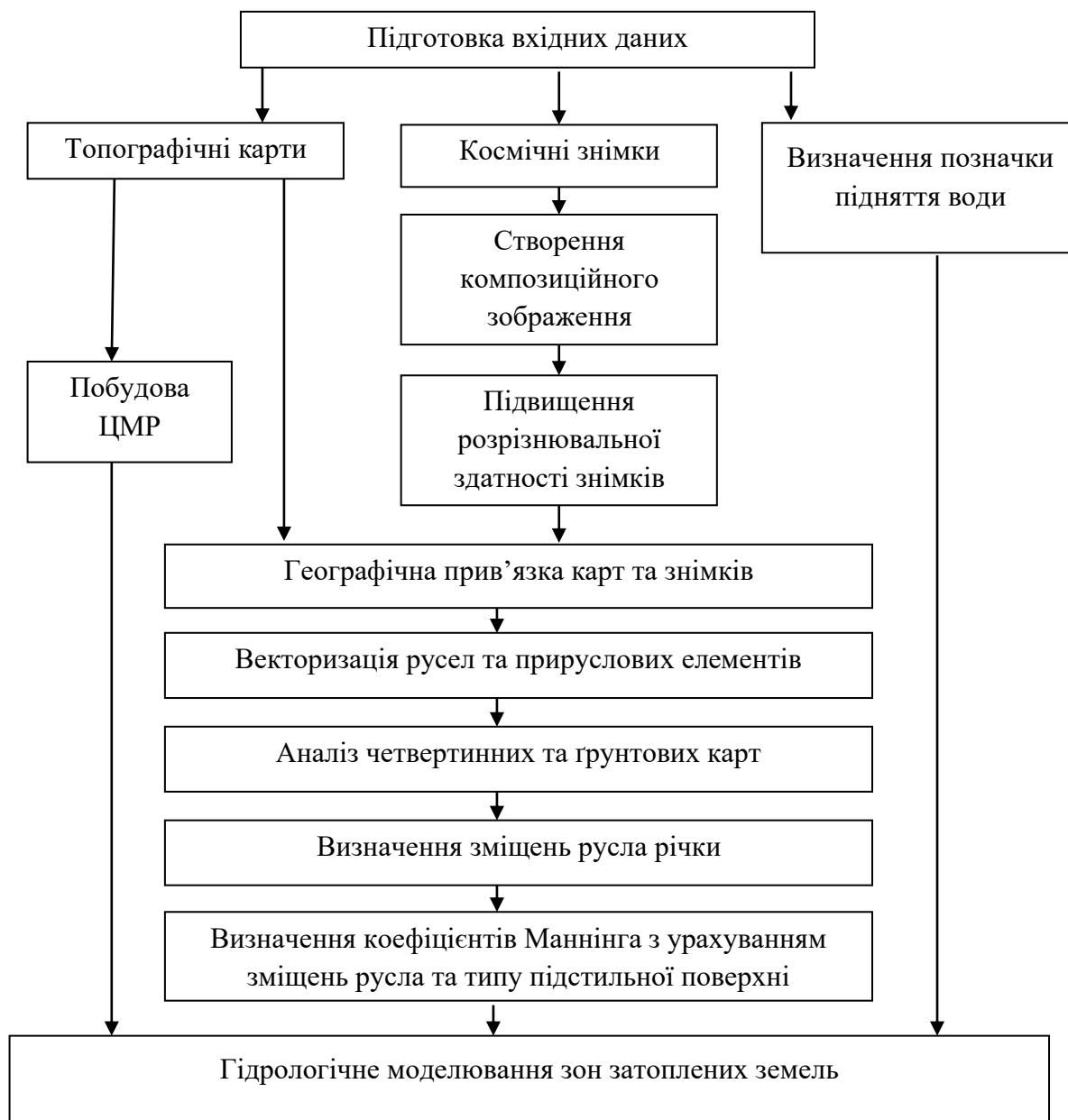


Рисунок 3.3 - Технологічна схема гідрологічного моделювання для рівнинної частини русла р. Дністер

Об'єкт дослідження. На рівнинній ділянці русла річки вибрано:

- для аналізу горизонтальних зміщень русла ділянку від м. Галич до с. Діброва, яка знаходиться на рівнинній частині річки, довжиною 24 км;
- для здійснення гідрологічного моделювання частину русла на відстані 2 км від м. Галич по руслу, довжиною 9 км. Такий вибір мотивований тим, що гідрометеопост, покази якого необхідно вводити при моделюванні, знаходиться в м. Галичі.

Визначення зміщень русла річки. Космічні зображення дозволяють оперативно оцінити наслідки повені, оскільки їх отримують в режимі майже реального часу. Супутникові знімки дозволяють відстежувати планове зміщення русла річки, чітко демонструють зміни в затоплених районах і руслах. Топографічні карти, особливо великомасштабні, дозволяють точніше відстежувати динаміку зміни русла річок, створювати цифрові моделі місцевості та визначати морфологічні характеристики для комплексного вивчення повеневих явищ [9, 27].

Технологія визначення зміщень русел річок передбачає використання топографічних, спеціальних карт та супутникових зображень. Різномасштабні топографічні карти створені в різних картографічних проекціях, а супутникові зображення в проекції UTM, усі матеріали необхідно привести до спільної топографічної проекції Меркатора UTM.

Схема просторової прив'язки включає вибір відповідної математичної моделі трансформації, перетворення координат і інтерполяцію [111, 113].

Прив'язка топографічних карт здійснюється за кілометровою сіткою. Карти без кілометрової сітки прив'язуються шляхом трансформації положення точок, які можна ідентифікувати (мости, перетини доріг, геодезичні пункти, ЛЕП) на прив'язаній карті та супутниковому зображенні. Реалізацію частини технологічної схеми, яка стосується зміщень русла Дністра, подано в [188,192, 215].

3.1.3. Методика побудови ЦМР для рівнинної частини річки Дністер

Відповідно до технологічної схеми (рис.3.3) побудову ЦМР для врахування морфометрії русла і заплави здійснено картометричним методом на підставі опрацювання топографічних карт масштабу 1:10 000 з перерізом рельєфу 1 м. Прив'язка карти здійснювалась за 10 точками, координати яких визначались за кілометровою сіткою. Точність прив'язки становить 1 м. Фрагмент топографічної карти подано на рисунку 3.4. Композит карт подано в додатку В.

Із спеціальної літератури [26, 30] встановлено, що для визначення затоплених земель слід використовувати топографічні карти масштабу 1:10000 – 1:2000 з перерізом рельєфу 1 - 0.5 м.

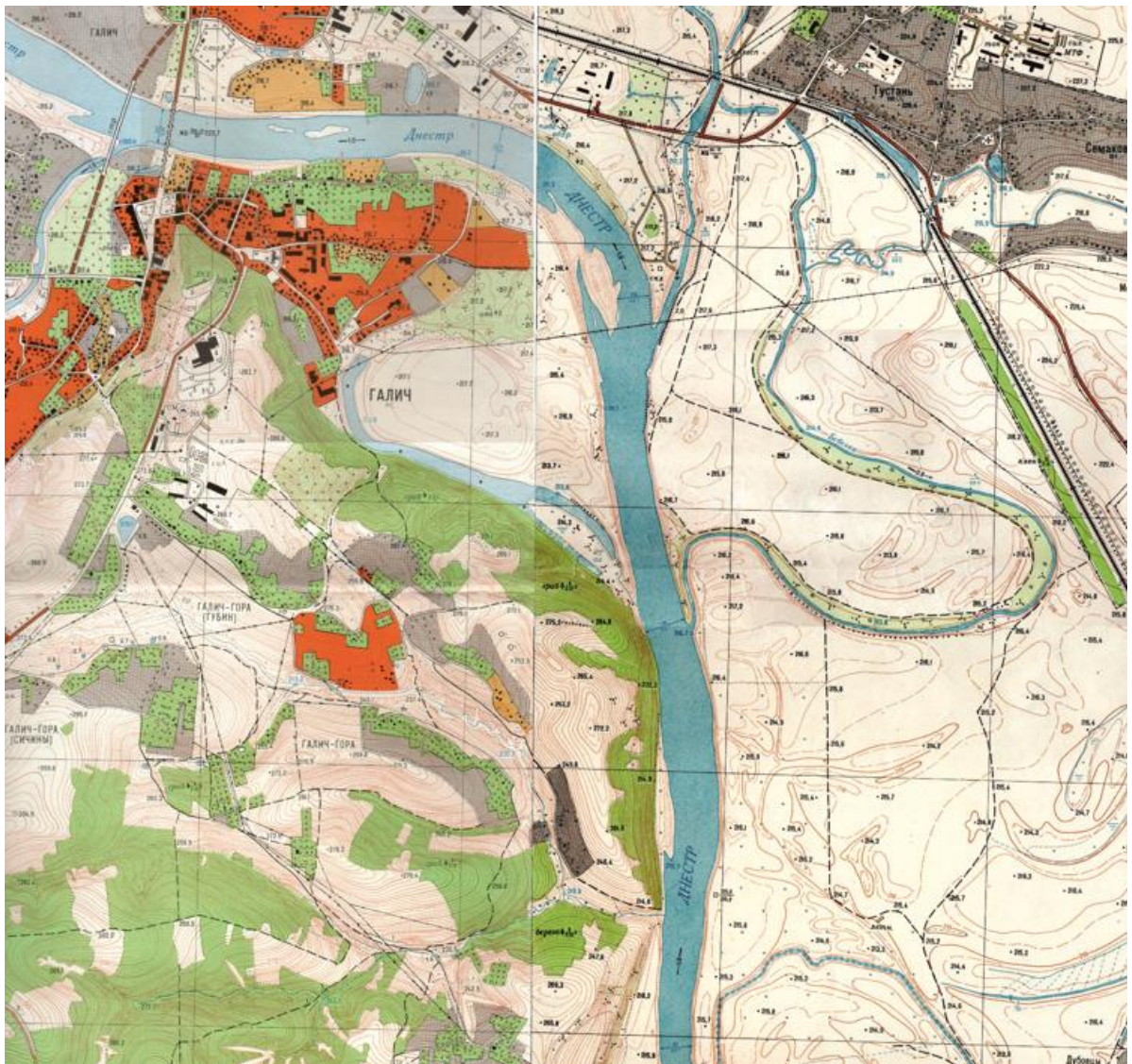


Рисунок 3.4 - Фрагмент топографічної карти масштабу 1:10 000

Побудову ЦМР здійснено в ArcMap 10.1 з векторизацією горизонталей з позначками (208-220 м.) на всіх точках зміни їх кривини, а також характерних точок рельєфу місцевості. На рис 3.5 подано фрагмент векторизованих горизонталей в межах ділянки дослідження.

На основі карти проведено векторизацію горизонталей та висотних точок. Фрагмент векторизованих горизонталей подано на рисунку 3.5. Позначки горизонталей і характерних точок записані в окремі файли комп'ютера, їх використано для побудови ЦМР і подання моделі в растровій формі.



Рисунок 3.5 - Векторизовані горизонталі топографічної карти

На рисунку 3.6 подано створену картометричним методом цифрову модель рельєфу.

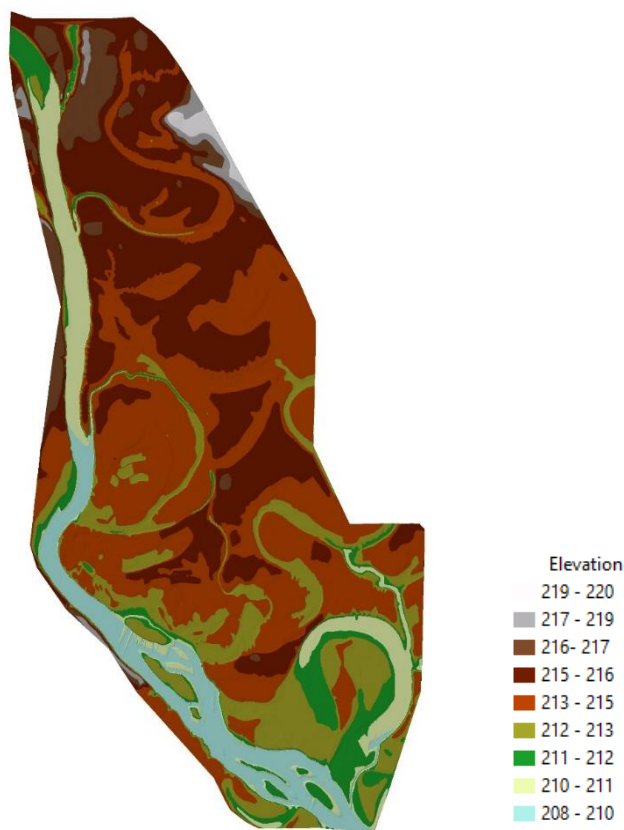


Рисунок 3.6 - Цифрова модель рельєфу ділянки дослідження

Моделювання затоплень здійснено на території, яка знаходиться на відстані від м. Галича на 2 км і простягається вниз по руслу на 9 км.

Горизонтальні зміщення на цій ділянці порівняно незначні [105]. Різниця позначок на ділянці становить 12 м. Точність ЦМР - 1 м в плані та 0.3 м по висоті. Градація кольору відповідає різниці позначок 1 метр.

3.1.4. Експериментальні дослідження визначення зміщень русла рівнинної частини річки Дністер

Для успішного визначення зміщень русла та гідрологічних об'єктів необхідно використовувати різні матеріали, зокрема: космічні знімки, аерофотознімки, топографічні карти, включаючи спеціальні ґрунтові та геологічні карти, отримані в різні періоди часу, щоб можна було відстежувати динаміку планового зміщення русла. Особливу увагу слід надавати вивченню динаміки повеней та зміщень русла після повеневих

явищ. Зміщення русел річок виступають критеріями стійкості русел. Ці величини мають практичне значення для вибору місць гідротехнічного будівництва та технологій їх спорудження, а також при визначенні зон охоронних земель.

Для проведення моніторингу зміщень та меандрування русел на рівнинній частині р. Дністер поблизу м. Галич використано:

1. Топографічні карти масштабу 1:100000 (1910, 1923, 1976 рр.);
2. Космічні знімки, отримані з супутників Landsat 5 (1986р.), Landsat 7 (2000р.) та Sentinel 2 (2017р.);
3. Ґрунтову карту масштабу 1:200000.

Прив'язка топографічних карт здійснювалась за 10 точками, координати яких визначались за кілометровою сіткою. Карти австрійського періоду, на яких відсутня кілометрова сітка, прив'язана за методикою трансформації положення точок, які можна було ідентифікувати (мости, перетини доріг, геодезичні пункти) з використанням поліному 2-го степеню [111], похибка прив'язки не перевищувала 5 метрів за внутрішньою сходимістю (рис. 3.7).

Розрізнявальна здатність космічних зображень, отриманих із супутників Landsat 5 та Landsat 7, після здійснення процедури паншарпенінг виносить близько 15 метрів, розрізнявальна здатність зображень із супутника Sentinel 2 – 10 метрів.

Після прив'язки всі топографічні карти приведено до єдиної системи координат WGS-84, в якій подано космічні зображення [12]. Точність прив'язки залежить від точності топографічних карт та точності ідентифікації спільних точок, вибраних на космічних зображеннях. Точність прив'язки детально розглянуто в [67]. Визначення планових координат становить 15-20 м. з урахуванням методики pansharpening.

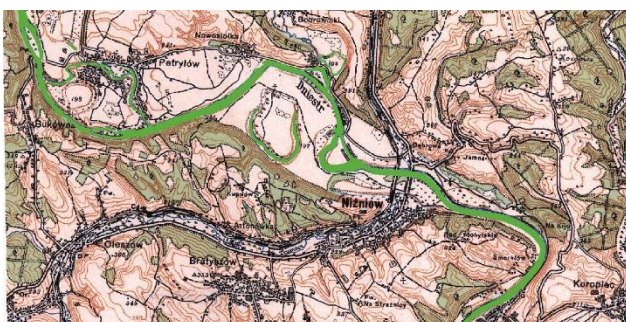
На рисунку 3.8 подано фрагменти топографічних карт: *a* – австрійського (1910 р.), *b* – польського (1923 р.) та *c* – радянського (1976 р.) періодів та супутникових знімків: *d* – Landsat 5 (1986 р.), *e* – Landsat 7 (2000 р.), *f* –

Sentinel 2 (207 p.) з векторизованим руслом в межах досліджуваної ділянки [11].

Link								Total RMS Error:	Forward: 4,17366
	Link	X Source	Y Source	X Map	Y Map	Residual_x	Residual_y	R	
<input checked="" type="checkbox"/>	1	157,966670	-203,938461	528000,000000	5396000,000000	-2,12182	1,03543	2	
<input checked="" type="checkbox"/>	2	2178,994202	-246,996630	5314000,000000	5394000,000000	-1,53374	-3,04998	2	
<input checked="" type="checkbox"/>	3	120,974073	-2334,998854	5278000,000000	5360000,000000	1,4336	2,33918	2	
<input checked="" type="checkbox"/>	4	1120,507619	-522,535047	5296000,000000	5390000,000000	5,26747	2,28394	5	
<input checked="" type="checkbox"/>	5	435,953672	-1255,963688	5284000,000000	5378000,000000	0,715921	-5,04308	5	
<input checked="" type="checkbox"/>	6	2132,488727	-2141,359123	5312000,000000	5362000,000000	2,47848	-1,61846	2	
<input checked="" type="checkbox"/>	7	1175,529357	-1939,844616	5296000,000000	5366000,000000	-5,41646	-1,58732	5	
<input checked="" type="checkbox"/>	8	1977,911415	-1199,502585	5310000,000000	5378000,000000	-0,823456	5,64031		
<input checked="" type="checkbox"/>	9	550,515222	-1133,497292	5286000,000000	5380000,000000	0	0		

Auto Adjust Transformation: 2nd Order Polynomial
 Degrees Minutes Seconds Forward Residual Unit : Unknown

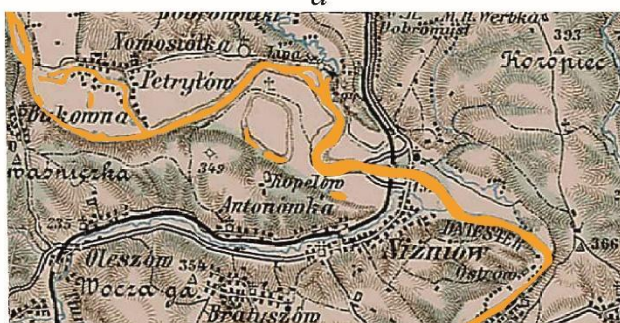
Рисунок 3.7 - Результат перетворення проєкції Австрійської карти з використанням полінома 2-го степеню



а



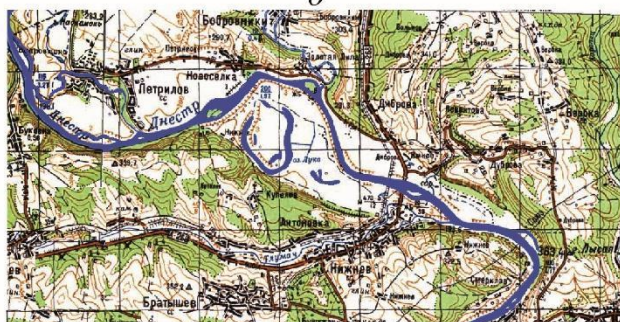
з



б



д



в



е

Рисунок 3.8 - Фрагменти топографічних карт *а* - 1910, *б* - 1923, *в* - 1976 рр та космічних зображень та супутникових знімків *г* - 1986, *д* - 2000, *е* – 2017 рр.

Векторизовані русла на основі топографічних карт та космічних знімків в межах м. Галич та с. Діброва подано на рисунку 3.9 [106]. На рисунку 3.9 виділено: фрагмент 1 – ділянка для гідрологічного моделювання, фрагмент 2 - ділянка із значним меандруванням та зміщеннями русла.

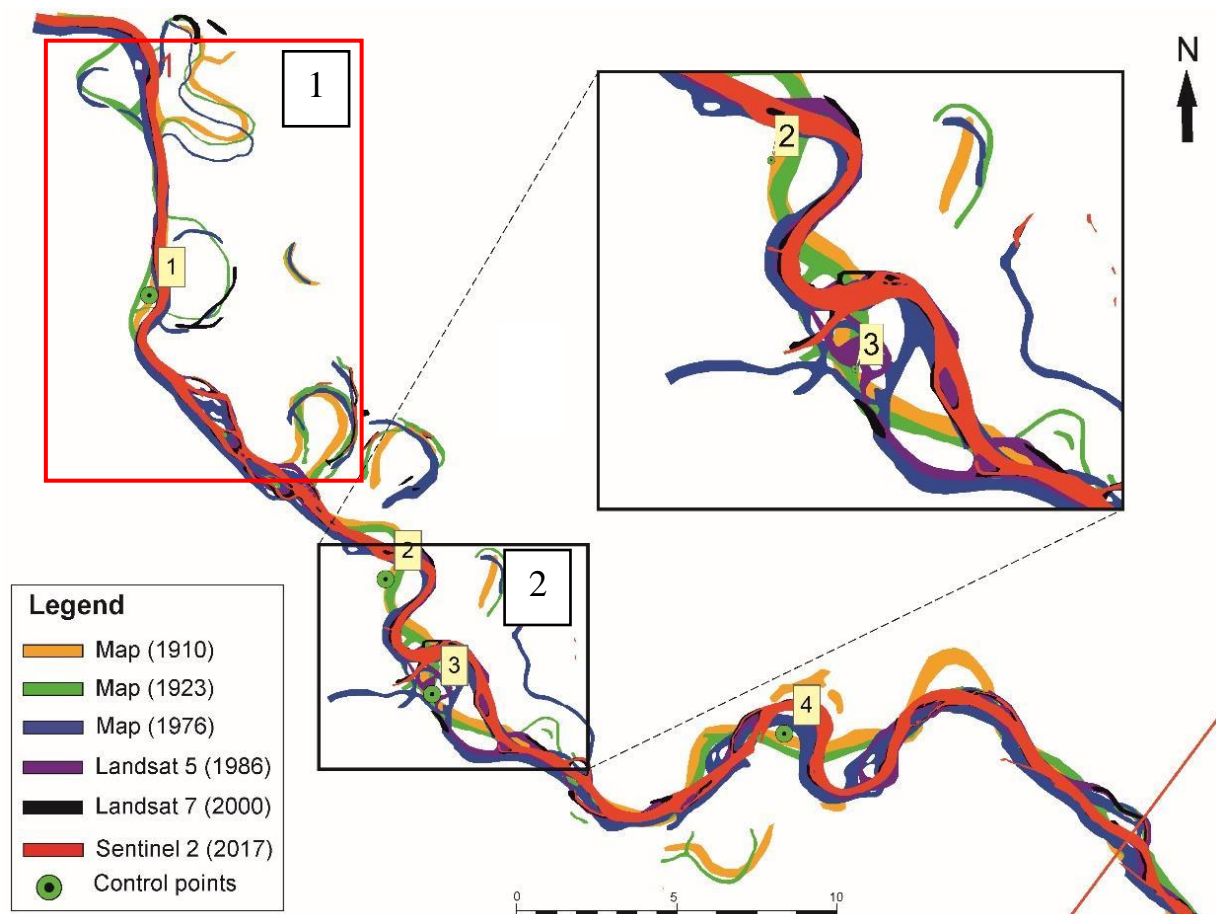


Рисунок 3.9 - Загальний вигляд векторизованих русел ріки Дністер за топографічними картами та космічними знімками

Методику визначення горизонтальних зміщень русла р. Дністер від м. Галич до с. Діброва подано в [105]. Середньорічні зміщення, визначені в точках фрагменту 1, становлять близько 14 м, а на ділянках із значним меандруванням (фрагмент 2) - близько 27 м.

Виходячи із технологічної схеми гідрологічного моделювання (рис.3.3), необхідно забезпечити достовірне визначення коефіцієнтів Маннінга,

враховуючи тип підстильної поверхні для кожної профільної лінії. Зміщення русла значно змінюють прируслову територію і тим самим впливають на здатність змінювати коефіцієнти Маннінга.

Збільшений фрагмент русла в межах ділянки дослідження з точками, на яких здійснено виміри горизонтальних зміщень подано на рисунку 3.10.

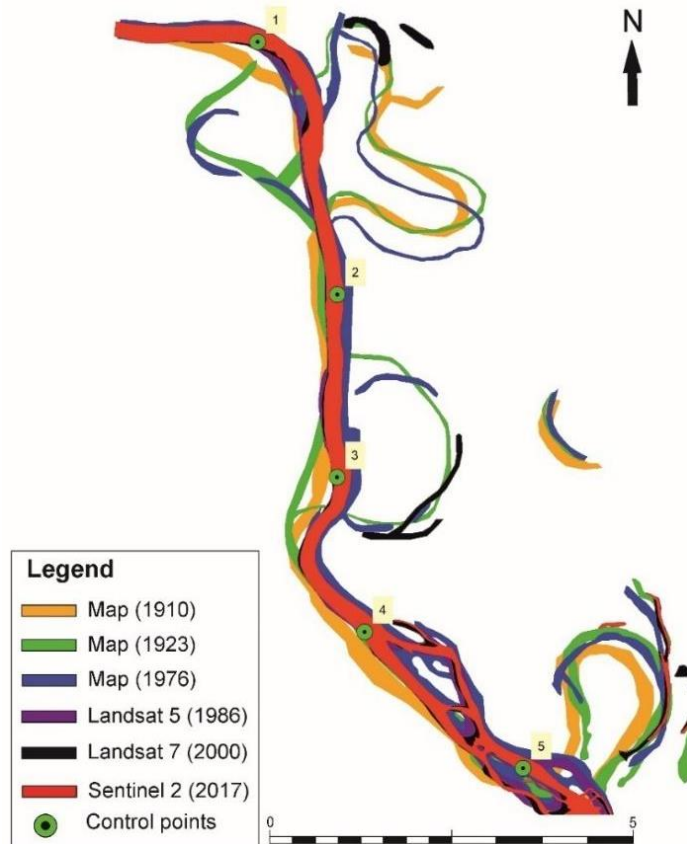


Рисунок 3.10 - Фрагмент досліджуваної частини русла

Виконано виміри максимальних зміщень річки в її виділеному фрагменті 1. Виміри здійснено в вибраних характерних точках. Результат подано в таблиці 3.2.

Таблиця 3.2

Максимальні зміщення русла (м) на ділянках досліджень

№ точки	1910-1923	1923-1976	1976-1986	1986-2000	2000-2017
1	329	65	93	36	48
2	55	289	136	15	34
3	208	622	160	23	14
4	180	195	71	18	26
5	67	367	120	20	17

Середньорічні зміщення русла становлять: з 1910-1923 рр (13 років) в 1-ій точці - 25 м, з 1923-1976 рр (53 роки) – 1,2 м, з 1976-1986 (10 років) – 9,3 м, з 1986-2000 (14 років) – 2,6 м, з 2000-2017 (17 років) – 3 м.

Зміщення русла мають принципове значення для задання типу підстильної поверхні і рельєфу берегів, але найбільше вони впливають на рельєф русла. Суттєво змінюються рельєф дна русла за наявності островів.

В руслі, зображеному на фрагменті карти 1910 р., помітно систему обвалувань берега, що свідчить про проведення гідромеліоративних робіт, які було зроблено для запобігання змінам русла через повеневі явища.

Щоб детальніше дослідити причини зміщень русла річки, використано карту ґрунтів (рис. 3.11).

Біля русла річки основними відкладами є алювіальні та делювіальні відклади I, III надзаплавних терас та сучасних водотоків. Літологічний склад характерний наявністю суглинків, у деяких ділянках торф'янисто-мулистих відкладень та галечників.



Рисунок 3.11 - ЦМР фрагменту русла з накладеною ґрунтовою картою

Із аналізу ґрунтової карти в місцях максимального меандрування та звивистості встановлено, що основними типами ґрунтів є опідзолені та болотні ґрунти на алювіальних породах, що і призводить до суттєвих змін напрямку русла.

3.1.5. Визначення коефіцієнтів Маннінга та визначення рівня підйому води

Коефіцієнти шорсткості визначають опір підстильної поверхні паводковим потокам у руслах і заплавах. Результати формули Маннінга, непрямого обчислення течії, знаходять застосування в управлінні заплавами, дослідженнях страхування від повеней, а також у проектуванні мостів і автомагістралей через заплави чи виборі водоохоронних земель[120].

Визначені значення коефіцієнтів для кожного типу підстильної поверхні подано в таблиці коефіцієнтів Маннінга (додаток А), вони можуть бути використані як еталонний рівень для різних типів русел. Таблиця містить мінімальні, середні та максимальні значення коефіцієнтів Маннінга для різних типів підстильної поверхні. Для моделювання затоплень, пов'язаних з конкретною річкою, при моделюванні визначають тип підстильної поверхні для кожної вибраної профільної лінії на лівому та правому березі. Окремо вводять дані для самого русла.

Для врахування типу підстильної поверхні і тестування точності визначення площ затоплених земель використано знімок PlanetScore станом на 25 червня 2020 р. Лінійний розмір пікселя на місцевості становить 3 м [258].

На основі супутникового зображення векторизовано ділянки затоплень станом на 25 червня 2020 р. та виділено секції з однаковим типом підстильної поверхні, які зображено на рисунку 3.12.

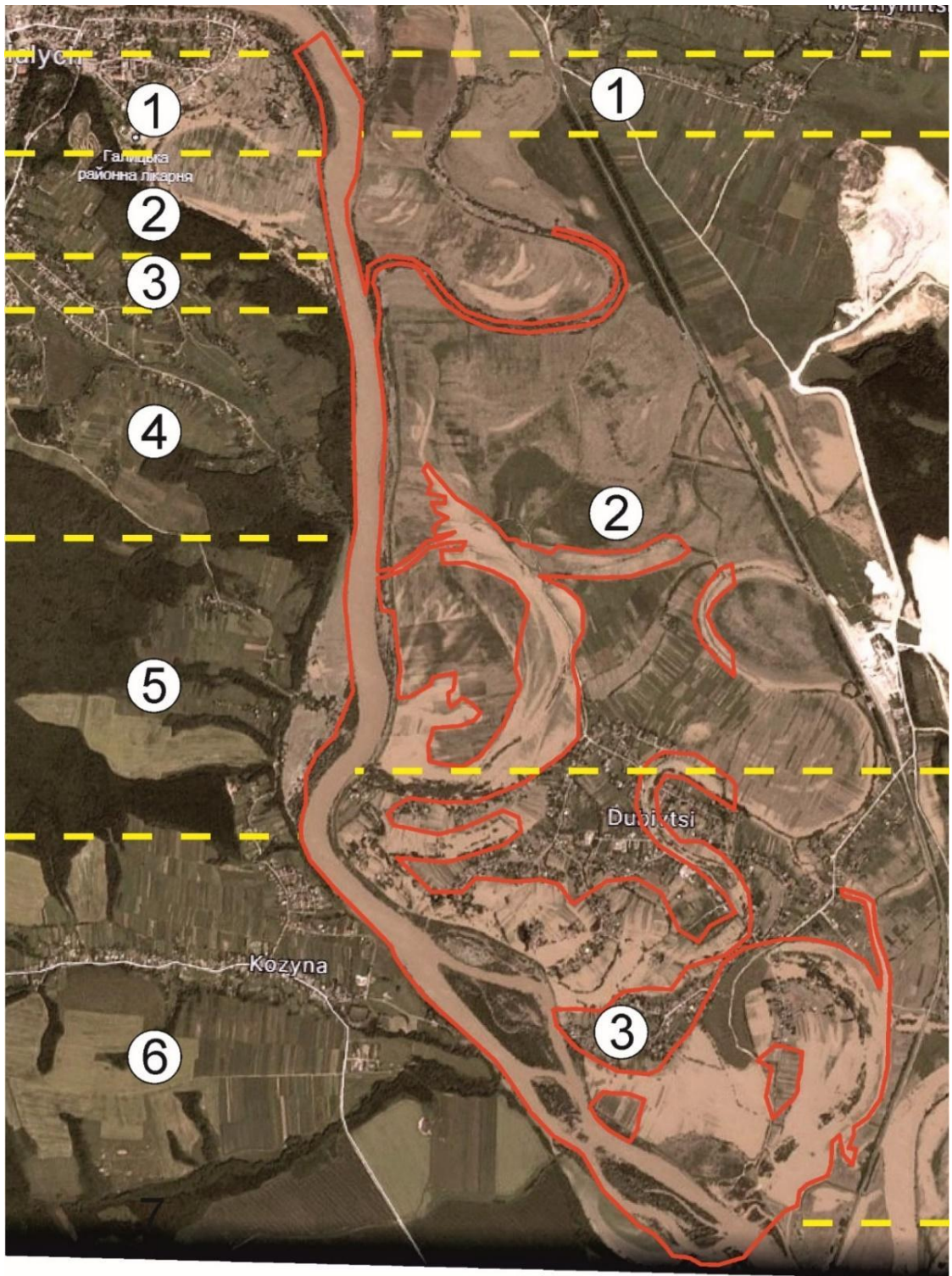


Рисунок 3.12 - Векторизовані зони затоплень та секції з однаковим типом підстильної поверхні.

Для оцінки точності визначеної площі затоплення використано формулу, подану в [25] :

$$m_s = m_t \sqrt{S} \sqrt{\frac{1+k^2}{2k}}, \quad (3.1)$$

$$m_t = m_x \sqrt{2} \quad (3.2)$$

де m_t – СКП визначення відстаней; k – кількість поворотних точок; m_x – лінійний розмір піксела.

Площа затоплень становить 600.6 га; кількість поворотних точок – 49; лінійний розмір піксела – 3 м.

Точність визначення площі затоплення становить 4.94 га (0.82%).

Відповідно до таблиці коефіцієнтів Маннінга визначено мінімальні, середні та максимальні значення коефіцієнтів Маннінга для кожної секції підстильної поверхні, які подано в таблиці 3.3.

Таблиця 3.3

Мінімальні, середні та максимальні значення коефіцієнтів Маннінга для досліджуваної ділянки русла [120]

Номер секції	Характеристика території	Мінімальне	Середнє	Максимальне
Правий берег				
1	Густі верби влітку	0.110	0.150	0.200
2	Висока трава	0.030	0.035	0.050
3	Густі верби влітку	0.110	0.150	0.200
4	Щільний лісовий масив, кілька повалених дерев, невеликий підлісок, рівень паводку нижче гілок	0.080	0.100	0.120
5	Низька трава	0.025	0.030	0.035
6	Дозрілі просапні культури	0.025	0.035	0.045
Лівий берег				
1	Густі верби влітку	0.110	0.150	0.200
2	Низька трава	0.025	0.030	0.035
3	Дозрілі просапні культури	0.025	0.035	0.045

Дані визначення позначок підйому води отримують з гідрометеопостів. Такий пост знаходиться поблизу ділянки дослідження в м. Галич (рис. 3.13). В сучасних технологіях для точнішого врахування підйому води в руслі використовують автоматизовані системи гідрометеопостів, що дає змогу

враховувати не тільки кількість опадів, але і морфометричні характеристики місцевості.



Рисунок 3.13 - Гідропост в м. Галич Івано-Франківської області

Чисельні значення рівня води в руслі отримано з гідрологічного графа, на дату 25.06.2020 (рис. 3.14), максимальне значення становить близько 720 см.

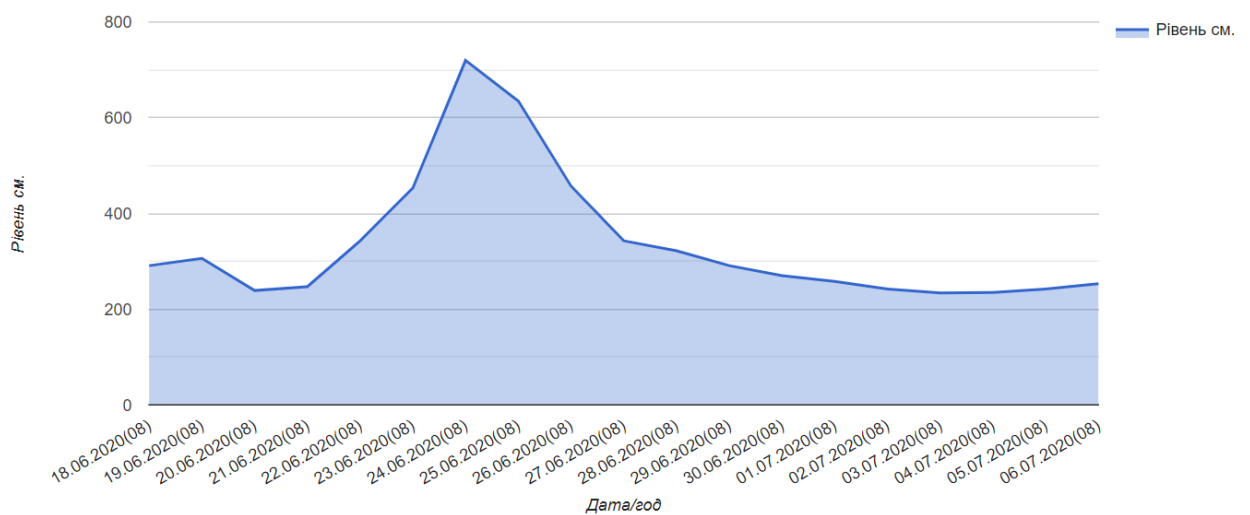


Рисунок 3.14 - Гідрологічні дані станом на 18.06 - 06.07 2020 року поблизу м. Галич

3.1.6. Гідрологічне моделювання з використанням модуля HEC-RAS

Модуль HEC-RAS заснований на принципах одновимірної фізичної гідрологічної моделі [168, 173, 262].

В одновимірній моделі морфометричні характеристики потоку усереднюються по ширині і глибині і розглядаються по осі x. Враховуючи прямолінійний малозвивистий характер русла, що не призводить до значних змін рельєфу дна русла, застосовано одновимірну модель сталого руху потоку водиза рівняннями Сан-Венана, які у модулі HEC-RAS розв'язують чисельним методом .

Структурну схему гідрологічного моделювання з використанням модуля HEC-RAS опрацьовано автором та подано на рисунку 3.15.



Рисунок 3.15 - Структурна схема гідрологічного моделювання з використанням модуля HEC-RAS

Основним калібрувальним параметром моделі виступає коефіцієнт шорсткості русла та прируслової території. Рівняння Маннінга вказують на залежність швидкості потоку залежно від форми і розмірів поперечного профілю і шорсткості стінок русла.

Перед проведенням гідрологічного моделювання з використанням програми HEC-RAS потрібно отримати всі вихідні дані, які будуть вноситись безпосередньо в програму.

За своєю структурою і значенням вихідні дані можна розділити на два види: базова інформація і гідрологічна інформація для оперативних розрахунків [157].

Базова інформація складається з різних типів даних. Підготовка базової інформації цифрової гідрологічної моделі річки для оперативних гідрологічних розрахунків проводиться в декілька етапів:

- збір інформації і даних, знаходження і аналіз картографічної інформації;
- виділення розрахункових ділянок, виділення тестової ділянки;
- вибір ліній поперечних профілів;
- визначення морфометричних характеристик поперечних профілів;
- введення коефіцієнтів Маннінга в програмний комплекс;
- розрахунок та перевірка коректності роботи моделі.

Для створення набору базових геометричних елементів, необхідних для гідрологічного моделювання, використовують модуль HEC-GeoRAS.

HEC-GeoRAS - це набір інструментів і застосувань, призначених для обробки даних із географічними прив'язками, які дозволяють підготувати геометричні дані для імпорту до HEC-RAS за допомогою програмного пакету ArcGIS [140].

Файл експорту HEC-GeoRAS містить геометричні дані досліджуваної ділянки, включаючи русло річки, поперечні профілі, лінії водного потоку HEC-RAS та дозволяє отримати результати швидкості та глибини за допомогою гідравлічних розрахунків.

Гідрологічна інформація для оперативних розрахунків усталеного руху води включає графіки або таблиці з даними залежностей витрати води або обсягу води у водному об'єкті від абсолютних висотних позначок, коефіцієнти шорсткості та коефіцієнт рівня ухилу русла [1, 207].

Підготовка даних для гідрологічного моделювання в середовищі HEC-RAS. Перед початком моделювання за допомогою програмного пакету ArcGIS та модуля HEC-GeoRAS необхідно створити файл імпорту, який включає такі шари:

- центральну лінію русла;
- берегові лінії;
- лінії напрямку течії;
- лінії поперечного профілю.

Шар *центральної лінії русла* - це сукупність ліній, що йдуть за центром маси води, що протікає по річці.

Створення *берегової лінії* потрібне для того, щоб відділити береговий рівень води від прибережних зон.

Щоб задати напрямок течії русла, необхідно побудувати дві паралельні лінії напрямку течії вздовж берегових ліній та лінію русла. При активації інструменту автоматично створюється копія центральної лінії русла та додається до набору.

Лінії поперечного профілю є ключовими вхідними даними для гідрологічного моделювання за допомогою програмного комплексу HEC-RAS. Створювані поперечні профілі повним чином відображають плановий обрис русла, а також всі особливості рельєфу заплави [9].

Композит всіх шарів подано на рисунку 3.16.



Рисунок 3.16 - Композит шарів

Робота з HEC-RAS. Робота з програмою HEC-RAS починається з побудови геометричної моделі ділянки річки. Після цього виконується введення гідрологічної інформації, і безпосередні розрахунки.

Підготовка моделі річки або її ділянки в HEC-RAS починається з побудови плану водного об'єкта. На (рис. 3.17) подано створений схематичний рисунок за даними, отриманими з моделювання затоплень горбисто-рівнинної ділянки русла (див. розділ 3.2).

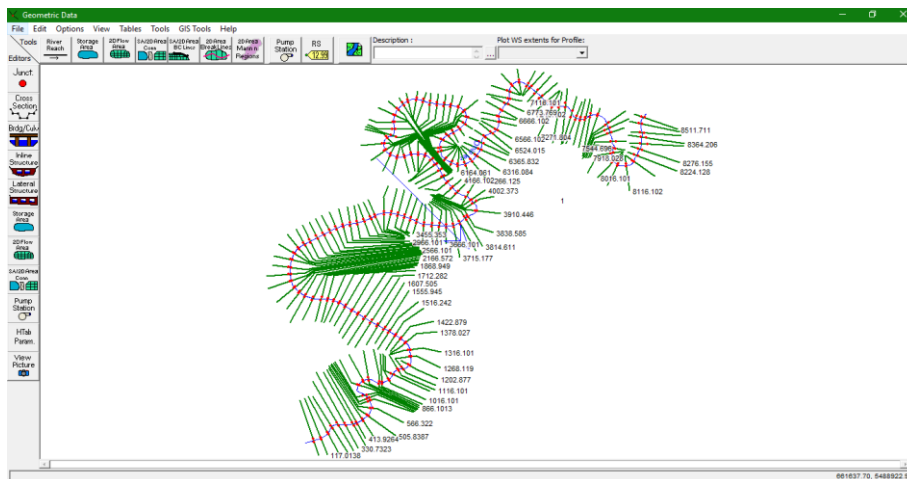


Рисунок 3.17 - Імпортовані геометричні дані у вигляді схематичного рисунка

Модуль надає можливість переглянути поперечні профілі (рис. 3.18), де червоними крапками виділено бровки русла. За необхідності профіль можна редагувати.

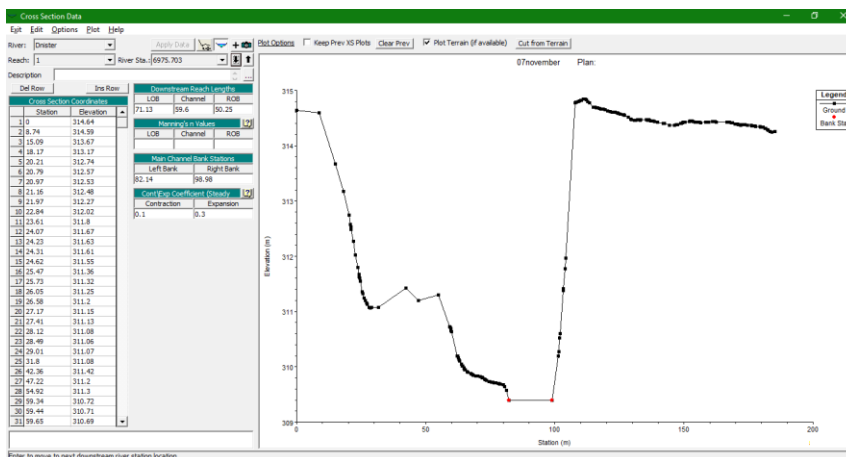


Рисунок 3.18 - Вікно перегляду поперечних профілів

Інструмент редагування профільних ліній дозволяє змінювати, як ручним способом, так і автоматично різні частини поперечного профілю, починаючи від позначок бровок русла до максимальних глибин. Кожна точка

профілю може бути переміщена на бажану відстань від свого початкового місця розташування, при цьому дані позначок точок профілю будуть автоматично змінюватися в атрибутивній таблиці та будуть враховані при моделюванні.

Для кожного профілю вказують значення коефіцієнтів шорсткості [267], яке отримують з таблиці Маннінга (Додаток А).

Потік в основному руслі не поділяється на зони розрахунку, крім випадків, якщо шорсткість змінюється в межах русла, такі зміни зобов'язують створення поперечних створів. В HEC-RAS окремо перевіряються зміни шорсткості в межах основного русла водотоку і заплави. Коефіцієнт шорсткості характеризує гідравлічний опір поверхні русла. Як правило, на кожному профілі необхідно записати три значення шорсткості: лівої заплави, русла і правої заплави.

Приклад введених в таблицю коефіцієнтів шорсткості подано на рисунку 3.19.

River Station	Frctn (n/K)	n #1	n #2	n #3
1 8511.711	n	0.03	0.035	0.03
2 8461.041	n	0.03	0.035	0.03
3 8394.975	n	0.01	0.035	0.03
4 8364.206	n	0.01	0.035	0.03
5 8317.891	n	0.01	0.035	0.03
6 8276.155	n	0.01	0.035	0.03

Рисунок 3.19 - Таблиця введення коефіцієнтів шорсткості

Після введення морфометричної інформації вводяться необхідні для розрахунку параметри у вигляді граничних умов на верхній і нижній межах досліджуваної ділянки, для розрахунку за моделлю усталеного руху потрібні витрати води та рівні для опису верхніх граничних умов на верхньому пості та витрати води і рівні на нижньому пості для призначення нижніх граничних умов. Можливе застосування декількох граничних умов з наявними даними:

- Відомі рівні води (Known W.S) – вводяться наявні дані за рівнями води для кожного розрахункового профілю.

- Критична глибина потоку (Critical Depth) – за вибору цього типу граничної умови. Модель в ході розрахунку визначає критичну глибину потоку і виставляє її як граничну умову [173, 277].

- Нормальна глибина (Normal Depth) – для введення цієї граничної умови вводиться значення енергетичного нахилу [207], який використовують для розрахунку нормальної глибини з допомогою рівняння Маннінга (див. форм. 2.7) на кожному профілі.

- Енергетичний нахил може бути порахований для всієї ділянки русла, або заокруглений до значень середнього ухилу водотоку або середнього ухилу водної поверхні.

Існує можливість попередньо переглянути вихідні чисельні дані розрахунків, використовуючи таблиці, автоматично сформовані програмою.

3.1.7. Визначення параметрів гідрологічної моделі

Для точного моделювання важливим елементом є:

- вибір відстані між поперечними профілями ЦМР;
- визначення коефіцієнтів Маннінга для різних типів підстильної поверхні із врахуванням їхніх змін.

Визначення відстані між поперечними профілями ЦМР. Поперечні профілі необхідно задавати на тих ділянках потоку, де зустрічаються зміни витрат води, ухилів, форми поперечного профілю русла або шорсткості, в місцях початку або кінця дамб, мостів, гребель тощо.

Поперечні профілі повинні покривати всю заплаву і бути побудованими від лівого берега до правого і перпендикулярно напрямку течії. Крім того, вони не повинні виходити за межі ЦМР [207].

Відстань між поперечними профілями також залежить від довжини потоку, нахилу та однорідності форми поперечного профілю. Секції повинні

розташовуватися досить близько, щоб врахувати значні зміни в гідравліці або геометрії потоку, такі як зміни ухилу, форми поперечного профілю, шорсткості або гідравлічної структури. Великі однорідні річки з невеликими схилами зазвичай вимагають меншої кількості поперечних профілів на кілометр.

Кожному профілю присвоюється порядковий номер, що відповідає відстані від нижньої (відносно течії) межі ділянки русла, а також інформації про берегову лінію. Основним етапом підготовки поперечних профілів є заповнення їх атрибутивних таблиць значеннями абсолютних висот та присвоєння значення шорсткості для русла та берегів (коефіцієнти Маннінга) [122].

Розміри профілів формують межі зони, на території якої буде проводитись моделювання, тому вони повинні поширюватися достатньо далеко по обидва боки русла, щоб охопити всю частину потенційно небезпечних територій. Оскільки зони затоплення відомі, профілі повністю покривають їх території, щоб при подальшому моделюванні повністю покрити всі ділянки затоплень [256].

Побудова профілів відбувається за допомогою ArcMap та згодом експортується в середовище HEC-RAS [276].

Дослідження вибору відстаней між поперечними профільними перерізами. Подамо дослідження впливу відстані між профілями для моделювання берегових ліній русла для 4-ох значень інтервалів між профільними лініями для рівнинної частини русла р. Дністер. В спеціальній літературі часто вживають вираз “розрізнявальна здатність профільних ліній” [174].

На основі множини таких профілів, у середовищі HEC-RAS 5.0 створюється нова ЦМР. Створена ЦМР має дещо нижчу точність за вихідну модель, оскільки побудована за допомогою виключно профілів. Тому створення достатньої кількості поперечних профілів для отримання детального зображення русла і заплави суттєво впливає на точність

модельовання. Покажемо наочний вплив значень інтервалів між профілями. На рисунку 3.20 подано ЦМР, створену на основі профілів, інтервал між якими становить а – 50 м, б – 5 м. Модель створена без врахування рельєфу дна русла[0].

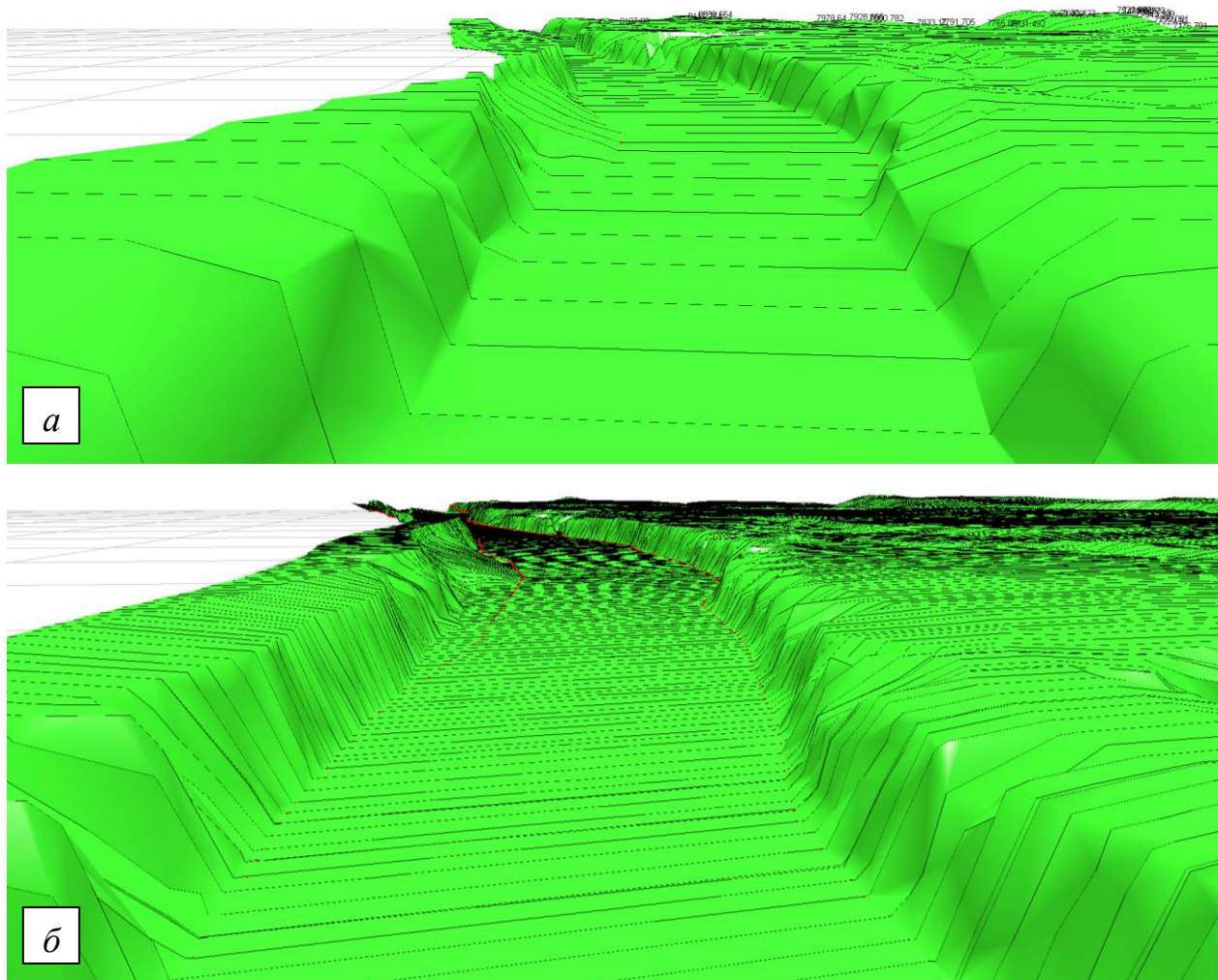
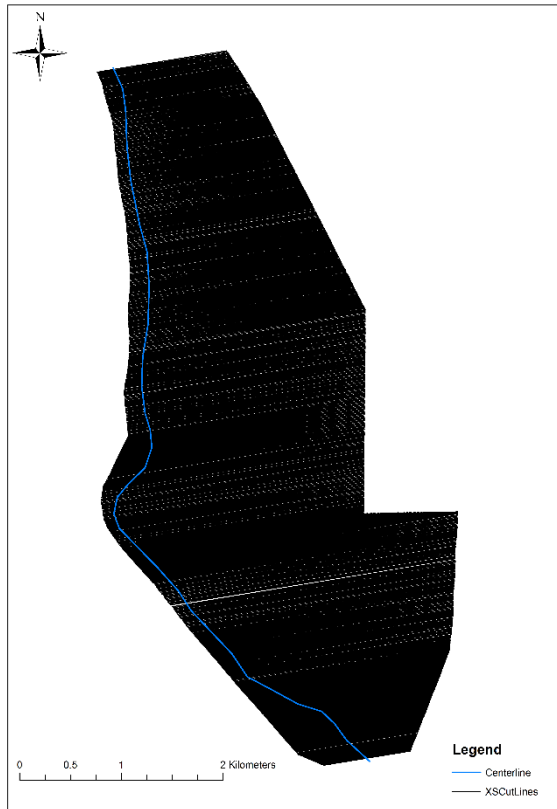


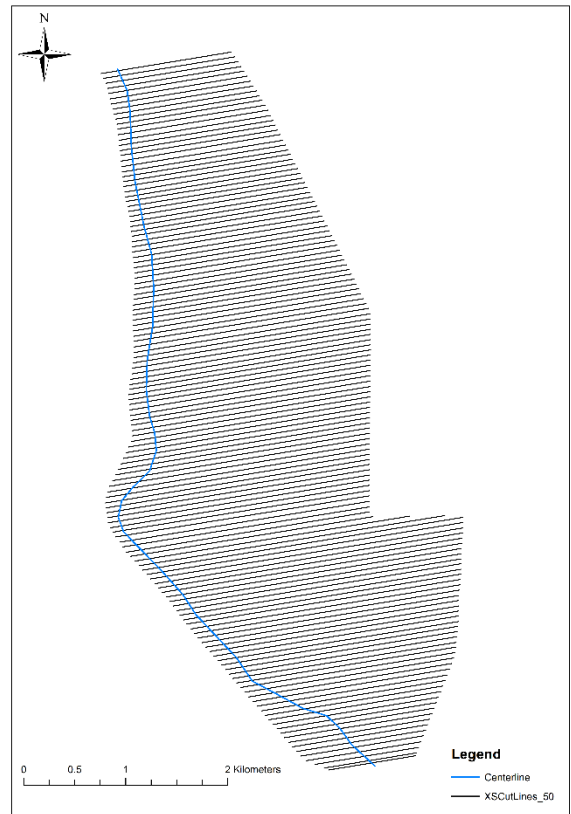
Рисунок 3.20 - Відображення ЦМР русла р. Дністер в середовищі програмного комплексу HEC- RAS, відстань між профілями становить: а) – 50 м; б) – 5 м

Як видно із рисунка 3.20 рельєф берегової лінії значно згладжений за використання для моделювання профілів, проведених з інтервалом 5м.

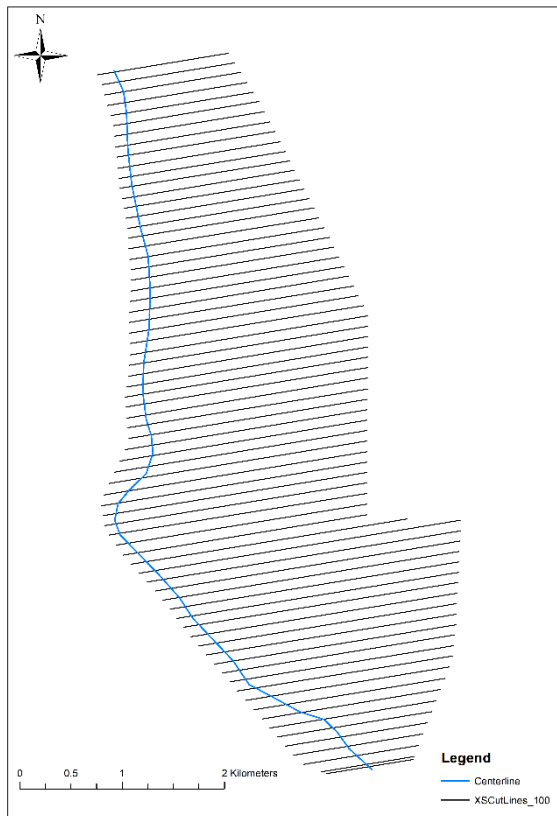
Для дослідження впливу відстані між поперечними профілями для вибраної ділянки рівнинної частини русла на точність моделювання використано 4 значення інтервалів між поперечними профілями: 5, 50, 100 і 200 м. На рисунку 3.21 подано побудовані поперечні профілі з різними інтервалами на ділянці дослідження.



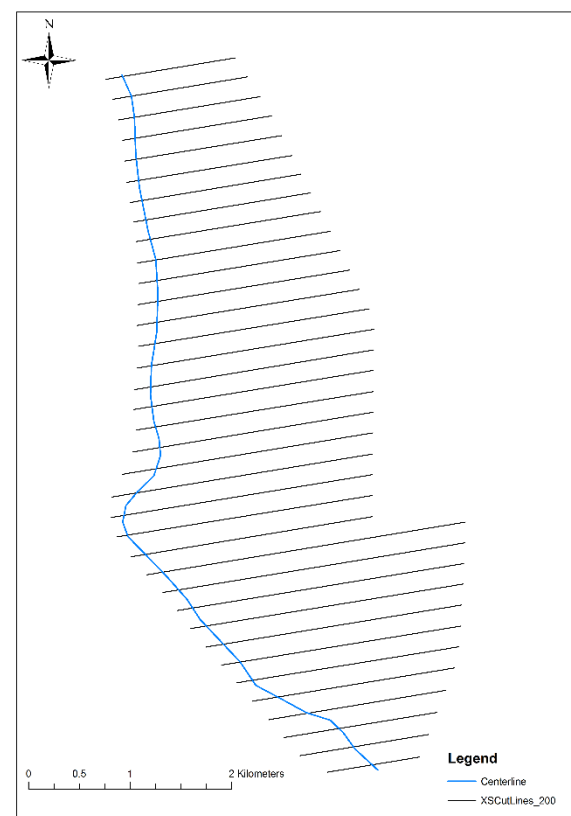
a



б



в



г

Рисунок 3.21 - Поперечні профілі побудовані з різними інтервалами: *a* – 5м, *б* – 50м, *в* – 100м, *г* – 200 метрів

Результат моделювання ділянок затоплення в середовищі ArcMap з використанням різних інтервалів між поперечними профілями подано на рисунку 3.22. Червоним кольором обведено тестову ділянку затоплень.

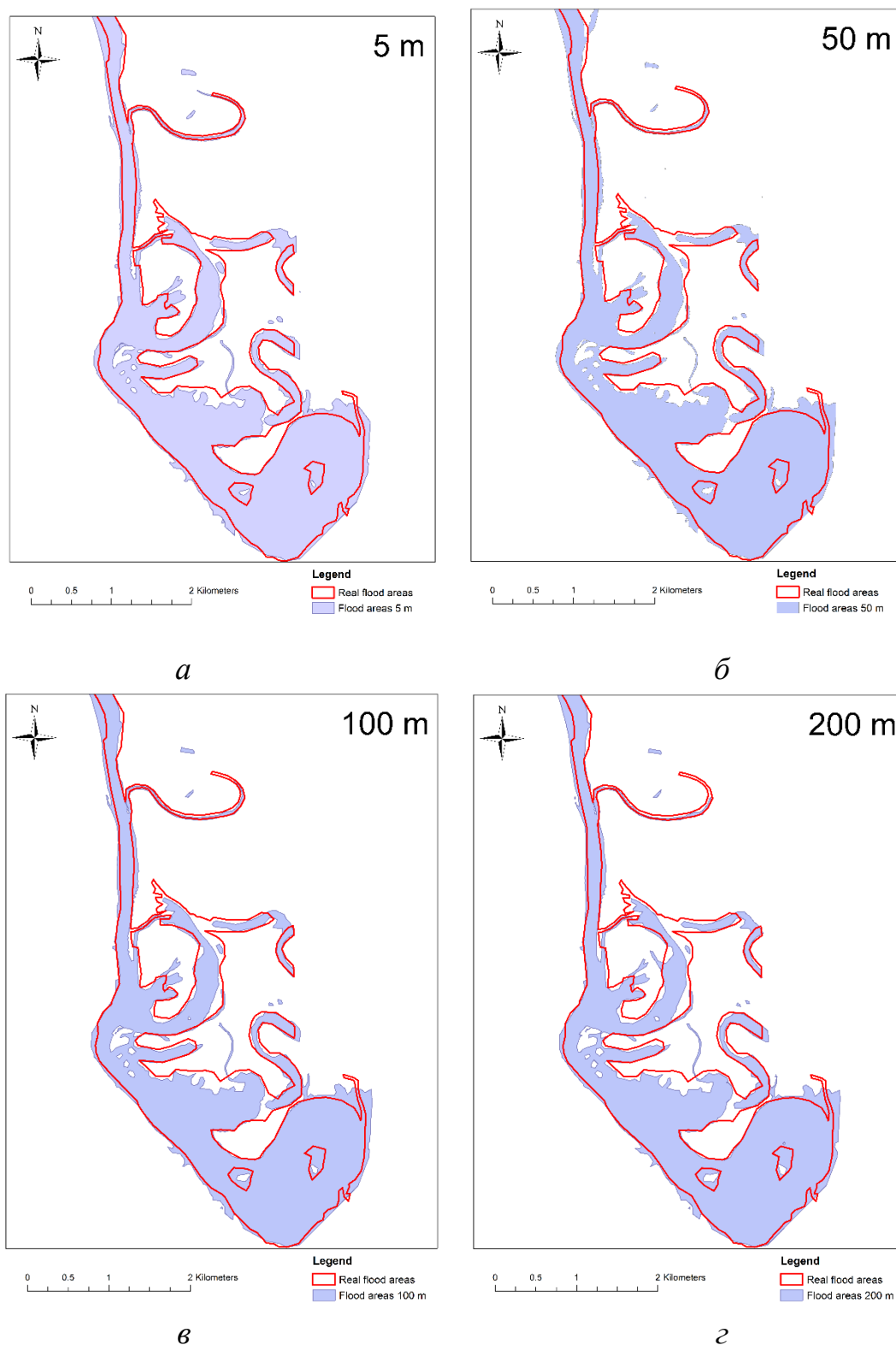


Рисунок 3.22 - Результат моделювання затоплень з використанням різних інтервалів поперечних профілів рельєфу: *а* – 5, *б* – 50, *в* – 100, *г* – 200 метрів

Обчислена векторизована тестова площа становить 600.6 га. Площі, реальних та змодельованих ділянок затоплення з використанням різних значень інтервалів між поперечними профілями подано в таблиці 3.4.

Таблиця 3.4

Площі гідрологічного моделювання за використанням різних інтервалів між поперечними профілями

	Тестова площа	Інтервал між поперечними профілями (м)			
		5	50	100	200
Площа (га)	600.6	570.2	558.9	551.4	536,1
Різниця, (га)		30.4	41.7	49.2	64.5
Різниця, (%)		5.1	6.9	8.2	10.8

На основі таблиці 3.4 побудовано діаграму, яка дозволяє порівняти площі затоплення залежно від відстані між профілями. Діаграму подано на рисунку 3.23.

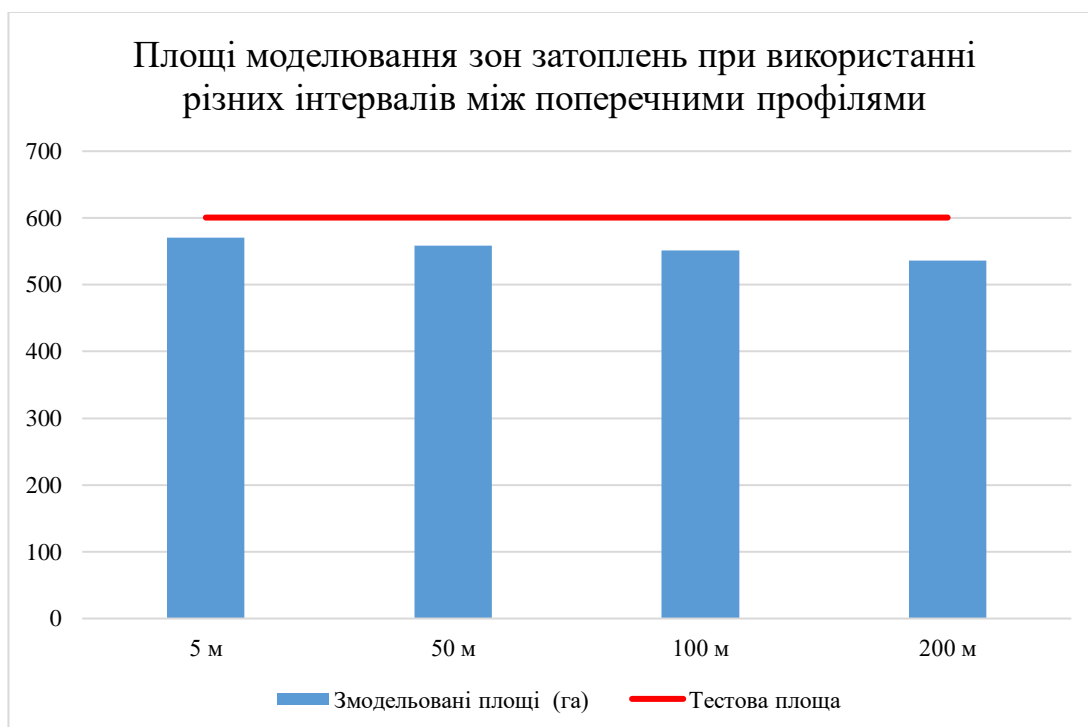


Рисунок 3.23 - Діаграма впливу значень інтервалів між поперечними профілями на результат гідрологічного моделювання

З аналізу діаграми можна зробити висновок, що за використання значення інтервалу між профільними лініями в 5м змодельована площа визначається з точністю 5 відсотків від вимірної площі і суттєво залежить від типу місцевості та конфігурації об'єктів. Відстань між профілями впливає не лише на значення площ моделювання, але й на їх деталізацію. За використання великих інтервалів ділянки змодельованих площ затоплення мають узагальненіші форми, які в свою чергу зменшують значення площ. На рисунку 3.24 подано приклад деталізації результатів моделювання за різних інтервалів поперечних профілів.

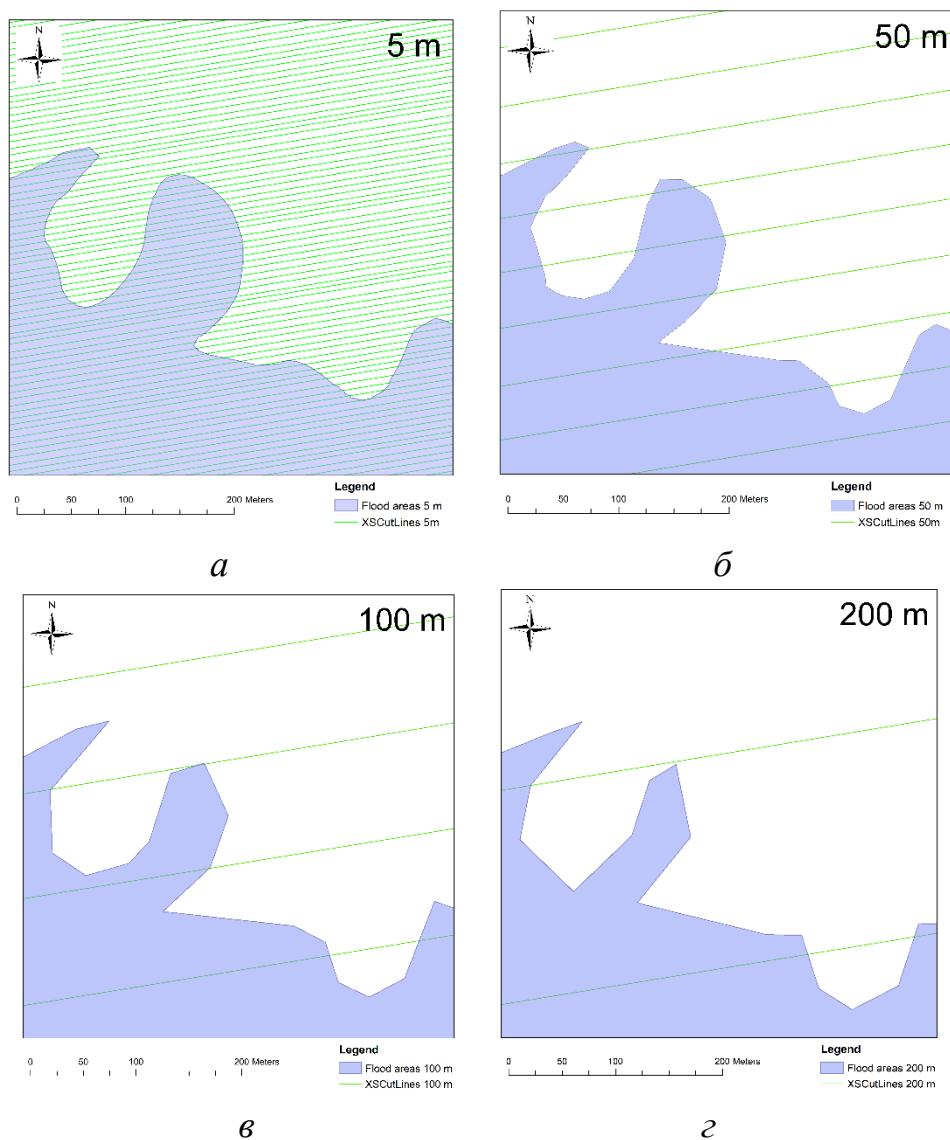


Рисунок 3.24 - Деталізація результату моделювання за різних інтервалів між поперечними профілями: *a* – 5 м, *б* – 50 м, *в* – 100 м, *г* – 200 м.

Із таблиці 3.4 встановлено, що точність затоплення становить близько 5.1% за значення інтервалу 5 м, близько 6.9% за 50 м, 8.2% за 100 м. та 10.8% за 200 м. Отримані результати дозволяють визначити ступінь впливу відстані між інтервалами на точність моделювання. Однак варто відзначити, що за використання інтервалів в 5 метрів площа змодельованої ділянки найменше відрізняється від тестової, саме цей розмір інтервалів дозволив отримати найточніші результати, однак моделювання для даної ділянки вимагає значно більшої кількості вхідної інформації.

Визначення коефіцієнтів Маннінга для різних типів підстильної поверхні з врахуванням їхніх змін. На підставі таблиці 3.3, в якій подані значення коефіцієнтів Маннінга для окремих секцій з різними підстильними поверхнями (граничні та середні) та вибраного значення інтервалу між профілями, який становив 50 м, проведено дослідження точності моделювання. Після проведення моделювання отримано змодельовані ділянки затоплень у векторному вигляді, що дозволяє визначити їхні площі, та порівняти з тестовою площею затоплень. Результати впливу коефіцієнтів Маннінга на результат моделювання подано на рисунку 3.25.

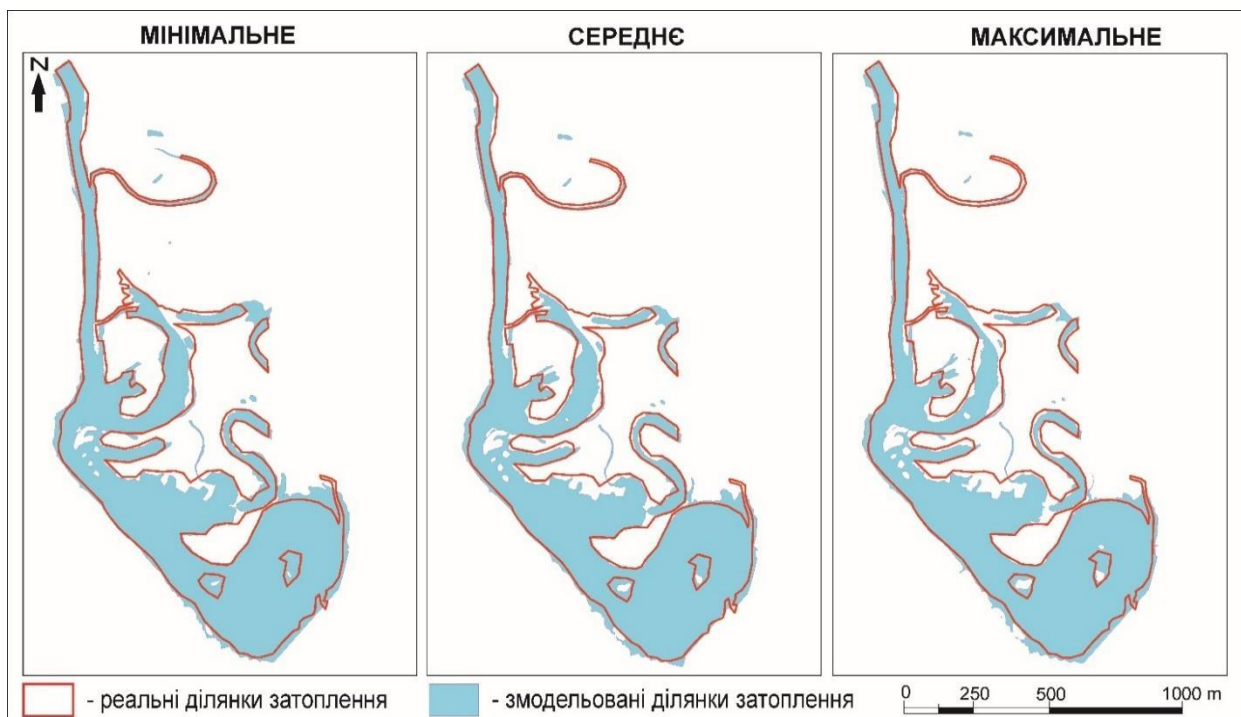


Рисунок 3.25 - Результат моделювання зон затоплення за використання мінімальних, середніх та максимальних значень коефіцієнтів Маннінга

Лінією червоного кольору обведено тестову ділянку. Площі, тестової та змодельованих ділянок затоплення з використанням мінімальних, середніх та максимальних значень коефіцієнтів Маннінга та обчислені різниці площ між реальними та змодельованими даними подано в таблиці 3.5.

Таблиця 3.5

**Площі реальних та змодельованих ділянок затоплення залежно від
вибраних коефіцієнтів Маннінга (M)**

	Тестова площа	M мінімальне	M середнє	M максимальне
Площа (га)	600.6	569.2	558.9	541.8
Різниця, (га)		31.4	41.7	58.8
Різниця, (%)		5.2	6.9	9.8

На основі таблиці 3 побудовано діаграму, яка дозволяє порівняти площі затоплення, залежно від коефіцієнта Маннінга, яку подано на рисунку 3.26.

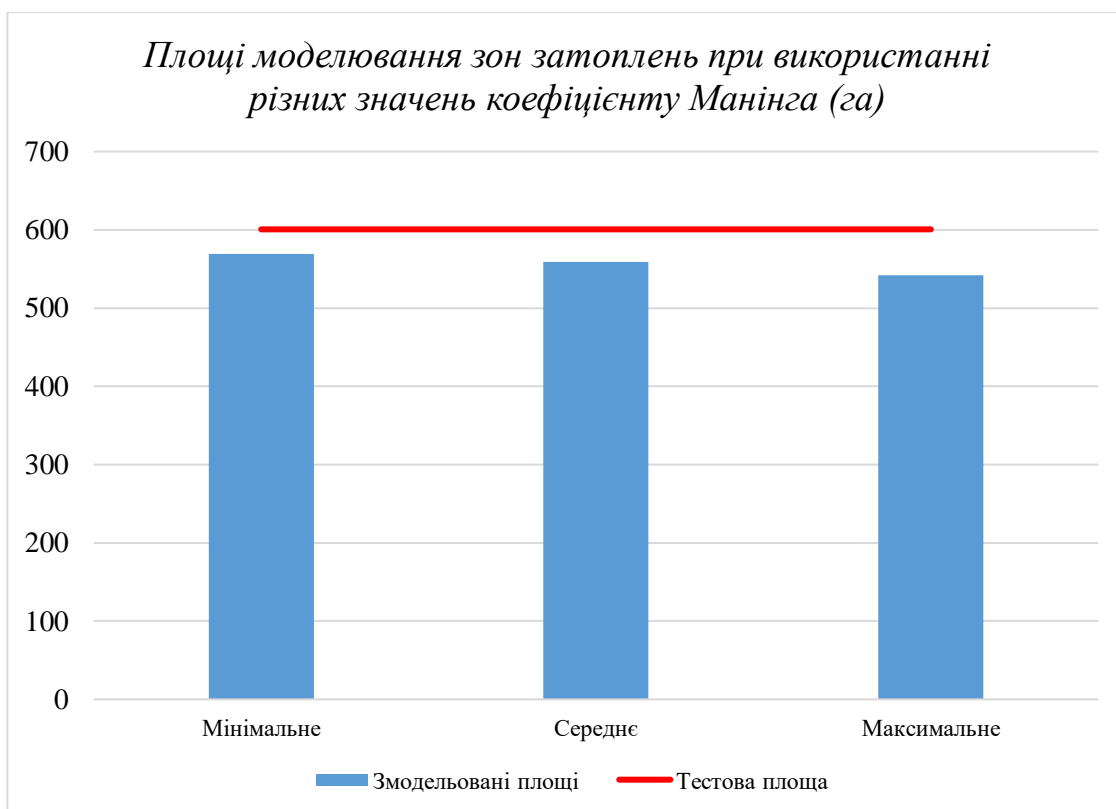


Рисунок 3.26 - Діаграма впливу значень коефіцієнтів Маннінга на результат гідрологічного моделювання

Із таблиці 3.5 встановлено, що різниця в площах затоплення з використанням граничних значень коефіцієнта Маннінга може варіювати в межах 5%. Площі затоплення, отримані з використанням мінімального значення коефіцієнта Маннінга більші за значення, отримані з використанням максимального значення коефіцієнта. Це пояснюється тим, що за низької шорсткості підстильної поверхні будуть затоплені більші території за рахунок меншого спротиву течії [235, 93].

Отримані результати свідчать про те, що коефіцієнти Маннінга суттєво впливають на точність моделювання: різниця між площами затоплення за мінімальних та максимальних значень коефіцієнтів Маннінга становить 4.6%.

3.2. Моделювання ділянки горбисто-рівнинної частини русла Дністра

3.2.1. Характеристика частини русла горбисто-рівнинної частини

Болотисто-рівнинна частина р. Дністер знаходиться в частині переходу з горбисто-рівнинної частини річки Дністер до рівнинної. В цій частині середня ширина русла становить близько 25 м, глибина - 1 м. Атмосферні опади в середньому становлять 900-1100 мм/рік, середньомісячна витрата води, становить 260 м³/с.

Об'єктом досліджень слугувала ділянка при переході від болотисто-горбистої частини річки Дністер до рівнинної поблизу міста Старий Самбір довжиною близько 15 км із складними морфометричними та гідрологічними характеристиками русла та берегів в місці меандрування річки. Місцевість відрізняється розгалуженою системою ярів і балок. У цій частині русла річка має досить круті береги, особливо стрімким є лівий берег з перепадом позначок між точками дна і берега до 7 метрів.

Наочне розташування ділянки дослідження подано на рисунку 3.27.

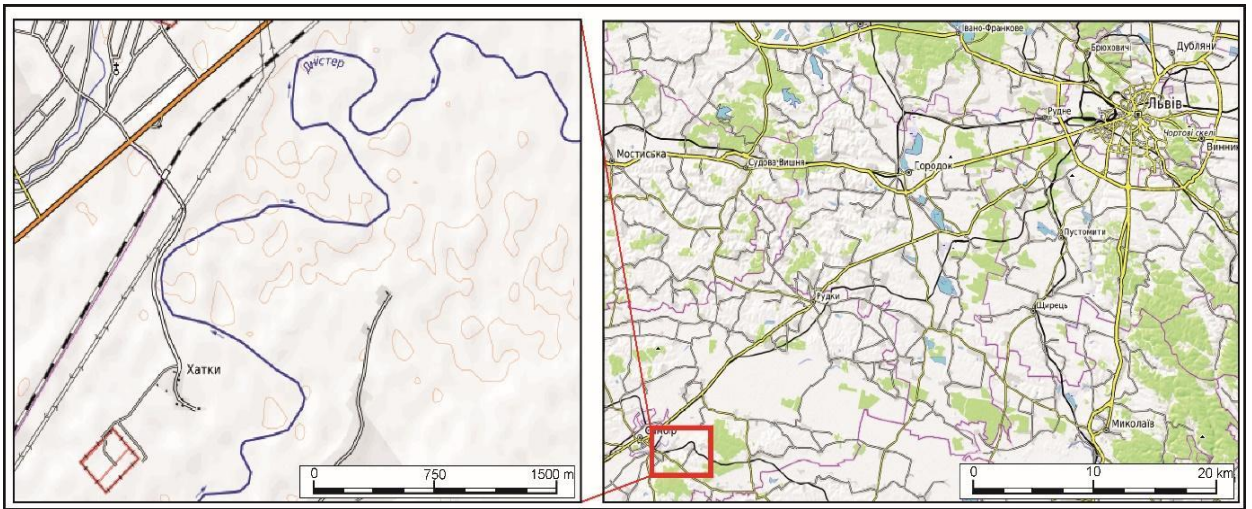


Рисунок 3.27 - Розташування ділянки дослідження

Основні морфометричні, метеорологічні та гідрологічні характеристики горбисто-рівнинної частини р. Дністер подано в таблиці 3.6 [60].

Таблиця 3.6

**Загальні морфометричні характеристики досліджуваної частини річки
Дністер**

Довжина, км	14,7
Середньомісячна витрата води, м ³ /с	8,01
Швидкість, м/с	3
Падіння річки, м	27
Похил річки, м/км	1,8
Звивистість	2

Аналіз ґрунтової та геологічної карти в межах ділянки дослідження вказує на наявність м'яких порід та відкладів. Такі породи схильні до ерозії та розмиву, що призводить до значного зміщення русла під час катастрофічних паводків.

Наявність алювіальних і делювіальних шарів свідчить про підтоплення, а розмив ґрунту про ерозійні процеси, викликані сильними дощами. Легкі ґрунти швидко розмиваються, особливо під час паводків, що сприяє розвитку ерозійних процесів у самому руслі та в прибережній зоні. У цій частині біля русла річки та заплави домінують алювіальні відклади, які утворені субпісками, суглинками, гравієм і галечником.

3.2.2. Технологічна схема гідрологічного моделювання затоплених земель за знімками, отриманими з БПЛА

Гідрологічне моделювання річок на складних за геологічною структурою, морфометричними та гідрологічними характеристиками територіях вимагає проведення досліджень з вищою точністю, ніж можна отримати за космічними зображеннями середнього розрізнення. Знімки з безпілотних літальних апаратів дають можливість визначати детальні горизонтальні зміни русла річки [187].

Використання БПЛА ефективно при виконанні оперативного прогнозу затоплених земель, зокрема і земель населених пунктів. Згідно з вимогами [30] для прогнозування зон затоплення для річок шириною 50 - 200 м. топографічні плани складають в масштабі 1:2000 - 1:5000 із зображенням рельєфу горизонталями через 0,5-1 м. Для цих масштабів середньоквадратичні помилки позначок повинні бути в межах $1/3$ перерізу рельєфу, середня квадратична похибка визначення позначок для прогнозування затоплених територій визначається в межах 0,16-0,30 м.

До основних вихідних даних для гідрологічного моделювання належать: дані представлення ЦМР у вигляді поперечників; дані про підстильну поверхню русла і прируслової території у вигляді коефіцієнтів Маннінга, дані про підняття рівня води внаслідок зливних опадів для визначеного часу, отримані з гідрографа.

На рис 3.28 подано опрацьовану автором технологічну схему основних процесів гідрологічного моделювання за матеріалами БПЛА для горбисто-рівнинної ділянки русла р. Дністер

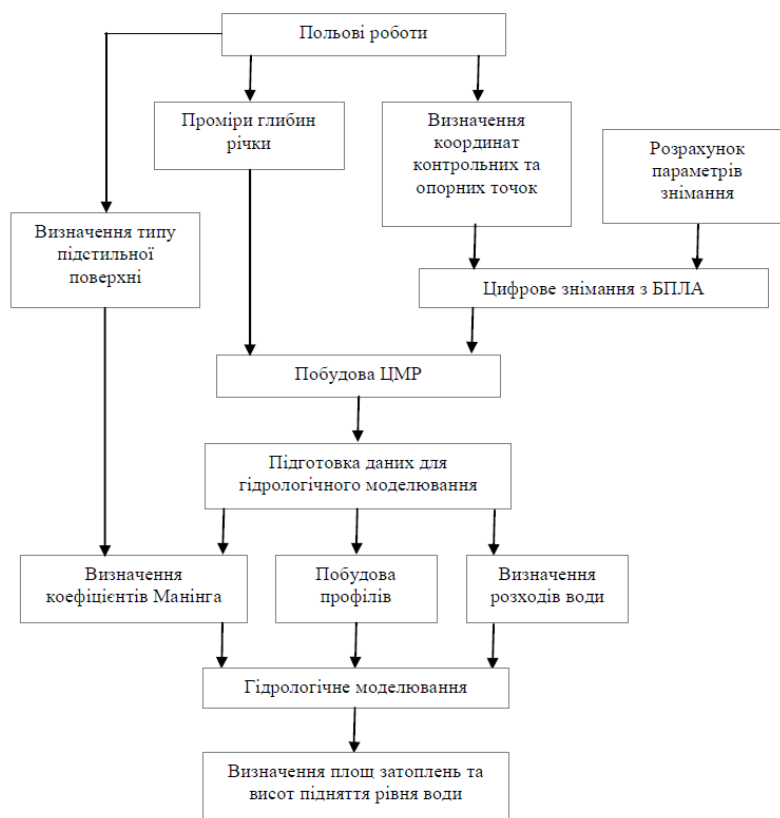


Рисунок 3.28 - Технологічна схема основних процесів гідрологічного моделювання за матеріалами БПЛА для горбисто-рівнинної ділянки русла р. Дністер

До основних відмінностей відноситься спосіб побудови ЦМР, а саме за зображеннями, отриманими з БПЛА.

3.2.3. Побудова ЦМР для горбисто-рівнинної частини р. Дністер

Для вибраної ділянки досліджень із складним типом меандрування річки Дністер, а також дією ерозійних процесів необхідно особливо ретельно створювати ЦМР для визначення профільних ліній, які є основою гідрологічного моделювання і найбільше впливають на точність моделювання.

Гідрологічне моделювання проводять на підставі ЦМР, яку моделюють в вигляді поперечних профільних ліній. Для побудови ЦМР використано знімання з БПЛА за зображеннями 2021 року, проведеного у безлистяний період року у місяці листопаді. Оцінку точності моделі здійснено за 12

точками на підставі геодезичних і фотограмметричних вимірювань, СКП складає 0.26 м.

З метою експериментальної перевірки можливості застосування технології на основі знімання з БПЛА для прогнозування затоплення земель, проведено дослідження на підставі знімання вказаної ділянки р. Дністер в околицях м. Самбір. Для побудови ЦМР використано фотограмметричний метод визначення планових і висотних координат точок.

У 2017 р. знімання проводилось у травні 2017 року літальним апаратом Trimble UX5 (рис. 3.29) камерою Sony NEX-5R, а у 2021 році у місяці листопаді апаратом Abris DG Arrow (рис. 3.30) камерою Sony QX1.



Рисунок 3.29 - БПЛА Trimble UX5



Рисунок 3.30 - БПЛА Abris DG Arrow

Технічні характеристики БПЛА, цифрових камер, параметрів знімання та розрахованих точностей визначення координат точок подано в таблиці 3.7 [187].

Таблиця 3.7

Технічні характеристики Trimble UX5 (камера Sony NEX-5R) та Abris DG Arrow (камера Sony QX1)

Характеристика	Trimble UX5	Abris DG Arrow
Швидкість польоту, (км/ год)	70	60-80
Матриця фотокамери	23.5x15.6 мм, 16.1 Мп, CMOS	23,9 x 15.9 мм, 20,1 Мп, CMOS
Висота знімання, H , (м)	200	250
Розмір сенсора ($l_x \times l_y$), (мм)	23.5 x 15.6	23,9 x 15.9
Фокусна відстань, f , (мм)	15,3	25
Розмір пікселя, Δ , (мм)	0,005	0,004
Перекриття знімків (%)	80	80
Похибка визначення перевищень за різних значеннях базису, (м)	0.32 / 0.21	0,31 / 0,21
Точність визначення планових координат, (см)	6	4

Априорна оцінка точності визначення координат точок. Похибка визначення планових координат та перевищень точок визначається за формулами (3.3) і (3.4), поданими в [34].

$$M_x = M_y = \frac{H}{f} \cdot m_x, m_y \quad (3.3)$$

$$h = \frac{H}{b} \cdot \Delta p \quad (3.4)$$

де: m_x, m_y пов'язують для дискретних знімальних систем із розміром пікселя, Δp – різниця поздовжніх паралаксів, H - висота фотографування.

$$\Delta p = p - p_0, \quad (3.5)$$

де p – поздовжній паралакс.

$$p = x_l - x_p, \quad (3.6)$$

де x_l – координата точки на лівому знімку, x_p – координата точки на правому знімку.

СКП паралаксів визначається за формулою :

$$mp^2 = m_x^2 + m_x^2 = 2m_x^2 = m_x\sqrt{2}, \quad (3.7)$$

де m_x СКП визначення планових координат точок лівого і правого знімка, а СКП різниць повздовжніх паралаксів становить:

$$m_{\Delta p}^2 = m_p^2 + m_{p_0}^2 = 2m_x + 2m_x^2 = 4m_x^2 \quad m_{\Delta p} = 2m_x, \quad (3.8)$$

Базис розраховується за формулою:

$$b = l \frac{100-p\%}{100} \quad (3.9)$$

Із розрахунків отримаємо $b_1=3.18$ мм, $b_2=4.78$ мм

Похибка визначення перевищень за різних значень базису становить: $m_{h1}=0.31$ м, $m_{h2}=0.21$ м.

Точність визначення планових координат точок моделі за даними 2021р розрахована за формулою:

$$m_x = m_y = 0,004 \frac{250}{25.0} = 0,04\text{м} = 4\text{см} \quad (3.10)$$

Таким чином залежно від базису знімання апріорна точність визначення координат позначок точок становить 0,31 – 0,21 м, точність визначення планових координат: 2021р. - 4см; 2017р. - 6см.

Аерознімання виконувалось в травні 2017 р. (на висоті 200 м) та в листопаді 2021 р. (на висоті 250 м).

Повздовжнє та поперечне перекриття знімків складало 80 %. Координати наземної геодезичної основи визначено двочастотним ГНСС приймачем Trimble R7 з використанням методу RTK з використанням диференційних поправок від мережі активних ГНСС станцій “GEOTERRACE”, НУ «Львівська політехніка». Найближча перманентна ГНСС станція ”SAMB” розташована в м. Самбір на відстані 3 км від об’єкту знімання. Точність визначення планових координат геодезичної основи становить 2-3 см, висотних - 5 см. Попередньо було здійснено побудову фототріангуляції мережі. Опрацювання матеріалів знімання відбувалось з

прив'язкою центрів проєкцій знімків до геодезичної основи з використанням програми Pix4D [237].

За результатами опрацювання цифрових знімків створено ортофотоплани ділянки русла (рис. 3.31).



a



б

Рисунок 3.31 - Ортофотоплани ділянки р. Дністер за зніманням з БПЛА: *a* – 2017 року, *б* – 2021 року

Для оцінки точності використано виміряні в польових умовах координати за допомогою ГНСС-приймача на ділянках з різним типом підстильної поверхні.

На рисунку 3.32 та 3.33 подано схему маршрутів знімання із центрами проєкцій цифрових знімків та точок геодезичної основи 2017 та 2021 року знімання, визначеної ГНСС методом [67].

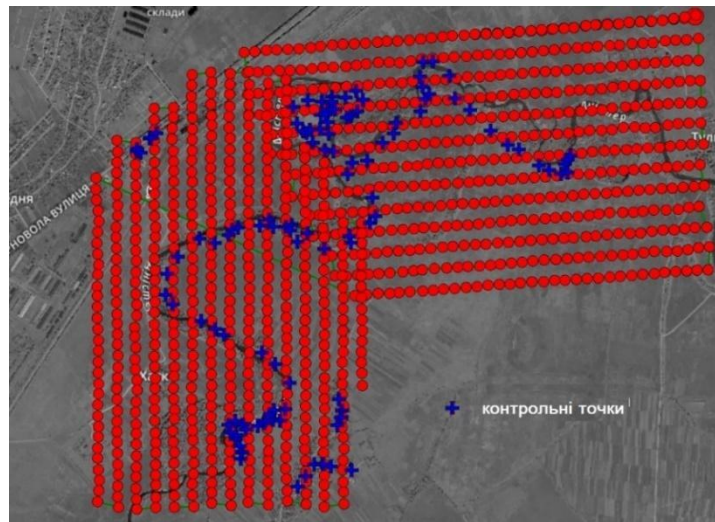


Рисунок 3.32 - Схема розташування центрів проєкцій цифрових знімків та точок геодезичної основи за зніманням 2017 року



Рисунок 3.33 - Схема розташування центрів проєкцій цифрових знімків та точок геодезичної основи за зніманням 2021 року

З метою визначення точності ЦМР досліджуваної ділянки на місцевості проведено ідентифікацію характерних точок і визначено планово-висотні координати [13]. На рисунку 3.34 подано ЦМР, побудовану за допомогою Pix4D [237].

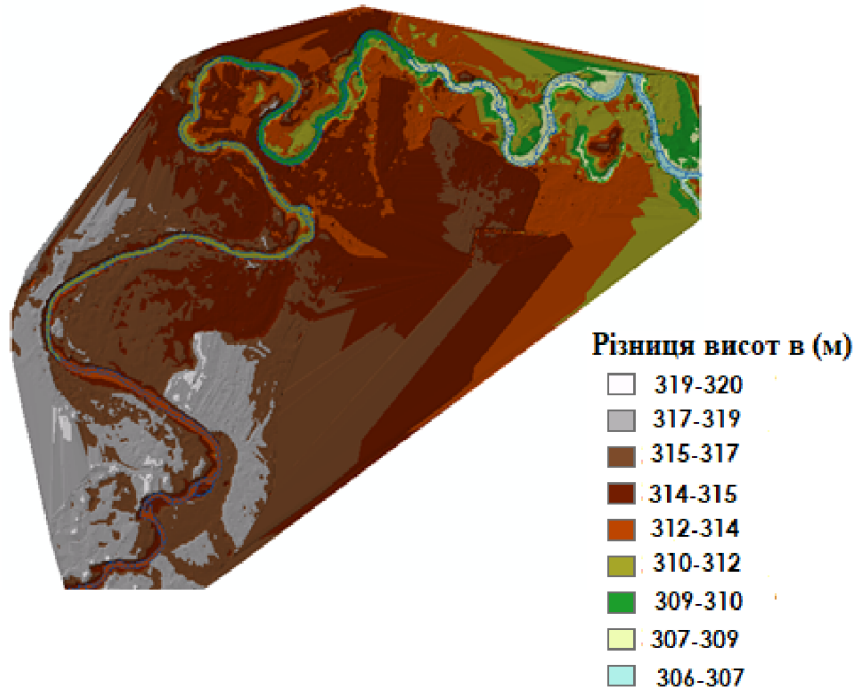


Рисунок 3.34 - Цифрова модель рельєфу досліджуваної ділянки р. Дністер за зніманням 2017 року

Цифрову модель місцевості з метою усунення високої рослинності (дерева, кущі) опрацьовано за допомогою модулів TerraModeler [143] та TerraScan [260]. Однак, виправити модель за рахунок високої трав'янистої та щільної кущової рослинності повністю не вдалося, середня квадратична помилка з урахуванням такої рослинності становила 0,64 м.

За результатами визначених позначок контрольних точок та отриманих з ЦМР, побудованої за допомогою програмного забезпечення Pix4D, обчислено різниці позначок (Δh), поданих в таблиці 3.8.

Середня квадратична похибка визначення позначок з ЦМР у порівнянні з даними ГНСС для вибірки даних (44 точки), підстильна поверхня - висока трава, кущова рослинність складає 0,64 м, а за даними, визначеними з вибірки для підстильної поверхні - пісок та низька трава (28 точок) складає

0,31 м. Ці результати свідчать про те, що знімання з БПЛА для прогнозування затоплених територій не рекомендовано проводити у період значної вегетації.

Таблиця 3.8

Результати визначення точності позначок контрольних точок для різних об'єктів знімання

Об'єкт знімання	Кількість контрольних точок	Середня квадратична похибка m_h (м)
Пісок, низька трава	28	0,31
Трава, кущі, чагарники	44	0,64

Слід зауважити, що отримані нами середні квадратичні похибки визначення висотної складової є приблизно у два рази більші порівняно з результатами, які стосуються поверхонь без рослинності. Очевидно, це пов'язано головним чином з ідентифікацією контрольних точок на земній поверхні, покритою щільною і високою рослинністю [67, 119].

Оскільки за результатами дослідження точності ЦМР за матеріалами 2017 року не вдалося виправити програмним шляхом виправити модель, повторно здійснено знімання цієї ж ділянки у листопаді 2021 року, коли дерева і кущі скинули листя, а висока трава пожухла або була скошена [187].

Побудовану ЦМР з контрольними точками для визначення апостеріорної оцінки точності подано на рисунку 3.35.

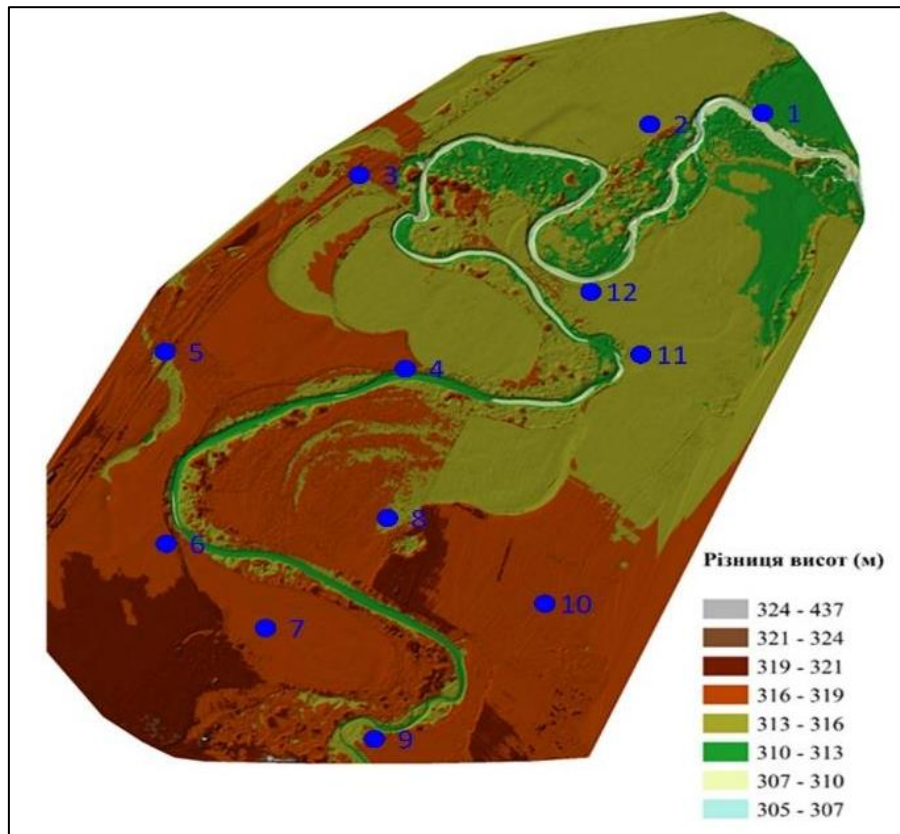


Рисунок 3.35 - Цифрова модель рельєфу з контрольними точками за зніманням 2021 року

Результати порівняння позначок контрольних точок за ГНСС зніманням та побудованою ЦМР подано в таблиці 3.9.

Таблиця 3.9

Порівняння різниці висотних позначок

№ точки	ГНСС (м)	2021 (м)	Δh (м)
1	312,891	313,248	-0,357
2	315,251	315,410	-0,160
3	317,862	317,931	-0,069
4	316,699	316,903	-0,204
5	319,060	318,546	0,514
6	318,329	318,785	-0,457
7	316,352	316,364	-0,012
8	315,894	315,809	0,084
9	317,801	317,937	-0,136
10	317,157	316,857	0,300
11	314,202	314,160	0,042
12	314,609	314,736	-0,127

СКП точок обчислюється за виразом:

$$m = \sqrt{\sum \Delta h_i^2 / n}, \quad (3.11)$$

Середня квадратична помилка визначення позначок точок, обчислена на підставі порівняння відповідних позначок контрольних точок, отриманих із ГНСС-спостережень, і даних із вимірювань побудованої ЦМР, складає 0,26 м [168].

3.2.4. Визначення горизонтальних зміщень русла

Моніторинг горизонтальних зміщень русла річки Дністер в межах досліджуваної ділянки проведено за 77-річний період. Для цього використано такі матеріали:

- топографічна карта масштабу: 1:10 000 (1937, 1989 рр.)
- космічні знімки, отримані із супутників: Landsat 5 (1992р.), Landsat 7 (2003р.), Landsat 8 (2014р.);
- спеціальні: геологічні карти масштабу 1:200 000 (1963р);
- ґрунтові карти масштабу 1:200 000 (1967р.).

Дослідження виконували в декілька етапів, зокрема польові дослідження, створення і редагування ЦМР, моделювання затоплень. Детальну схему досліджень подано на рисунку 3.36 [11, 12, 15, 16].

На рисунку 3.41 подано планові зміщення русла річки за космічними знімками із супутників Landsat 5 (1992) та Landsat 7 (2003, 2017) і топографічними картами (1937, 1989) років. Подано результати досліджень зміщення русла Дністра за всіма наявними матеріалами: зображення русла ріки, оцифроване на карті 1937 року, подано фіолетовим кольором, зображення русла річки за картою 1989 р - голубим, відповідно на космічних знімках: 1992 р - червоний колір, 2003 - синій колір, 2014 - жовтий колір [8, 11].

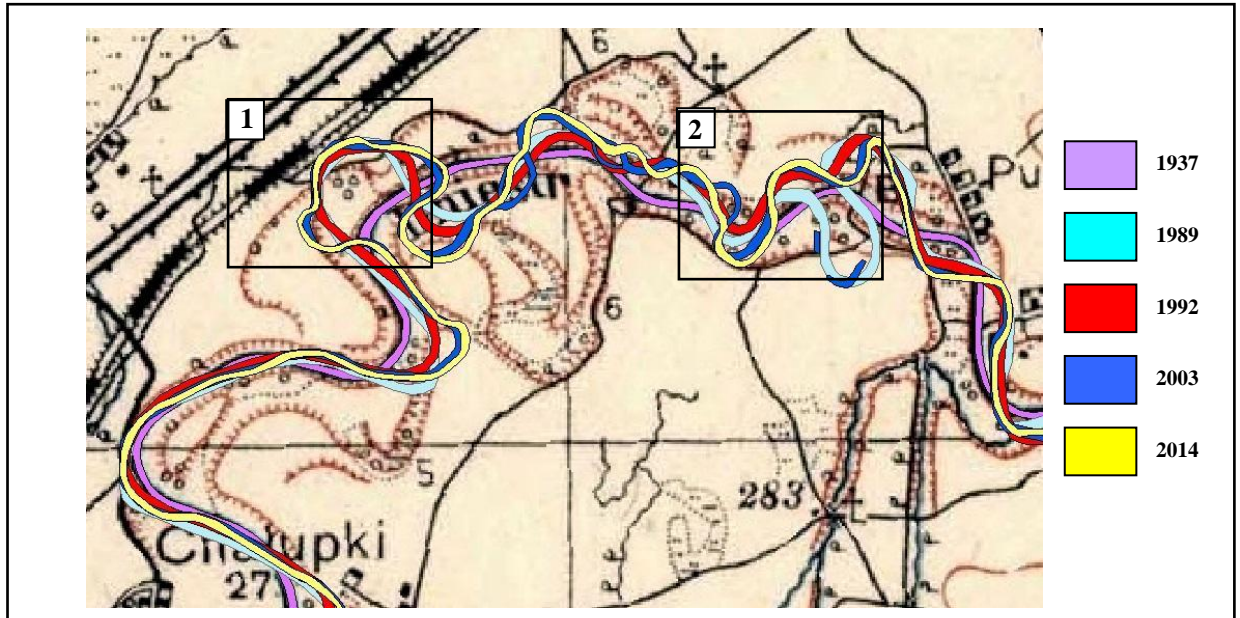


Рисунок 3.36 - Оцифровані русла ріки Дністер за різні роки (з 1937 до 2014)

Максимальні зміщення зауважено на ділянках 1, 2. Особливо небезпечним для навколишнього середовища є значний вигин ріки поблизу залізничної колії (ділянка 1).

Планові зміщення русла р. Дністер на ділянках 1, 2 подано у табл. 3.10.

Таблиця 3.10

Планові зміщення ділянки дослідження за період 1937-2014 рр.

Роки спостережень	Зміщення русла, м	
	Ділянка №1	Ділянка №2
1937 – 1989	150	370
1989 – 1992	75	420
1992 – 2003	85	30
2003 – 2014	15	30

Така нестабільність русла пояснюється впливом ерозії ґрунтів, яка представлена численними ярами. Характер берегів русла у місці дослідження подано на рисунку 3.37. У цьому місці річка має досить круті береги, особливо стрімким є лівий берег з перепадом позначок між точками дна і берега до 7 метрів, правий берег пологіший і прируслові землі з цього боку часто затоплюються [67].



Рисунок 3.37 - Загальний вигляд берегів р. Дністер поблизу м. Самбір:

a – лівий берег, *б* – правий

Основними причинами руслових явищ є кліматичні, фізико-географічні та антропогенні чинники, зокрема часті повені, слабостійкі породи та ґрунти, низька їх водоаккумулятивна здатність, розчленованість рельєфу, вирубка лісів та забір гравійно-піщаних матеріалів з русел річок.

На основі ортофотопланів, створених на основі знімання 2017 та 2021 років, векторизовано положення русел. На рисунку 3.43 подано фрагмент русла із горизонтальними зміщеннями за 4-річний період із збільшеними фрагментами в точках максимальних зміщень. В таблиці 3.38 подано планові зміщення в контрольних точках.

Таблиця 3.11

Планові зміщення русла за період 2017-2021р

№ точки	Планові зміщення русла за період 2017-2021р (м)
1	15
2	13
3	14
4	4
5	16
6	12
7	31
8	25
9	12
10	21
11	14

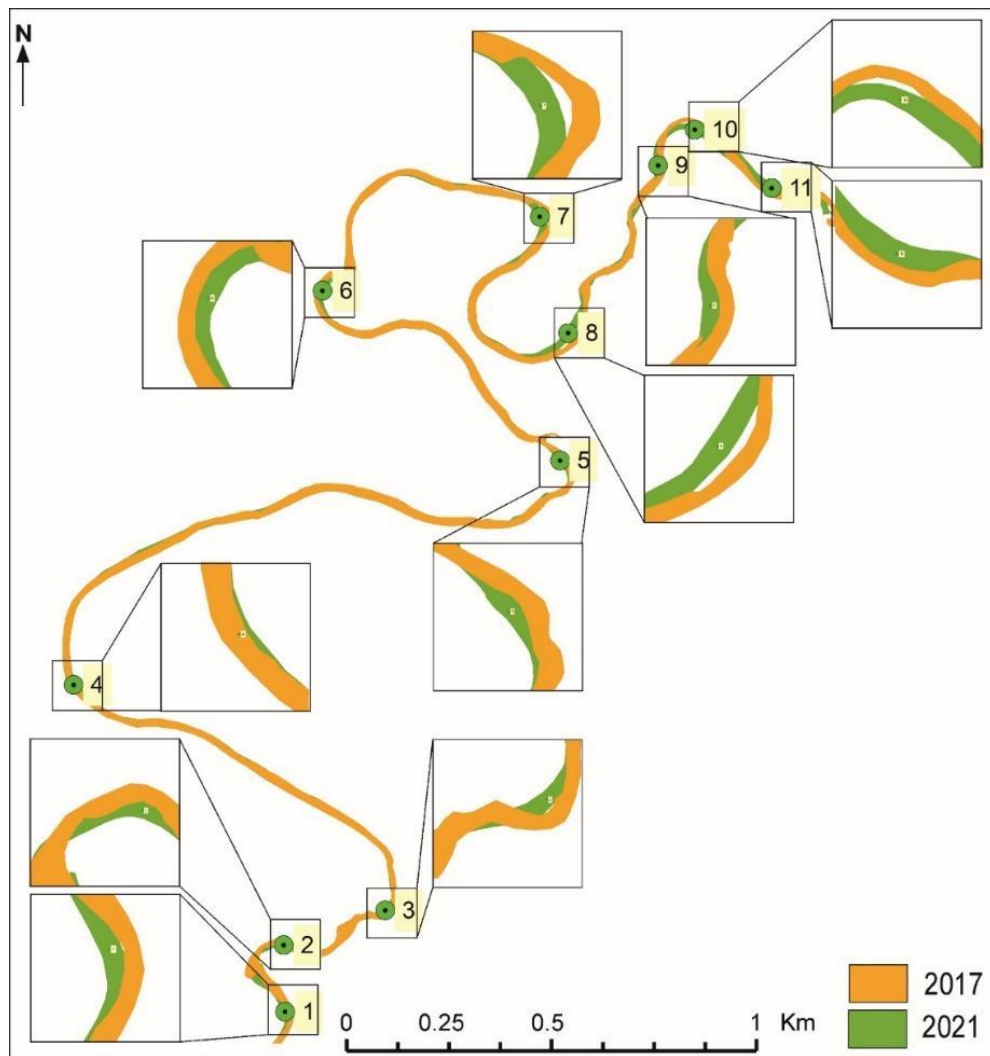


Рисунок 3.38 - Зміщення русел ділянки Дністра за 2017-2021 роки

Із аналізу таблиці видно, що максимальні планові зміщення становлять близько 30 метрів, середні близько 15 за період 2017-2021 р.

3.2.5. Визначення уточнених коефіцієнтів Маннінга

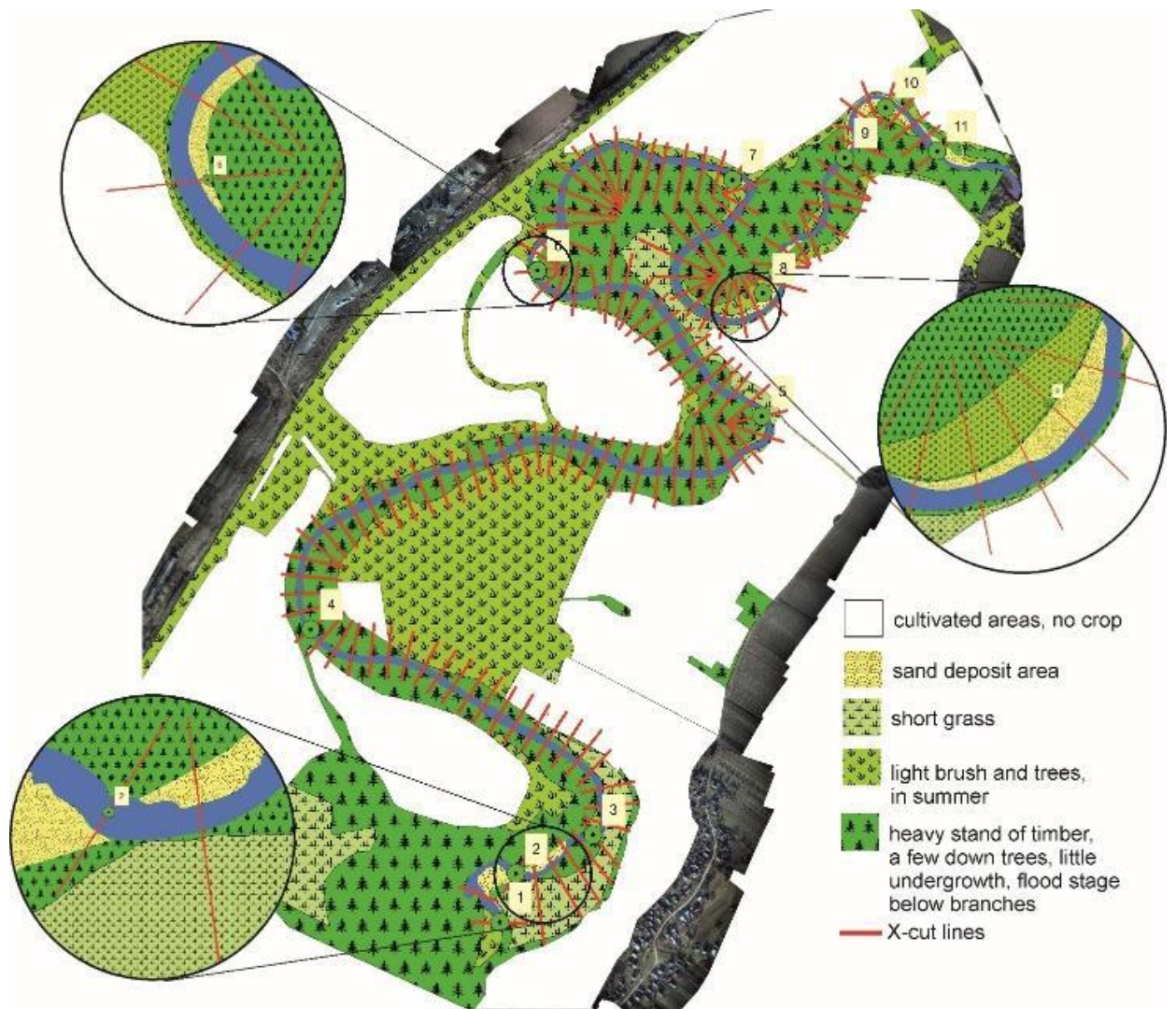
У річках поведінка потоку є дуже складним явищем через нестаціонарність і нерівномірність течії. Одним з найважливіших чинників, що викликають помилки при моделюванні площ затоплень, є неможливість точної оцінки значень коефіцієнта шорсткості Маннінга для поздовжніх і поперечних профілів річки. Більшість традиційних методів калібрування коефіцієнта дають лише середнє значення для поздовжніх поперечних профілів річки, що може значно збільшити помилки при моделюванні зон затоплення.

У статті [90] подано метод визначення функцій розподілу n вздовж природних річок на основі модифікованої оптимізації випадкового пошуку та кластеризації, який використовують для визначення типу підстильної поверхні. Але загалом визначення коефіцієнтів Маннінга за зміни підстильної поверхні вздовж профілів є проблемою

Для дослідження впливу коефіцієнтів Маннінга на результат гідрологічного моделювання зон затоплення було обрано 3 ділянки з найбільшими плановими зміщеннями в період 2017-21pp, подані на рисунку 3.39, де зауважено максимальні зміни.



a



б

Рисунок 3.39 - Зміни підстильної поверхні за: а) 2017р., б) 2021 р

Наприклад, в точці б за виділеними фрагментами зауважено зменшення піщаної поверхні. Подібні зміни зафіксовано і на інших точках. Коефіцієнти Маннінга дуже чутливі до зміни підстильної поверхні. На рисунку 3.40 показано профільні лінії з розподілом типів підстильної поверхні, що при моделюванні фактично не враховується. Зазвичай при моделюванні приймають коефіцієнти Маннінга за типом підстильної поверхні, яка є пріоритетною для заданого профілю.

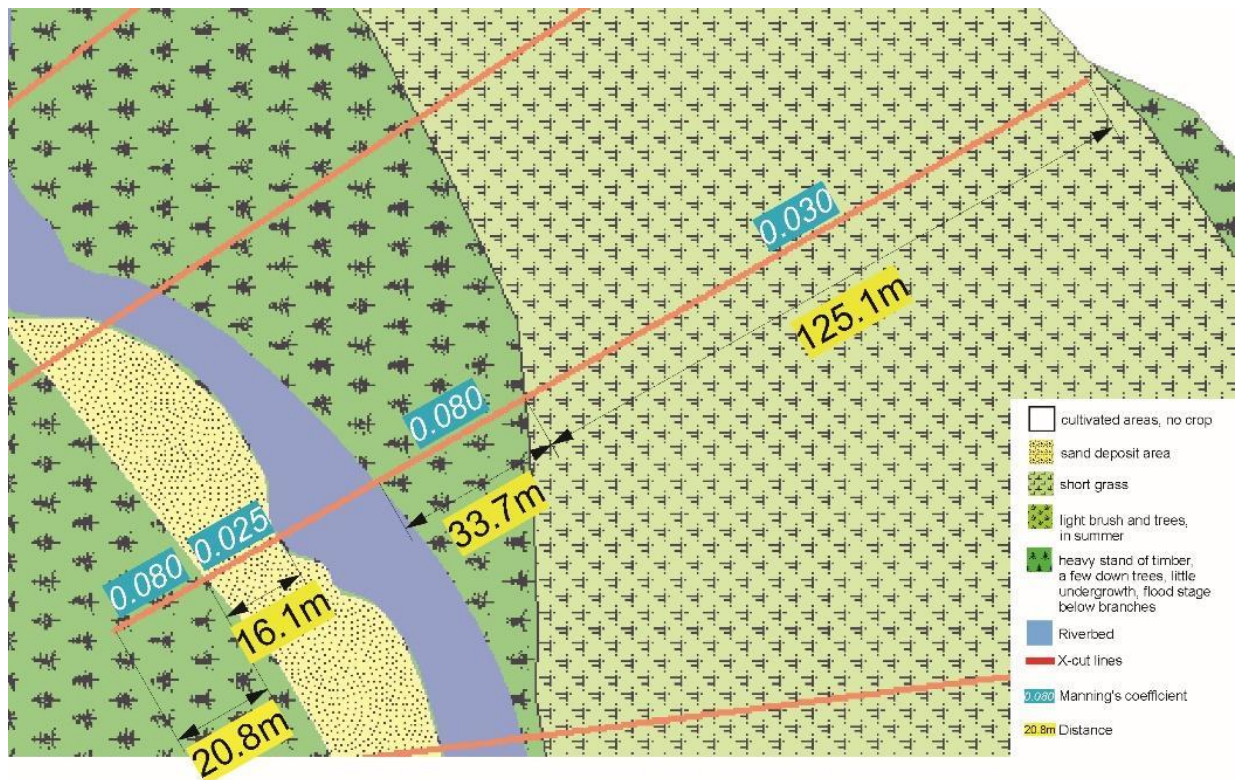


Рисунок 3.40 - Розподіл типу підстильної поверхні вздовж профілю

Для підрахунку коефіцієнтів Маннінга нами запропоновано формулу:

$$M = \sum_{i=1}^n \left(m_i \times \frac{l_i}{\sum_{i=1}^n l_i} \right) \quad (3.12)$$

де M – уточнений коефіцієнт Маннінга, m_i – коефіцієнт Маннінга для частини підстильної поверхні, l_i – довжина підстильної поверхні вздовж частини профільної лінії.

Використання ортофотопланів і векторизація русел дозволяють визначити зміщення русла за останні 4 роки, що дає можливість ретельніше оцінювати тип підстильної поверхні (пісок, трава, кущова рослинність тощо), від якої залежать коефіцієнти Маннінга, як принциповий елемент моделювання.

В таблиці 3.12 подано уточнені коефіцієнти Маннінга із врахуванням зміни типу підстильної поверхні на відповідних профільних лініях поблизу контрольних точок.

Уточнені коефіцієнти Маннінга

Номер точки	Ліві береги		Праві береги	
	2017	2022	2017	2022
1	0,055	0,058	0,060	0,064
2	0,080	0,085	0,068	0,067
3	0,054	0,067	0,053	0,057
4	0,062	0,096	0,087	0,091
5	0,093	0,096	0,030	0,035
6	0,024	0,026	0,051	0,091
7	0,032	0,029	0,037	0,053
8	0,059	0,065	0,026	0,030
9	0,099	0,097	0,087	0,102
10	0,036	0,031	0,049	0,062
11	0,063	0,065	0,104	0,102

Максимальною позначкою підняття води 24 червня 2020 року під час паводку було значення, яке становило близько 4 метрів (рис. 3.41).

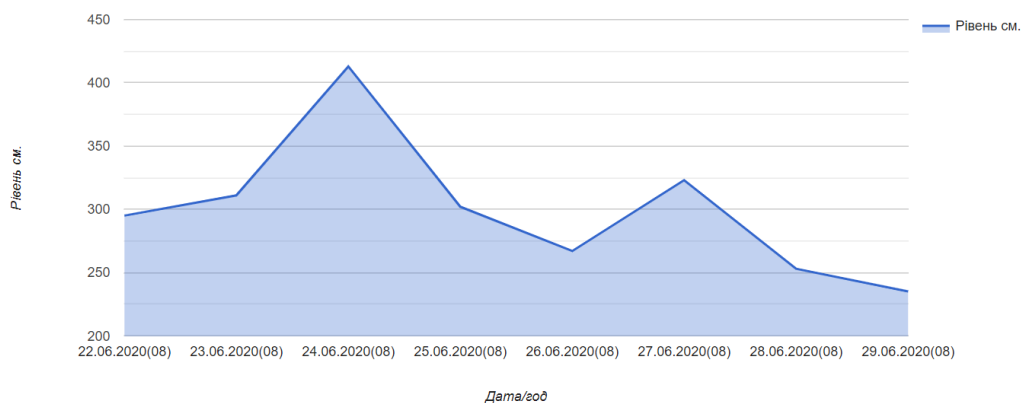


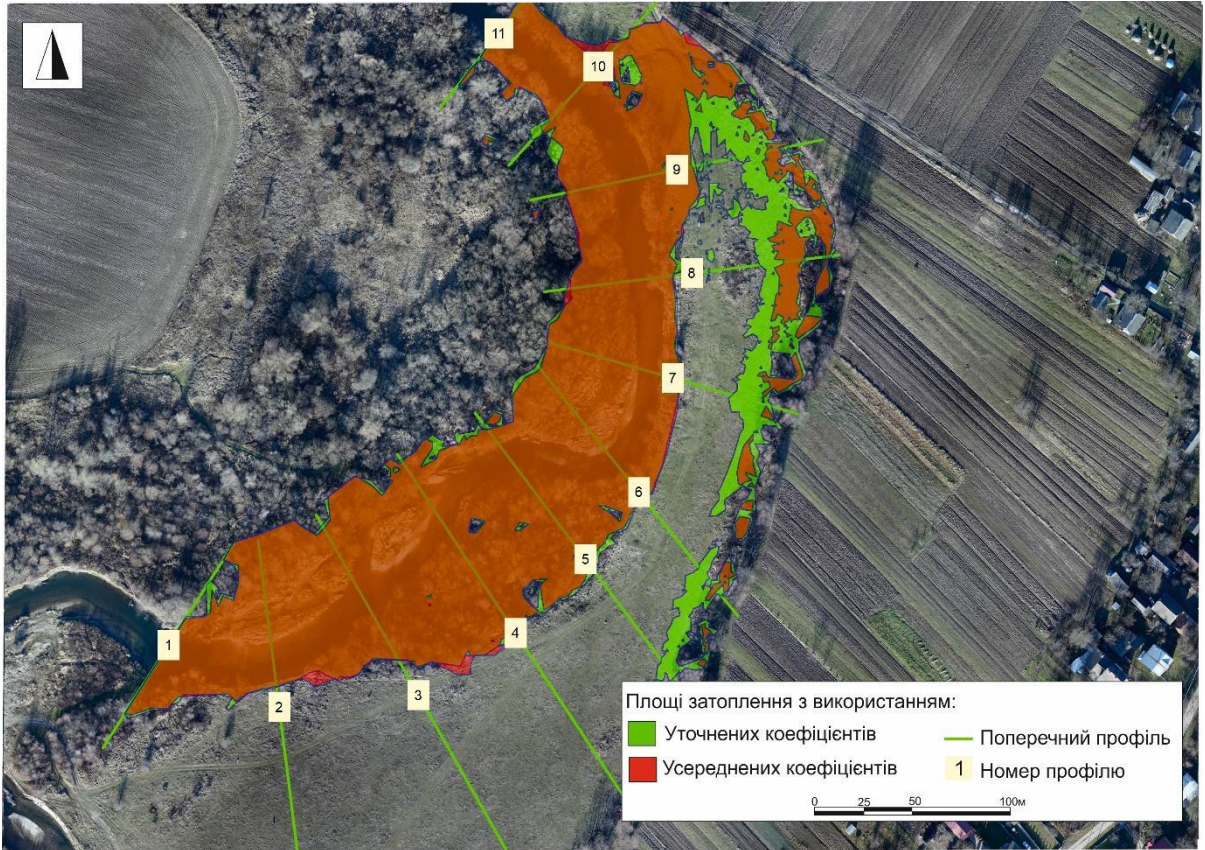
Рисунок 3.41 - Граф рівня води в період паводку червня 2020 р

В дослідженні використано коефіцієнти Маннінга, визначені окремо для 2017 та 2021 рр. Коефіцієнти Маннінга за ортофотопланом 2021 року, отримані відповідно до формули 3.4. Коефіцієнти, отримані з ортофотоплану за 2017 рік, визначені як середнє арифметичне значення типів підстильної поверхні вздовж профілю. В таблиці 3.13 подано уточнені коефіцієнти Маннінга за ортофотопланом 2021р. та середні табличні значення коефіцієнтів Маннінга за 2017р.

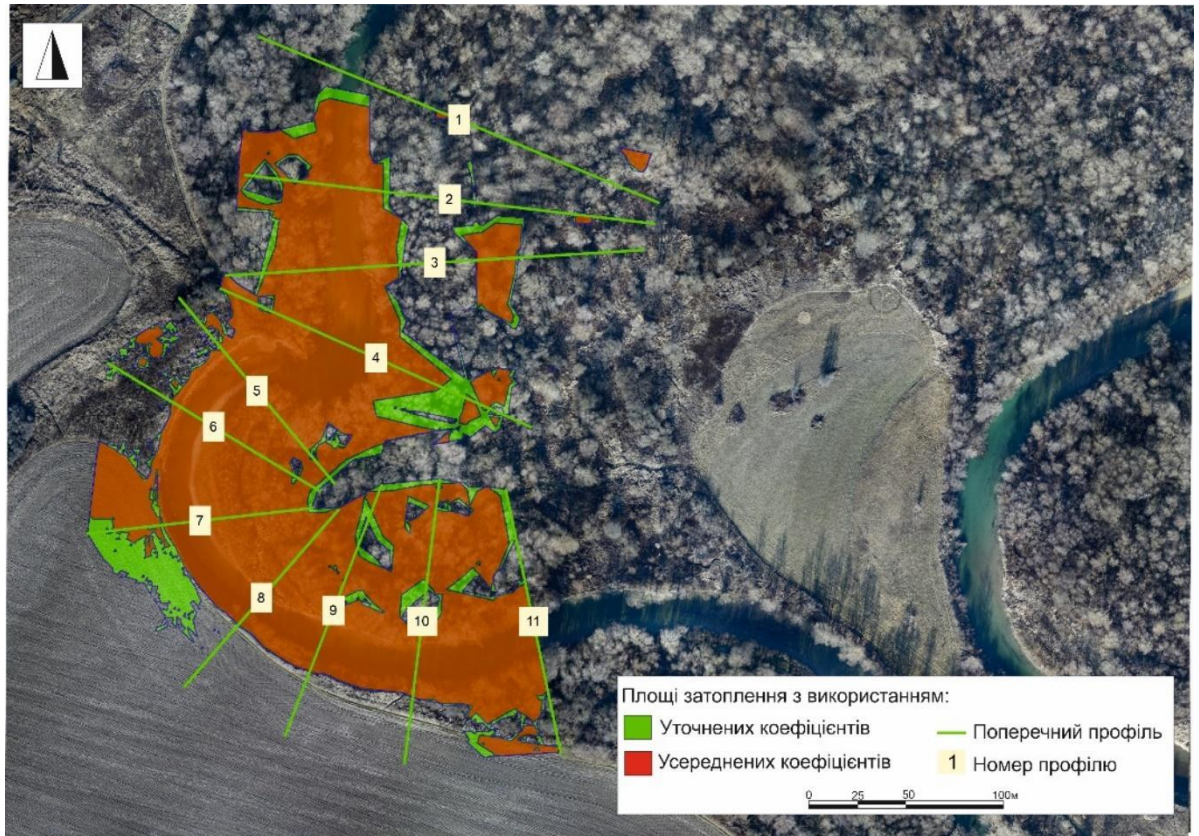
Коефіцієнти Маннінга, використані для моделювання

Номер профілю	Значення уточнених коефіцієнтів (2021 р.)			Середні значення коефіцієнтів (2017 р.)			Різниця значень	
	Лівий берег	Русло	Правий берег	Лівий берег	Русло	Правий	Лівий берег	Правий берег
Ділянка 1								
1	0.095	0.04	0.085	0.105	0.04	0.065	-0.010	-0.020
2	0.072	0.04	0.045	0.065	0.04	0.066	0.007	0.021
3	0.079	0.04	0.043	0.065	0.04	0.064	0.014	0.020
4	0.115	0.04	0.059	0.083	0.04	0.089	0.032	0.030
5	0.103	0.04	0.070	0.119	0.04	0.089	-0.016	0.019
6	0.060	0.04	0.060	0.068	0.04	0.083	-0.007	0.023
7	0.064	0.04	0.044	0.086	0.04	0.068	-0.022	0.024
8	0.097	0.04	0.042	0.068	0.04	0.068	0.029	0.026
9	0.112	0.04	0.041	0.081	0.04	0.056	0.031	0.014
10	0.081	0.04	0.036	0.105	0.04	0.067	-0.024	0.031
11	0.118	0.04	0.037	0.101	0.04	0.056	0.017	0.019
Ділянка 2								
1	0.105	0.04	0.110	0.085	0.04	0.090	0.020	-0.020
2	0.052	0.04	0.118	0.074	0.04	0.093	-0.022	-0.025
3	0.045	0.04	0.105	0.064	0.04	0.078	-0.019	-0.027
4	0.045	0.04	0.105	0.063	0.04	0.125	-0.018	0.020
5	0.042	0.04	0.093	0.067	0.04	0.065	-0.025	-0.028
6	0.057	0.04	0.091	0.080	0.04	0.065	-0.023	-0.026
7	0.059	0.04	0.090	0.080	0.04	0.065	-0.021	-0.025
8	0.105	0.04	0.115	0.115	0.04	0.091	-0.010	-0.024
9	0.105	0.04	0.089	0.084	0.04	0.105	0.021	0.016
10	0.100	0.04	0.087	0.083	0.04	0.105	0.017	0.018
11	0.105	0.04	0.101	0.085	0.04	0.116	0.020	0.015
Ділянка 3								
1	0.094	0.04	0.049	0.065	0.04	0.035	0.029	-0.014
2	0.096	0.04	0.049	0.065	0.04	0.035	0.031	-0.014
3	0.095	0.04	0.040	0.065	0.04	0.025	0.030	-0.015
4	0.083	0.04	0.055	0.062	0.04	0.025	0.022	-0.030
5	0.074	0.04	0.025	0.055	0.04	0.055	0.019	0.030
6	0.068	0.04	0.038	0.095	0.04	0.059	-0.027	0.021
7	0.060	0.04	0.038	0.081	0.04	0.068	-0.021	0.030
8	0.066	0.04	0.038	0.075	0.04	0.075	-0.009	0.037
9	0.092	0.04	0.039	0.065	0.04	0.080	0.027	0.041
10	0.105	0.04	0.078	0.084	0.04	0.055	0.021	-0.023
11	0.105	0.04	0.078	0.094	0.04	0.050	0.011	-0.028
12	0.087	0.04	0.087	0.050	0.04	0.055	0.037	-0.032
13	0.086	0.04	0.090	0.070	0.04	0.050	0.016	-0.040
14	0.091	0.04	0.094	0.060	0.04	0.055	0.031	-0.039

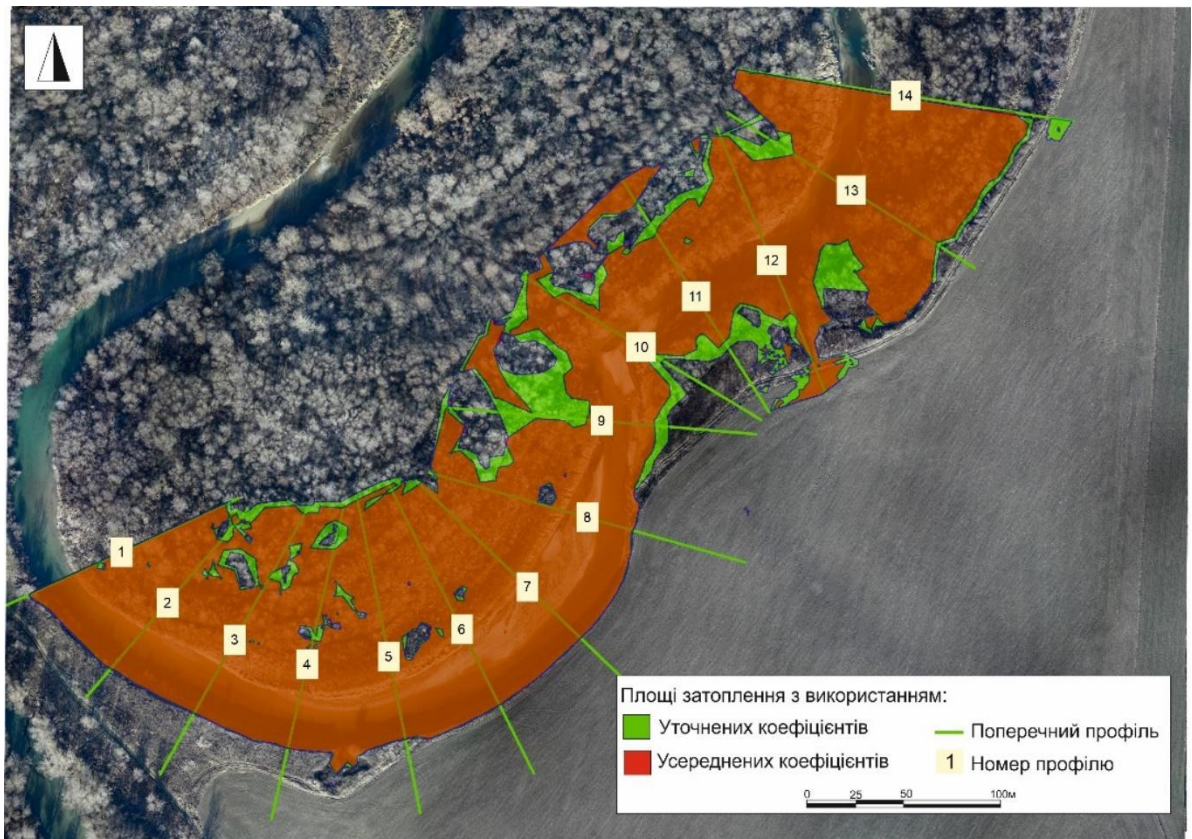
Результати моделювання зон затоплень подано на рисунку 3.42.



a



б



в

Рисунок 3.42 - Результат моделювання зон затоплень з використанням уточнених та усереднених значень коефіцієнта Маннінга, а - 1 ділянка, б - 2 ділянка, в - 3 ділянка.

Площі зон затоплення за використання уточнених та усереднених значень коефіцієнта Маннінга подано в таблиці 3.14.

Таблиця 3.14

Площі ділянок затоплення (га) за використання різних коефіцієнтів Маннінга

Коефіцієнти	Ділянка 1	Ділянка 2	Ділянка 3
Уточнені	3.61	3.35	5.08
Усереднені	3.42	3.17	4.83
Різниця (%)	5.1	5.4	4.9

З отриманих результатів можна зробити висновок, що результат моделювання з використанням уточнених та середніх значення коефіцієнтів Маннінга для ділянок з суттєвими плановими зміщеннями становить близько

5%. Результати показують, що з використанням запропонованого методу всі поступові і різкі зміни значення n на поздовжніх поперечних профілях природних річок можна оцінити з достатньою точністю, а також можна отримати значення для цих змін. Це може в кінцевому підсумку привести до помітного зменшення помилок гідрологічного моделювання.

Більшість традиційних методів калібрування коефіцієнтів Маннінга забезпечують лише середнє значення для поздовжніх поперечних профілів річки, що значно збільшує помилки при прокладанні маршруту повені.

3.2.6. Результати гідрологічного моделювання

Моніторинг руслових процесів рік, а найголовніше визначення горизонтальних та вертикальних зміщень річки потрібно проводити після проходження катастрофічних паводків, оскільки вони можуть змінювати тип русла та супроводжуватись значними ерозійними і деформаційними процесами як власне самої річки, так і території її басейну.

Моніторинг рік на урбанізованих територіях має свою специфіку, оскільки з ріки постійно вибирають будівельні матеріали: камінь, гравій і пісок та проводять забудову.

Моделювання здійснено за високоточною ЦМР, отриманою після опрацювання зображень з БПЛА. Базуючись на висновках, які стосуються визначення коефіцієнтів Маннінга і їхнього впливу на результати гідрологічного моделювання, здійснено гідрологічне моделювання визначення площ затоплених земель для двох значень рівнів підняття води, взятих з гідрологічних графів: 4 м за значного паводку та 2 м за спаду рівня води (рис. 3.46).

Порівняно з поданими в спеціальній літературі [130, 163, 191] результатами моделювання значну увагу надано визначенню уточнених коефіцієнтів Маннінга, використання яких дозволяє збільшити точність гідрологічного моделювання.

На рисунку 3.43 подано моделювання затоплених земель за значення позначки підйому води на 2 і 4 метри.



a



б

Рисунок 3.43 - Результат моделювання затоплених земель за різними значеннями позначок рівня води: а – 2м, б - 4 м

Результати моделювання подано в таблиці 3.15.

Таблиця 3.15

Результати гідрологічного моделювання

Рівень води (м)	Площа (га)
2.0	20.98
4.0	52,01

Площа затоплених земель під час паводку становить 20,98 га при підйомі води на 2 м та 52.01 га при підйомі на 4 м.

Що стосується результатів гідрологічного моделювання, то можна стверджувати про коректність визначення площі затоплення: по-перше, ЦМР побудовано з точністю СКП = 0,26 м, що відповідає вимогам до такого виду робіт; по-друге, уточнені коефіцієнти Маннінга визначено на підставі врахування типу підстильної поверхні на кожному поперечному профілю, відстань між поперечними 50м; по-третє, позначка підйому води на час піку паводку становила 4м на дату 24 червня 2020, для менших паводків характерними є позначки до 2м. І останнє, глибини на середній лінії русла від водної поверхні до дна визначено в результаті польових вимірювань на кожному поперечному профілю.

У відповідних державних нормативних документах вибір водоохоронних зон повинен враховувати особливість території з ризиком затоплення. Розмір таких зон слід вибирати не тільки за типом річки, але враховувати стійкість русла, гідрологічні та морфометричні характеристики території.

Висновки до розділу 3

1. Здійснено гідрологічне моделювання затоплених земель двох різних за гідрологічними та морфометричними характеристиками ділянок русла Дністра: рівнинної та горбисто-рівнинної.

2. Враховуючи параметри русла і дані промірів глибини русла, для моделювання використано одновимірну модель, на засадах якої створено модуль HEC-RAS.

3. Опрацьовано загальну технологічну схему моделювання затоплених земель за паводкової ситуації, основою схеми є визначення трьох складових: висотної у вигляді ЦМР, характеристик підстильної поверхні у вигляді коефіцієнтів Маннінга і рівня підйому води у руслі.

4. Для рівнинної частини річки створено ЦМР на підставі картометричних матеріалів, визначено горизонтальні зміщення річки і характер підстильної поверхні у вигляді коефіцієнтів Маннінга та значення підйому води під час паводка на підставі гідрологічного графа.

5. Здійснено параметризацію моделі з визначенням оптимальної відстані між поперечними профілями та оптимальних коефіцієнтів Маннінга.

6. Для горбисто-рівнинної частини із складним меандруванням та гідролого-морфометричними характеристиками проведено знімання з БПЛА. На підставі зображень створено ортофотоплан та побудовано ЦМР. Запропоновано вираз для визначення уточнених значень коефіцієнтів Маннінга. Точносні характеристики процесів верифіковано за даними геодезичних вимірів.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі розглянуто питання теоретичних засад гідрологічного моделювання та використання різних геопросторових даних для визначення площ затоплених земель. Основні висновки з роботи:

1. На підставі окремих методик, які використовують при різних процесах гідрологічного моделювання, запропоновано методологічний підхід гідрологічного моделювання зон затоплених земель для різних за гідрологічними та морфометричними характеристиками ділянок русла річки Дністер.

2. Враховуючи аналіз основних гідрологічних та морфометричних характеристик для горбисто-рівнинної та рівнинної ділянок русла річки, для гідрологічного моделювання затоплених земель запропоновано використовувати одновимірну фізичну модель.

3. На підставі проведених досліджень стосовно параметризації моделі рекомендовано адаптувати автоматизований модуль HEC-RAS системи ArcGIS для моделювання складних за гідролого-морфометричними характеристиками ділянок русла Дністер.

4. Вперше опрацьовано методику гідрологічного моделювання за різномірними геопросторовими даними для моделювання рівнинної та горбисто-рівнинної ділянок із складним меандруванням та гідролого-морфометричними характеристиками, основою моделювання є процедури: створення високоточних ЦМР, визначення коефіцієнтів Маннінга, визначення змін рівня води на підставі графа, отриманого із спостережень на гідрометеорологічних постах.

5. Про складний характер меандрування і нестійкість русла на деяких ділянках свідчать результати дослідження горизонтальних зміщень русла за космічними зображеннями та топографічними картами, які досягають: на горбисто-рівнинній ділянці до 420 м, і на рівнинній ділянці до 620 м за довготривалий період.

6. Запропоновано методику гідрологічного моделювання горбисто-рівнинної ділянки на підставі знімання з БПЛА, яке здійснено у травні 2017 року за значної вегетації рослинності та у листопаді 2021 року у час безлистяного покриву місцевості. За результатами апостеріорної оцінки точності ЦМР встановлено, що середня квадратична помилка за високої трав'янистої рослинності перевищує допуск точності визначення позначок точок і неприйнятна для побудови ЦМР. Середня квадратична помилка ЦМР, за якою здійснено моделювання, обчислена у безлистяний період знімання, становить 0,26 м.

7. Вперше опрацьовано та запропоновано методику визначення уточнених коефіцієнтів Маннінга із урахуванням змін підстильної поверхні вздовж профілів, які обчислюють на підставі ортофотопланів.

8. Для вибраних ділянок здійснено параметризацію моделі з визначенням оптимальної відстані між поперечними профілями та коефіцієнтів Маннінга. Для визначення точності гідрологічного моделювання використано космічний знімок на час дії паводка на дату 25 червня 2020. Точність моделювання становить близько 5 процентів від площі затоплення, визначеної за космічним знімком. Тестову площу розміром 600,6 га визначено з точністю 0,8 процента.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Бабушка, А., Галочкін, М., Томаш, О. (2018). Використання ГІС для гідрологічного моделювання. *Збірник матеріалів Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «GeoTerrace-2018»*. Львів, с. 150–151.
2. Барышников, Н. Б. (1990). *Антропогенное воздействие на русловые процессы*.
3. Барышников, Н. Б., & Исаев, Д. И. (2014). *Русловые процессы*.
4. Басейн річки Дністер. *Фізико-географічні умови формування стоку*. [Електронний ресурс] – Режим доступу до ресурсу: <http://dpbuivr.org.ua/page,1, dnister.html>.
5. Бурштинська, Х. Шевчук, В. (2012). Методика дослідження ріки Дністер. *Геодезія, картографія і аерознімання: міжвід. Випуск 766* с. 102–109.
6. Бурштинська, Х. В., Станкевич, С. А. (2010). *Аерокосмічні знімальні системи: навч. посібник*. Львів: Львівська політехніка.
7. Бурштинська, Х., В., Бабушка, А., Шевчук, В (2008). Використання лазерного сканування для моделювання об'єктів гідрографії земної поверхні. *Аерокосмічні спостереження в інтересах сталого розвитку та безпеки GEO-UA 2008: матеріали доповідей Першої Всеукраїнської конференції з запрошенням закордонних учасників*, Київ, с. 16–20.
8. Бурштинська Х., Третьяк С., Галочкін М. (2017). Дослідження горизонтальних зміщень частини річки Дністер з використанням даних ДЗЗ та ГІС-технології. *Геодинаміка*, №2, 14-24.
9. Бурштинська, Х., Бабушка, А., Галочкін, М. (2020) Моделювання гідрологічних процесів з використанням ГІС ARCGIS та модуля HEC-RAS. *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. №91. – с. 28-40.
10. Бурштинська Х., Третьяк, С. (2016). Дослідження зміщень русла ріки Тиса за космічними зображеннями. *Національне картографування: картографічні твори у пізнанні розвитку регіону*. с. 142-147.

11. Бурштинська Х., Третяк, С., Шевчук, С. (2017). Дослідження меандрування ріки Дністер з використанням геоінформаційних технологій *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*. №1. – С. 131–138.
12. Бурштинська, Х., Галочкін, М., Третяк, С., Заяць І. (2017). Моніторинг русла ріки Дністер з використанням ГІС технологій. *Матеріали 8-мої міжнародної науково-технічної конференції: «Моніторинг довкілля, фотограмметрія, геоінформатика – сучасні технології та перспективи розвитку»*, Львів – Східниця, - с. 105-108.
13. Бурштинська, Х., Гукасов, А. (2005). Методика побудови цифрових моделей рельєфу для розв’язання гідрологічних задач. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*. с. 263–267.
14. Бурштинська, Х. (2003). Застосування ГІС-технологій для визначення динаміки гідрологічних змін рік / Х. В. Бурштинська. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*. с. 205–210.
15. Бурштинська, Х., Шевчук, В. (2012). Методика дослідження зміщень русла ріки Дністер. *Геодинаміка*, с.59-61.
16. Бурштинська, Х., Маланій, О., Шевчук, В. (2010). Моніторинг деформаційних процесів русел рік. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва: Збірник наукових праць Західного геодезичного товариства УТГК*. Випуск I (19), с. 216–226.
17. Бурштинська, Х., Третяк, С., Шевчук, В. (2018). Моніторинг змін русла річки Стрий з використанням ГІС технологій. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*. Випуск I (35), с. 138- 146.
18. Бурштинська, Х., Мовчко, Л., Шевчук, В. (2015). Моніторинг руслових процесів та повеневих явищ ріки Дністер за космічними зображеннями. *Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва*. Випуск I (29), с. 124-128.
19. Бурштинська, Х., Бабушка, А., Бубняк, І., Бабій, Л. (2019). Вплив геологічних структур на характер зміщень русел рік верхньої частини басейну Дністра. *Геодинаміка*. Випуск. 2 (27), с. 26-40.

20. Бойчук, І., & Третяк, П. (2008). Особливості формування липневої повені 2008 року в Карпатах. *Праці наукового товариства ім. Шевченка*.
21. Великанов, М. (1958). Русловой процесс/. *Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры*.
22. Великанов, М. А. (1946). *Кинематическая структура турбулентного руслового потока. Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая*, 10(4), 331-340.
23. Водний кодекс України. Юридична енциклопедія : [у 6 т.] / ред. кол. Ю. С. Шемшученко (відп. ред.) [та ін.]. — К. : Українська енциклопедія ім. М. П. Бажана, 1998—2004. — ISBN 966-749-200-1.
24. Осадчий, В., Гопченко, Є. (2014). Водний фонд України: Штучні водойми—водосховища і ставки: Довідник. За ред. ВК Хільчевського, ВВ Гребеня.—К.:«Інтер-прес ЛТД», 2014.—164 с. *Хільчевського ВК, Гребеня В. В.. К.:«Інтер-прес ЛТД*.
25. Волосецький, Б. І. (2012). Геодезія у природокористуванні. *Навч. посібн. Львів*.
26. Галецький, В., Глотов, В., Колесніченко, В., Прохорчук, О., Церклевич, А. (2012). Аналіз експериментальних робіт з створення великомасштабних планів сільських населених пунктів при застосуванні БПЛА. *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. Львів, (76), 85-93.
27. Галочкін, М., Заяць І. Методика гідрологічного моделювання з використанням ГІС-технологій» *Збірник матеріалів Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «GeoTerrace-2017»*. Львів, с. 115-121.
28. Галочкін, М., Бурштинська, Х., Бабушка, А., Третяк, С., Шило, Є. (2018). Гідрологічне моделювання затоплень на ділянці річки Дністер. *Збірник тез 25-тої Міжнародної науково-технічної конференції «GEOFORUM'2018»* Львів, с. 50–51
29. Гришанин, К. В. (1972). Теория руслового процесса. *М.: Транспорт*, 216.

30. Глотов, В., Гуніна, А. (2016). Порівняльний аналіз сучасних методів опрацювання великомасштабних планів. *Міжвідомчий науковотехнічний збірник "Геодезія, картографія і аерофотознімання"*. Випуск. 83, с. 53-63.
31. Данилевский, Н. Я. (1869). Исследования о Кубанской дельте. *Зап. Русск. геогр. об-ва*, 2, 1-124.
32. Директива 2007/60/ЕС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 р. про оцінку ризиків повеней та управління ними (ОJ L 288, 6.11.2007, р. 27).
33. Директива 2007/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради від 23 жовтня 2007 року «Про оцінку і управління ризиками затоплення».
34. Дорожинський, О. (2002). Аналітична та цифрова фотограмметрія. Л.: *Видавництво НУ" Львівська політехніка*.
35. Черепанский, М. М. (1999). Гидрогеологические прогнозы влияния отбора подземных вод на речной сток. *Природные ресурсы*, (3), 53-69.
36. Епихов, Г. П. (1980). Математическая модель плановой фильтрации во взаимосвязи с речным стоком и ее реализация. *Водные ресурсы*, (2), 35-44.
37. Кирилюк, А., Костенюк Л. (2008). Проблеми екологічного руслознавства: Конспект лекцій: У 2 ч. / Укл. О.В. – Чернівці: Рута,. – Частина 1. – 80 с.
38. Клейбер, В. (1896). Предсказания колебаний уровня воды и глубины перекатов на р. Волге. СПб,
39. Ковальчук, І., Міхнович, А. (2002). Оцінка трансформації гідрологічного режиму Дністра та ризику екстремальних паводків. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Наук. Збірник*. с. 71–81.
40. Кондратьев, Н., Попов, И., Сниценко, Б. (1982). Основы гидроморфологической теории руслового процесса. *Гидрометеиздат*.
41. Кондратьев, Н. (1953). О дискретности русловых процессов. Проблема русловых процессов. *Гидрометеиздат*, 16-20.
42. Кондратьев, Н., Ляпин, А., Попов, И., Пиньковский, С., Федоров, Н., Якунин, И. (1959). Русловой процесс. Л.: *Гидрометеиздат*, 372, 9.

43. Корень, В., Кучмент, Л. (1973). Определение геометрических и гидравлических характеристик речного русла путем решения обратных задач для уравнений Сен-Венана. *Водные ресурсы*, (4), 83-100.
44. Корень В., Романов А. (1976). Определение морфометрических и гидравлических характеристик русла при интегрировании уравнений Сен-Венана. *Метеорология и гидрология*. № 8, с.71 – 80.
45. Кузьменко, Е., Крив'юк, І., Штогрин, М. (2007). Прогнозування активізації зсувних процесів за геолого-геофізичними дослідженнями.
46. Лелявский, Н. (1904). Доклад инженера НС Лелявского. Об углублении наших больших рек.
47. Лохтин, В. (1886). Река Днестр, её судоходство, свойства и улучшение. *Инженер*. СПб. (р. 12).
48. Лохтин, В. (1897). О механизме речного русла. СПб, 80, 15.
49. Лохтин, В. (1879). Законы влечения и складывания насосов. *Журнал министерства путей сообщения*, с. 47-69.
50. Лохтин, В. (1888). К вопросу о текущем содержании русла реки Днестра. *Русское судоходство*, № 62 С.11-34
51. Львович, М. (1938). Опыт классификации рек СССР. *Труды ГГИ*, Выпуск 6, с. 58.
52. Макарова, Н. Суханова, Т. (2009). Геоморфология : учебное пособие для студентов вузов, обучающихся по направлению 020300 Геология. Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Геологический фак. - 2-е изд. - Москва : Кн. дом Университет, с. 413.
53. Маккавеев, Н. (1955). Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во Академии наук СССР.
54. Маккавеев Н. (2003). Русло реки и эрозия в ее бассейне. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. - Переизд. кн. 1955 г. - М. : Геогр. фак. МГУ. с. 353
55. Набоков, Р., Любимова, Н. (2021). Екологічні проблеми України.
56. Нагірняк, А. (2013). "Гідрологічний опис річки Дністер".

57. Наумов, Г., Андреев, О., Пичугов, Г., Журавлев М. (1991). Методические рекомендации по расчёту деформаций русловых карьеров и учёту их влияния при проектировании мостовых переходов / *Гипродорнии*.
58. Настюк, М. (2010). Деякі особливості руслоформування річок басейнів Прута і Сірету за даними експедиційних досліджень та гідрологічних спостережень. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, Випуск 4, 41-49.
59. Никифоров, Д. (2016). Моделирование уровня режима водохранилищ реки Енисей (Doctoral dissertation, Ин-т вод. проблем РАН).
60. Ободовський, О. (2001). Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). *К.: Ніка-Центр*, с. 274.
61. Ободовський, О., Онищук В., Ярошевич О. (2005). Аналіз руслових процесів та рекомендації щодо управління руслозаплавним комплексом на передгірно-рівнинній ділянці р. Тиси. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: наук. зб.*, Том 7. с. 69–88.
62. Паляниця, С. (2014). Морфометричні особливості рельєфу Галицького Придністер'я. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій*, с.131-139.
63. Шмиг, Р., Боярчук, В., Добрянський, В., Барабаш, В. (2010). Регулювання стоку // Термінологічний словник-довідник з будівництва та архітектури. с. 166.
64. Рудько, Г., Петришин, В. (2014). Характеристика родовищ валунно-гравійно-піщаних порід у Львівській області та їх вплив на екологічний стан природного середовища місцевості. *Мінеральні ресурси України*, (1), с. 39-47.
65. Стецюк, В. Загальний огляд екологічного стану верхнього і середнього Дністра [Електронний ресурс]/Стецюк В. Режим доступу до статті: <http://www.myslenedrevo.com.ua/uk/Sci/Local/DnisterStudies/Review.html>.
66. Спутник ДЗЗ. Sentinel. [Електронний ресурс]. – Режим доступу до статті : <http://www.ecoruspace.me/Sentinel+2A.html>

67. Третяк, С. (2018). Моніторинг гідрографічних об'єктів засобами дистанційного зондування Землі та геоінформаційних технологій. Diss. Національний університет «Львівська політехніка».
68. Чалов, Р. С. (1979). Географические исследования русловых процессов.
69. Чалов, Р. (1981). Главные виды русловых деформаций, их пространственно-временные соотношения и особенности проявлений в различных условиях. *Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях*. с. 256-259.
70. Чалов, Р. (1983). Показатели устойчивости русла, их использование для оценки интенсивности русловых деформаций. — В сб.: *Динамика русловых потоков*. Л., изд. ЛПИ, вып. 83, с. 46—53.
71. Чалов, Р. (1986). Русловые процессы.
72. Чалов, Р. (1994). Геоморфологические проявления горизонтальных русловых деформаций на реках. *Геоморфология*. - № 1. с. 31-40.
73. Чалов Р. (2008). Русловые процессы (русловедение) : учебное пособие.
74. Чалов Р. (2011). Временная трансформация морфодинамических типов русел больших равнинных рек. *География*. № 3, с. 3–13.
75. Черниш, Ю. (2020). "Повінь як надзвичайна ситуація".
76. Чугаев, Р. (1982). «Гидравлика». 4-е изд., *Энергоиздат*.
77. Шевчук, В. М. (2011). Методика моніторингу руслових процесів за матеріалами аерокосмічного знімання. Національний університет «Львівська політехніка», Львів.
78. Шестаков, В. (2003). Поздняков С.П. Геогидрология. *Академкнига*. 173 с.
79. Щавелев, Д., (1981). Гидроэнергетические установки (гидроэлектростанции, насосные станции и гидроаккумулирующие электростанции)

80. Addor, N., & Melsen, L. A. (2019). Legacy, rather than adequacy, drives the selection of hydrological models. *Water resources research*, 55(1), 378-390.
81. Abbott, M. (1986). An introduction to the European Hydrological System “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology*. Volume 87.1-2, pp. 45-59.
82. Abbott, M., & Refsgaard, J. (1996). Distributed hydrological modelling (Vol. 22). *Springer Science & Business Media*.
83. Alipour, F., Hasanlou M., Arefi, H. (2014). Classifier fusion of high-resolution optical and Synthetic Aperture Radar (SAR) Satellite imagery for classification in urban area. *ISPRS Int Arch Photogramm Remote Sens Spat*. pp. 25–29. doi:10.5194/isprsarchives-XL-2-W3-25-2014
84. Arcement, G., Schneider, V., (1984). Guide for Selecting Manning’s Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. Federal Highway Administration. *United States Geological Survey Water Supply Paper* pp.23-39.
85. Arnell, N. (1997). Global warming, river flows and water resources. John Wiley, Chichester, p 224
86. Arnold, J., Fohrer, N. (2005). SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrological Processes: An International Journal*, Volume 19(3), pp.563-572.
87. Barazzetti, L. (2016). Georeferencing accuracy analysis of a single worldview-3 image collected over milan. *XXIII ISPRS Congress*. Vol. 38.
88. Ashworth, P., Ferguson, R. (1986). Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. pp. 361-371.
89. Attari, M., Taherian, M., Hosseini, S., Niazmand, S., Jeiroodi, M., Mohammadian, A. (2021). A simple and robust method for identifying the distribution functions of Manning’s roughness coefficient along a natural river. *Journal of Hydrology*. p. 503
90. Barnes, H. (1967). Roughness characteristics of natural channels. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper*. p. 213.

91. Bates, P., De Roo, A. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. DOI [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00278-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00278-X), 2000.
92. Bates, P., Lane, S. (2002). High resolution flow modelling in hydrology and geomorphology. p. 374.
93. Bates, P., Trigg, M., Neal, J., Dabrowa, A. (2013). LISFLOOD-FP user manual. Code release, 5(6).
94. Bear, J. (1979) *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill Book Publishing Company, New York, p. 567.
95. Bear J, Verruijt, A. (1987) *Modeling groundwater flow and pollution*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 414.
96. Beighley, R., Eggert, K., Dunne, T., He, Y., Gummadi, V., & Verdin, K. L. (2009). Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(8), pp. 1221-1235.
97. Bergström, S. (1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments.
98. Bergström, S. (1995). The HBV model. *Computer models of watershed hydrology*. pp. 443-476.
99. Beven, K., & Kirkby, J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological sciences journal*. Volume 24(1), pp. 43-69.
100. Beven, K., Kirkby, J., Schofield, N., Tagg, A. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of hydrology*. Volume 69(1-4), pp. 119-143.
101. Beven, K., Kirkby, M. (1993). *Channel network hydrology*. John Wiley, Chichester, p .319.

102. Beven, K. (2000). Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and earth system sciences*. Volume 4(2), pp.203-213.

103. Beven K. (2001). Rainfall-runoff modeling: the primer. John Wiley, Chichester, p 360

104. Beven, K., Young, P. (2013). A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. *Water Resources Research*, 49(8), pp. 5092-5098.

105. Burshtynska, K., Halochkin, M., Tretyak, S., & Zayats, I. (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester using GIS technologies. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, p. 29.

106. Burshtynska, K., Zayac, I., Tretyak, S., Halochkin, M. (2017). Monitoring of the riverbed of river Dniester of the Carpathian Region using GIS technologies. *Materialy z VIII Miedzynarodowej konferencji naukowej «Innowacyjne technologie geodezyjne, zastosowanie w roznych dziedzinach gospodarki»*. - Rzeszow, Polska, 7-9 czerwca - str. 27.

107. Burshtynska, K., Shevchuk, V., Babushka, A., Tretyak, S., Halochkin, M. (2018). Research of the morphology of river Dniester using remote sensing and cartographic data. *In 25th Anniversary Conference Geographic Information Systems Conference and Exhibition "GIS ODYSSEY 2018"*. Conference proceedings p. 64-72.

108. Box, G., and G. M. Jenkins.(1970). "Control." Halden-Day, San Francisco.

109. Bohne, K. (2005). An introduction into applied soil hydrology. Reiskirchen, Germany: Catena.

110. BWRD (Babylon Water Resources Department). (1998). Report about the basic design of Hilla river and Shatt Al-Daghara (in Arabic).

111. Cajthaml, J. (2013). Polynomial georeferencing method for old map series. *13th international multidisciplinary scientific geoconference*, 1, pp. 859-866.

112. Cannon, J., Murphy, M. (2014). Active lower crustal deformation and Himalayan seismic hazard revealed by stream channels and regional geology. *Tectonophysics*, Volume 633, pp. 34-42.
113. Castleman, K. (1995). Digital Image Processing. *USA Prentice Hall Inc.*, Englewood Cliffs, New Jersey.
114. Cirella, G., Iyalomhe, F. (2018). Flooding conceptual review: Sustainability-focalized best practices in Nigeria. *Applied Sciences*, 8(9), pp. 1558.
115. Charbeneau, R. (2000). Groundwater hydraulics and pollutant transport. Prentice Hall, Upper Saddle River, p. 593.
116. Chastain, R., Housman, I., Goldstein, J., Finco, M., Tenneson, K. (2019). Empirical cross sensor comparison of Sentinel-2A and 2B MSI, Landsat-8 OLI, and Landsat-7 ETM+ top of atmosphere spectral characteristics over the conterminous United States. *Remote sensing of environment*, Volume 221, pp. 274-285.
117. Chen, A., Evans, B., Djordjević, S., Savić D. (2012). A coarse-grid approach to representing building blockage effects in 2D urban flood modelling. *Journal of Hydrology*. pp. 1–16. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.007
118. Chen, Y., Tsai, J., Chang, L., Ho, C., Chen, C. (2014). The development of a real-time flooding operation model in the Tseng-Wen Reservoir. *Hydrology Research*, Volume 45(3), pp. 490-503.
119. Chernevuj, Y. (2007). Особливості структури лісового покриву низькогірного ландшафту у басейні річки Дністер. *Наукові праці Лісівничої академії наук України* с. 47-50.
120. Chow, V. (1959). Open-channel hydraulics. McGraw-Hill, New York.
121. Chow V. (1964) Handbook of applied hydrology. *McGraw-Hill Book Publishing Company*, New York.
122. Chow, V., Maidment, D., Mays, L. (1988). Applied hydrology. McGraw-Hill, New York.
123. Coulthard T, Van de Wiel, M. (2012). Modelling river history and evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. p 370.

124. Cook, A., Merwade, V. (2009). Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. *Journal of hydrology*, Volume 377(1-2), pp. 131-142.
125. Costard, F., Gautier, E., Fedorov, A., Konstantinov, P., & Dupeyrat, L. (2014). An assessment of the erosion potential of the fluvial thermal process during ice breakups of the Lena River (Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*, Volume 25(3), pp. 162-171.
126. Crawford, N., Linsley, R. (1966). Digital Simulation in Hydrology Stanford Watershed Model 4.
127. Delgadillo-Herrera, M., Arreola-Esquivel, M., Toxqui-Quitl, C., & Padilla-Vivanco, A. (2019, August). Normalized difference indices in Landsat 5 TM satellite data. *In Current Developments in Lens Design and Optical Engineering XX*. Volume. 11(104), pp. 225-232.
128. Devi, M., Rongmei, L. (2017). Impacts of sand and gravel quarrying on the stream channel and surrounding environment. *Asia Pacific Journal of Energy and Environment*, Volume 4(1), pp. 7-12.
129. Devia, G., Ganasri, B., Dwarakish, G. (2015). A review on hydrological models. *Aquatic procedia*, Volume 4, pp. 1001-1007.
130. Ding, Y., Wang, S. (2005). Identification of Manning's roughness coefficients in channel network using adjoint analysis. *International Journal of Computational Fluid Dynamics*, Volume 19(1), pp. 3-13.
131. DHI (2005). MIKE 11 Reference Manual, *Danish Hydraulic Institute*.
132. Doherty, R. (2010). Calibration of HEC-RAS models for rating curve development in semi arid regions of Western Australia. *In AHA 2010 Conference, Perth*.
133. Döll, P., Kaspar, F., Lehner, B. (2003). A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, Volume 270(1-2), pp. 105-134.

134. Duan, Q., Gupta, H., Sorooshian, S., Rousseau, A. , Turcotte, R. (2003). Calibration of watershed models. *Calibration of watershed models*. (Vol. 6). AGU, Washington, p. 345.
135. Drinkwater, K., Mountain, D., Herman, A. (1998). Recent changes in the hydrography of the Scotian Shelf and Gulf of Maine a return to conditions of the 1960. *Sci. Coun. Res. Doc. NAFO*, Volume (98), pp. 16.
136. Drinkwater, K. F., Colbourne, E., Gilbert, D. (1999). Overview of environmental conditions in the Northwest Atlantic in 1997. *NAFO Sci. Coun. Studies*, 32, pp. 75-121.
137. Dyakonova, T., Khoperskov, A. (2018, March). Bottom friction models for shallow water equations: Manning's roughness coefficient and small-scale bottom heterogeneity. *In Journal of Physics: Conference Series*, Volume 1(973), pp.11- 14.
138. Elfert, S., & Bormann, H. (2010). Simulated impact of past and possible future land use changes on the hydrological response of the Northern German lowland 'Hunte' catchment. *Journal of Hydrology*, Volume 383(3-4), pp. 245-255.
139. Erena, S. H., Worku, H., & De Paola, F. (2018). Flood hazard mapping using FLO-2D and local management strategies of Dire Dawa city, Ethiopia. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, Volume 19, pp. 224-239.
140. Esri, "Fundamentals of georeferencing a raster dataset," [Online]. Available: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/fundamentals-for-georeferencing-a-raster-dataset.html>. [Accessed March 2020].
141. Fan, J., Gijbels, R. (1996). Local Polynomial Modelling and Its Applications; *Chapman and Hall*: London, UK, pp. 24–25.
142. Fargue, M. (1875). Ascension du Morgon. *Ann. Club Alp. Français*, 2, 243-258.
143. Favorskaya, M., Jain, L. C. (2017). Software tools for terrain and forest modelling. *In Handbook on Advances in Remote Sensing and Geographic Information Systems*, pp. 69-109.

144. Feyisa, G., Meilby, H., Fensholt, R., Proud, S., (2014). Automated water extraction index: A new technique for surface water mapping using landsat imagery, *Remote Sensing of Environment*, Volume 140, pp. 23–35. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.029> Google Scholar.
145. Fenton, J. (2002). The application of numerical methods and mathematics to hydrography. *Proc. 11th Australasian Hydrographic Conference, 3-6 July, Sydney*. pp. 34-37.
146. Fetter, C. (1980). Applied hydrogeology. Merrill Publishing Company, Columbus, p. 592.
147. Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., Todini, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, Volume 175(1-4), pp. 293-338.
148. Fread, D., (1985). Channel Routing, Chapter 14 in Hydrological Forecasting, Anderson, M.G., and T.P. Burt Editors, John Wiley and Sons Ltd., pp. 437 – 503.
149. Fread, D, Lewis, J. (1998). NWS Fldwav Model. Hydrologic Research Laboratory, *Office of Hydrology, National Weather Service, NOAA*. pp. 45-47.
150. Frevert, D., Singh, V. (2006). Watershed Models. Boca Raton : Taylor & Francis Group, p. 653.
151. Gao, H., Sabo, J., Chen, X., Liu, Z., Yang, Z., Ren, Z., & Liu, M. (2018). Landscape heterogeneity and hydrological processes: a review of landscape-based hydrological models. *Landscape ecology*, Volume 33(9), pp. 1461-1480.
152. Gassman, P., Reyes, M., Green, C., Arnold, J. (2007). The soil and water assessment tool: historical development, applications, and future research directions. *Transactions of the ASABE*, Volume 50(4), pp. 1211-1250.
153. Gatto, L. (1995). Soil freeze-thaw effects on bank erodibility and stability.
154. Girardon, H. (1894). L'amélioration des rivières en basses eaux. *Vlème Congrès International de Navigation Intérieure, La Haye*.

155. Gumindoga, W. (2010). Hydrologic impacts of landuse change in the upper gilgel abay river bassin, ethiopia: Topmodel application. *University of Twente Faculty of Geo-Information and Earth Observation (ITC)*.
156. Gupta, B. (2007). Water resources systems and management. 2nd Edition.
157. Gurnell, A., Montgomery, D. (1998). Preface: hydrological applications of GIS. *Hydrological Processes*, Volume 12(6), pp. 821-822.
158. Guymon, G. (1994). Unsaturated zone hydrology. *Prentice Hall, Englewood Cliffs*, p. 210.
159. Goda, L., Kalocsa, B., Tamas, E. (2007). River bed erosion on the Hungarian section of the Danube. *Journal of Environmental Science for Sustainable Society*, Volume 1, pp. 47-54.
160. Gogichaishvili, G., Urushadze, T. (2006). Estimation of erosion danger lands of the reclamation fund in Georgia. *Journal of Agriculture and Rural Development in the Tropics and Subtropics (JARTS)*, Volume 107(1), pp. 85-94.
161. Gong, L., Widen-Nilsson, E., Halldin, S., & Xu, C. Y. (2009). Large-scale runoff routing with an aggregated network-response function. *Journal of Hydrology*, Volume 368(1-4), pp. 237-250.
162. Gordon, N., McMahan T., Finlayson B., Gippel, C., Nathan, R. (2006). Stream hydrology: an introduction for ecologists. John Wiley, Chichester, p 429.
163. Gosain, A, Mani, C.(2009). Hydrological Modelling-Literature Review. *Climawater*, Report NO.1.
164. Graham, D., Butts, M. (2005). Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. *Watershed models*, pp.245-272.
165. Grodecki, J., Dial, G. (2003). Block adjustment of high-resolution satellite images described by rational polynomials. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Volume 69(1), pp. 59-68.
166. Gumindoga, W., Rientjes, M., Haile, A., Dube, T. (2014). Predicting streamflow for land cover changes in the Upper Gilgel Abay River Basin,

Ethiopia: A TOPMODEL based approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Volume 76, pp. 3-15.

167. Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data, *Remote sensing of Environment*, Volume 54 (2), pp. 127 – 140.

168. Halochkin, M., Burshtynska, K. (2021). Modeling of flooding of the nearshore area of part of the Dnister River using the HEC-RAS module. *Proceedings of the International Scientific and Practical Conference of Young Scientists "GeoTerrace-2021"*. Lviv, p. 1-5.

169. Hämmerling, M, (2019). Assessment of technical conditions of bank protection of watercourses and reservoirs in the city of poznań. *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus*, Volume 18, pp. 3-17.

170. Hancock, V., Gregory, S. (1998). Beyond power: Bedrock river incision process and form. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, Volume 107. 35-60.

171. Hassani, M., Chabou, M., Hamoudi, M., Guettouche, M. S. (2015). Index of extraction of water surfaces from Landsat 7 ETM+ images. *Arabian Journal of Geosciences*, Volume 8(6), pp. 3381-3389.

172. Hashemi, M., Abedini, M., Neill, S., Malekzadeh, P. (2008). Tidal and surge modelling using differential quadrature: a case study in the Bristol Channel, *Coastal Engineering*, Volume. 55, No. 10, pp. 811–819.

173. HEC-RAS, (2010). River Analysis System Hydraulic Reference Manual (CPD-69), Version 4.1 January. p. 411.

174. Hershey, R., Fairbridge, R. (1998) Encyclopedia of hydrology and water resources. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 803.

175. Hinzman, L., Kane, D. (1991). Snow hydrology of a headwater arctic basin: 2. Conceptual analysis and computer modeling. *Water Resources Research*, Volume 27(6), pp. 1111-1121.

176. Hirt, C., Nichols, B. (1988). Flow-3D User's manual. *Flow Science Inc*, p. 107.
177. Hogg, Y., Zhang, Y., Khan, S. (eds) (2017). Hydrologic remote sensing: capacity building for sustainability and resilience. *CRC Press, Boca Raton*, p. 395.
178. Holbrook, J., & Schumm, S. A. (1999). Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, Volume 305(1-3), pp. 287-306.
179. Holko, L., Lepistö, A. (1997). Modelling the hydrological behaviour of a mountain catchment using TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, Volume 196(1-4), pp. 361-377.
180. Honkanadavar, N., Sharma, K. (2014). Testing and modeling the behavior of riverbed and blasted quarried rockfill materials. *International Journal of Geomechanics*, Volume 14(6).
181. Irons, J., Williams, D., Markham, B. (1995, July). Landsat 7 ETM+ on-orbit calibration and data quality assessment. In 1995 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'95. *Quantitative Remote Sensing for Science and Applications*, Volume 2, pp. 1573-1575.
182. Isabaev, K., Berdiev, M., Norkulov, B., Tajieva, D., & Akhmadi, M. (2020, July). The dynamics of channel processes in the area of damless water intake. In IOP Conference Series: *Materials Science and Engineering*, Volume 883, No. 1.
183. Janes, A., Chaineaux, J., Carson, D., & Le Lore, P. A. (2008). MIKE 3 versus HARTMANN apparatus: Comparison of measured minimum ignition energy (MIE). *Journal of hazardous materials*, Volume 152(1), pp. 32-39.
184. Johnson, A., Aggradation at bridges. (2001). *Journal of Hydraulic Engineering*. Volume 127. pp. 154-157.
185. Hameed, L., Ali, S. (2013). Estimating of Manning's roughness coefficient for Hilla River through calibration using HEC-RAS model. *Jordan Journal of Civil Engineering*, Volume 7(1), pp. 44-53.

186. Kaplan, G., & Avdan, U. (2018, March). Sentinel-2 pan sharpening—comparative analysis. In *Proceedings*, Volume 2, No. 7, p. 345).

187. Khrystuna, B., K., Mazur, A., Halochkin, M., Shylo, Y., Zayats, I. (2022). Using images obtained from UAVs to construct a DEM of riverbed territories with complex hydromorphological characteristics *Cartography and Aerial Photography*, Volume 95, Issue 95, p. 53-64.

188. Király, G., Walz, U., Podobnikar, T., Czimber, K., Neubert, M., & Kokalj, Ž. (2008). Georeferencing of historical maps—methods and experiences. *Spatial Information Systems for Transnational Environmental Management of Protected Areas and Regions in the Central European Space. Selected Results and Outputs of the Interreg IIIB Project SISTEMaPARC*, Rhombos-Verlag, Berlin, pp. 53-63.

189. Kumar, P., Folk, M., Markus, M., & Alameda, J. C. (2005). *Hydroinformatics: data integrative approaches in computation, analysis, and modeling*. CRC Press.

190. Kundzewicz, Z. W., Gee, D., Grandjean, P., Hansen, S. F., Hove, S., MacGarvin, M., ... & Stanners, D. (2013). Floods: Lessons about Early Warning Systems. Summary. In *Late Lessons from Early Warnings*, pp. 25-25.

191. Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*, Volume 5, pp. 89-97.

192. Krejčí, J. (2009). Methods for georeferencing early maps. *The Bulletin of the Society of Cartographers*, Volume 43(1-2), pp. 45-48.

193. Lakshmi, V. (2017). *Remote sensing of hydrological extremes*. Berlin, Springer, p. 250.

194. Lakshmi, V., Alsdorf, D., Anderson, M., Nianmaria, S., Cosh, M., Entin, J., Huffman, G., Kustas, W., (2015) Remote sensing of the terrestrial water cycle. geophysical monograph. *American Geophysical Union and John Wiley & Sons, Hoboken*, p. 556.

195. Legesse, D., Vallet-Coulomb, C., & Gasse, F. (2003). Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of hydrology*, Volume 275(1-2), pp. 67-85.
196. Luu, T., M., Garnier, J., Billen, G., Orange, D., Némery, J., Le, T. P. Q., Le, L. A. (2010). Hydrological regime and water budget of the Red River Delta (Northern Vietnam). *Journal of Asian Earth Sciences*, Volume 37(3), 2pp. 19-228.
197. Maalem, N., Kadirov, O. (2020, July). Shape parameters of the transverse cross-section of river beds. *In IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, Volume 883, No. 1, p. 123.
198. Maidment, D. (1993). GIS and hydrologic modeling (in Goodchild, M.F., Parks, B.O., and Steyaert, L.T. (eds)), *Environmental Modeling with GIS*. Oxford. Oxford University Press, p. 147–167.
199. Maidment, D. (1993) Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York.
200. Maidment, D. (2002) Arc hydro. ESRI Press, Redlands, p. 208.
201. Malaterre, P., & Baume, J. (1998, October). Modeling and regulation of irrigation canals: existing applications and ongoing researches. *In SMC'98 Conference Proceedings. 1998 IEEE International Conference on Systems, Man, and Cybernetics*, Volume 4, pp. 3850-3855.
202. Malik, I., & Matyja, M. (2008). Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bílá Opava River—Czech Republic). *Geomorphology*, Volume 98(1-2), pp. 126-142.
203. Makungo, R., Odiyo, J. O., Ndiritu, J. G., & Mwaka, B. (2010). Rainfall–runoff modelling approach for ungauged catchments: A case study of Nzhelele River sub-quaternal catchment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts a/b/c*, Volume 35(13-14), pp. 596-607.
204. Md Ali, A., Di Baldassarre, G., & Solomatine, D. P. (2015). Testing different cross-section spacing in 1D hydraulic modelling: a case study on Johor River, Malaysia. *Hydrological Sciences Journal*, Volume 60(2), pp. 351-360..

205. Meijerink, A., De Brouwer, A., Mannaerts, M., & Valenzuela, C. R. (1994). Introduction to the use of geographic information systems for practical hydrology.
206. Mengistu, D., Moges, S., & Sorteberg, A. (2016). Revisiting systems type black-box rainfall-runoff models for flow forecasting application. *Journal of Water Resource and Protection*, Volume 8(1), p. 65.
207. Merwade, V. (2012). Tutorial on using HEC-GeoRAS with ArcGIS 10 and HEC-RAS Modeling. *School of Civil Engineering, Purdue University*.
208. Mikhailov, V., & Mikhailova, M. (2015). Impact of local water management and hydraulic-engineering projects on river deltas. *Water Resources*, Volume 42(3), pp. 275-284.
209. Mitiche, A., & Sekkati, H. (2006). Optical flow 3D segmentation and interpretation: A variational method with active curve evolution and level sets. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Volume 28(11), pp. 1818-1829.
210. Miyazaki, T. (2006). Water flow in soils. Taylor & Francis, Boca Raton, p. 418.
211. Mulvaney, T. (1851). On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and flood discharges in a given catchment. *Proceedings of the institution of Civil Engineers of Ireland*, Volume 4, pp. 19-31.
212. Mulligan, M. (2004). Modelling catchment hydrology, *Environmental Modelling*. London : Wiley, 432 pp.
213. Moharir, R., Khairnar, K., & Paunekar, W. (2014). MIKE 3 as a modeling tool for flow characterization: A review of applications on water bodies. *International Journal of Advanced Studies in Computers, Science and Engineering*, Volume 3(3), p. 32.
214. Molley F, Wesse, P. (2009). River basin trajectories: societies, environments and development. *IWMI-International Water Management Institute*, CABI, Wallingford, p. 311.

215. Molnár, G. (2010). Making a georeferenced mosaic of historical map series using constrained polynomial fit. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, Volume 45(1), pp. 24-30.
216. Montgomery, D., & Buffington, J. (1998). Channel processes, classification, and response. *River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*, *RJ Naiman and RE Bilby (Editors)*. Springer-Verlag, New York, pp. 13-42.
217. Moradkhani, H. and Sorooshian, S., (2008). General review of rainfall-runoff modeling: model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis. *Hydrological modeling and the water cycle*. Springer. p. 291.
218. Murray, A., & Paola, C. (2003). Modelling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Volume 28(2), pp. 131-143.
219. Myers, T., Swanson, S. (1995). Impact of deferred rotation grazing on stream characteristics in central Nevada: a case study. *North American Journal of Fisheries Management*, Volume 15 pp. 428–439.
220. Nagata, N., Hosoda, Y., (2000)/ Numerical analysis of river channel processes with bank erosion. *Journal of Hydraulic Engineering*, Volume 126, pp. 243-252.
221. Nash, J. E. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *Comptes Rendus et Rapports Assemblee Generale de Toronto*, Volume 3, pp. 114-121.
222. Nash, J., & HRS. (1960). A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, Volume 17(3), pp. 249-282.
223. Neal, J., Schumann, G., Fewtrell, T., Budimir, M., Bates, P., & Mason, D. (2011). Evaluating a new LISFLOOD-FP formulation with data from the summer 2007 floods in Tewkesbury, UK. *Journal of Flood Risk Management*, Volume 4(2), pp. 88-95.

224. Nelz, S., & Pender, G. (2009). Desktop review of 2d hydraulic modelling packages. *Environment Agency, Rio House, Waterside Drive, Aztec West, Almondsbury, Bristol, BS32 4UD.*
225. Nilsson, E., Gong, L., Halldin, S., & Xu, C. Y. (2009). Model performance and parameter behavior for varying time aggregations and evaluation criteria in the WASMOD-M global water balance model. *Water Resources Research*, Volume 45(5).
226. Nippgen, F., McGlynn, B., Marshall, L. A., & Emanuel, R. (2011). Landscape structure and climate influences on hydrologic response. *Water Resources Research*, Volume 47(12).
227. Nijssen, B., O'Donnell, G. M., Hamlet, A. F., & Lettenmaier, D. P. (2001). Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climatic change*, Volume 50(1), pp. 143-175.
228. Nowakowski, T. (2015). Arianespace successfully launches Europe's Sentinel-2A Earth observation satellite. *Spaceflight insider.*
229. OSCE/UNECE 2005. OSCE/UNECE Project: Transboundary co-operation and sustainable management of the Dniester River. Transboundary diagnostic study for the Dniester River Basin [online]. Organization for Security and Co-operation in Europe, United Nations Economic Commission for Europe pp. 94. [Access 2.11.2005]. Available at: <https://www.osce.org/files/f/documents/4/8/104057.pdf>.
230. Ottinger, M., Kuenzer, C., Liu, G., Wang, S., & Dech, S. (2013). Monitoring land cover dynamics in the Yellow River Delta from 1995 to 2010 based on Landsat 5 TM. *Applied Geography*, Volume 44, pp. 53-68.
231. Paziewska, I. (2016). IT system of the country's protection against extreme hazards as tool of informing the population of threats (Doctoral dissertation, Wydział Administracji i Nauk Społecznych).
232. Pandi, D., Kothandaraman, S., & Kuppusamy, M. (2021). Hydrological models: a review. *International Journal of Hydrology Science and Technology*, Volume 12(3), pp. 223-242.

233. Peel, M., McMahon, T., & Finlayson, B. (2010). Vegetation impact on mean annual evapotranspiration at a global catchment scale. *Water Resources Research*, Volume 46(9).
234. Pham, B., Luu, C., Van Phong, T., Nguyen, H., Van Le, H., Tran, T., Prakash, I. (2021). Flood risk assessment using hybrid artificial intelligence models integrated with multi-criteria decision analysis in Quang Nam Province, Vietnam. *Journal of Hydrology*, Volume 592, pp. 125-135.
235. Pinos, J., & Timbe, L. (2019). Performance assessment of two-dimensional hydraulic models for generation of flood inundation maps in mountain river basins. *Water science and engineering*, Volume 12(1), pp. 11-18.
236. Pinder, G., Celia, M. (2006). Subsurface hydrology. John Wiley, New York, p. 468.
237. Pix4D (2013). Hands Free Solutions for Mapping and 3D Modeling.
238. Phiri, D., Simwanda, M., Salekin, S., Nyirenda, V. R., Murayama, Y., & Ranagalage, M. (2020). Sentinel-2 data for land cover/use mapping: a review. *Remote Sensing*, Volume 12(14), p. 2291.
239. Price, R. (1994). Flood routing models. computer modeling of freesurface and pressurized flows, m. h. chaudhry and l. w. mays, eds. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, The Netherlands, pp. 375-407.
240. Pruess, K., & Bodvarsson, F. S. (1983, November). A seven-point finite difference method for improved grid orientation performance in pattern steamflows. *In SPE Reservoir Simulation Symposium*.
241. Rangari, V., Umamahesh, N., & Bhatt, C. (2019). Assessment of inundation risk in urban floods using HEC RAS 2D. *Modeling Earth Systems and Environment*, Volume 5(4), pp. 1839-1851.
242. Refsgaard, J., (1997). Parameterization, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, Volume 198, pp. 69–97.
243. Remson, I., Hornberger, G., Molz, F. (1971). Numerical methods in Subsurface Hydrology. John Wiley, New York, p 389.

244. Refshaard, J., & Storm, B. (1995). MIKE SHE. *Computer models of watershed hydrology*, pp. 809-846.
245. Saint-Venant. (1871). Theorie du mouvement non-permanent des eaux avec application aux crues des rivières et à l'introduction des Mares dans leur lit. *Académie de Sci. Comptes Rendus*, Volume 73(99), pp. 148-154.
246. Savichev, O., Reshetko, M., Matveenko, I., & Ivanova, Y. (2015). Evaluation of plain river channel deformation in the absence of observation data. In IOP Conference Series: *Earth and Environmental Science*, Volume 24, No. 1, p. 234.
247. Schabuss, M., Schiemer, F., Habersack, H., & Liedermann, M. (2006, September). A comprehensive concept for an eco-hydrological assessment of large scale restoration programmes of floodplain rivers. In *36th International Conference of the International Association for Danube Research, 'Interfacing the past and the future of ecology and water management in a large European river'*, Vienna, Klosterneuburg.
248. Sen, Z. (2009). Fuzzy logic and hydrological modeling. *CRC Press*.
249. Shevchuk, V., Burshtynska, K., Korolik, I., & Halochkin, M. (2021). Monitoring of horizontal displacements and changes of the riverine area of the Dniester River. *Journal of Water and Land Development*, 49(4-6), 1–15.
250. Shibuo, Y., Ikoma, E., Valeriano, O., Wang, L., Lawford, P., Kitsuregawa, M., & Koike, T. (2016). Implementation of real-time flood prediction and its application to dam operations by data integration analysis system. *Journal of Disaster Research*, Volume 11(6), pp. 1052-1061.
251. Singh V. (1995). Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications*, Littleton.
252. Singh, V. (1996). Kinematic wave modeling in water resources: surface water hydrology. *John Wiley*, New York.
253. Singh, VP, Frevert, D. (2002). Mathematical models of large watershed hydrology. *Water Resources Publications*, Littleton.

254. Singh, V. (2013). Entropy theory and its application in environmental and water engineering. *John Wiley*, New York, p. 642.
255. Singh, V. (2017). Handbook of applied hydrology. *McGraw-Hill Education*, New York.
256. Sharkey, J. K. (2014). Investigating instabilities with HEC-RAS unsteady flow modeling for regulated rivers at low flow stages.
257. Sharma, K., Sorooshian, S., Wheater, H. (2008). Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas. New York : *Cambridge University Press*, Volume p. 223.
258. Shendryk, Y., Rist, Y., Ticehurst, C., & Thorburn, P. (2019). Deep learning for multi-modal classification of cloud, shadow and land cover scenes in PlanetScope and Sentinel-2 imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Volume 157, pp. 124-136.
259. Sherman, L. (1932). Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record*, Volume 108, pp. 501-505.
260. Shi, J., & Shi, Z. (2011). Study on the application of TerraScan to filtering LIDAR data cloud. *Journal of Huaihai Institute of Technology (Natural Science Edition)*, Volume 20(3), pp. 46-49.
261. Singh, V. (1997). Kinematic wave modeling in water resources: environmental hydrology. *John Wiley*, New York .
262. Singh, V, Woolhiser D. (2002). Mathematical modeling of watershed hydrology. *J Hydrol Eng*, Volume 7(4), pp. 270–294.
263. Singh, V. (2014). Entropy theory in hydraulic engineering. *ASCE Press*, Reston.
264. Sivakumar, B. (2017). Nonlinear dynamics and chaos. Chapter 29. In: Singh VP (ed) *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Education, New York, pp. 29-1–29-11.
265. Soja, R., & Starkel, L. (2007). Extreme rainfalls in Eastern Himalaya and southern slope of Meghalaya Plateau and their geomorphologic impacts. *Geomorphology*, Volume 84(3-4), pp. 170-180.

266. Sokolova, G., Verkhoturov, A., & Korolev, S. (2019). Impact of deforestation on streamflow in the Amur River Basin. *Geosciences*, Volume 9(6), p. 262.

267. Song S., Schmalz B., Xu Y.P., Fohrer N. Seasonality of roughness – the indicator of annual river flow resistance condition in a lowland catchment // *Water Resources Management*. 2017. V. 31. I. 11. P. 3299–3312. URL: <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1656-z> .

268. Sorooshian, S., Hsu, K., Coppola, E., Tomasseti, B., Verdecchia M., Visconti G. (2008). Hydrological modeling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrologic models. *Springer*, Dordrecht, p. 291.

269. Surian, N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms. The Journal of the British Geomorphological Research Group*, Volume 24(12), pp. 1135-1151.

270. Słowik, M. (2012). Changes of river bed pattern of a lowland river: effect of natural processes or anthropogenic intervention. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, Volume 94(3), pp. 301-320.

271. Tayefi, V., Lane, S., Hardy, R., & Yu, D. (2007). A comparison of one-and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains. *Hydrological Processes: An International Journal*, Volume 21(23), pp. 319-320.

272. Temmerman, S., Bouma, T., Van de Koppel, J., Van der Wal, D., De Vries, M., & Herman, P. M. J. (2007). Vegetation causes channel erosion in a tidal landscape. *Geology*, Volume 35(7), pp. 631-634.

273. Tayfur, G. (2012). *Soft Computing in water resources engineering: artificial neural network, fuzzy logic and genetic algorithms*. WIT Press, Southampton, p. 267.

274. Teillet, P., Barker, J., Markham, B., Irish, R., Fedosejevs, G., & Storey, J. C. (2001). Radiometric cross-calibration of the Landsat-7 ETM+ and Landsat-5 TM sensors based on tandem data sets. *Remote sensing of Environment*, Volume 78(1-2), pp. 39-54.

275. Tegegne, G., Park, D. K., & Kim, Y. O. (2017). Comparison of hydrological models for the assessment of water resources in a data-scarce region, the Upper Blue Nile River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, Volume 14, pp. 49-66.

276. Timbadiya P., Patel, P. (2011). Calibration of HEC-RAS Model on Prediction of Flood for Lower Tapi River, India. *Journal of Water Resource and Protection*, Volume 3 No. 11, pp. 805-811.

277. Toombes L, Chanson H. (2011). Numerical limitations of hydraulic models. *In Proceedings of the 34th World Congress of the International Association for Hydro-Environment Research and Engineering: 33rd Hydrology and Water Resources Symposium and 10th Conference on Hydraulics in Water Engineering, Engineers Australia*, pp. 2322–2329.

278. Troitskii, V., Laksberg, A., & Tursunov, V. (1991). River-bed quarry excavations and their effect on the hydraulic regime of river flow. *Hydrotechnical Construction*, Volume 25(5), pp. 263-266.

279. Vandaele, K., & Poesen, J. (1995). Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena*, Volume 25(1-4), pp. 213-226.

280. Vergroesen, AJ., van de Giesen, N., & van de Ven, FHM. (2010). A comparison of an implicit and explicit connection of fast and slow flowing components of a water system. *Hydrological Sciences Journal*, Volume 55(3), pp. 287-302.

281. Virsta, A. (2007). Floodplain revegetation and river basin restoration. *Environmental Engineering & Management Journal (EEMJ)*, Volume 6(4).

282. Wainwright, J., & Mulligan, M. (Eds.). (2013). Environmental modelling: finding simplicity in complexity. *John Wiley & Sons*.

283. Warren, I., & Bach, H. (1992). MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas. *Environmental Software*, Volume 7(4), pp. 229-240.

284. Wanguang, S., Chengzhen, L., & Baoshan, F. (2018). Study on the water resources optimal operation based on riverbed wind erosion control in West Liaohe River plain. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, Volume 379, pp. 443-453.
285. Wei, G., Brethour, J., Grünzner, M., & Burnham, J. (2014). The sedimentation scour model in FLOW-3D. *Flow Sci Rep*, Volume 3, pp. 1-29.
286. Weiler, M., & Beven, K. (2015). Do we need a community hydrological model. *Water Resources Research*, Volume 51(9), pp. 777-778 .
287. Wu, Y., Liu, K., & Chen, Y. (2013). Comparison between FLO-2D and Debris-2D on the application of assessment of granular debris flow hazards with case study. *Journal of Mountain Science*, Volume 10(2), pp. 293-304.
288. Wheater, H., Sorooshian, S., & Sharma, K. (2007). Hydrological modelling in arid and semi-arid areas. *Cambridge University Press*.
289. White, W. (1972). Deep erosion by continental ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 83(4), pp. 1037-1056.
290. World Meteorological Organization. (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *The Organization*.
291. Xu, C. (1999). From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in physical Geography*, Volume 23(2), pp. 229-249.
292. Xu, C., Widén, E., & Halldin, S. (2005). Modelling hydrological consequences of climate change—progress and challenges. *Advances in Atmospheric Sciences*, Volume 22(6), pp. 789-797.
293. Ye, A., Zhou, Z., You, J., Ma, F., & Duan, Q. (2018). Dynamic Manning's roughness coefficients for hydrological modelling in basins. *Hydrology Research*, Volume 49(5), pp. 1379-1395.
294. Yabe, T., & Aoki, T (1991). A universal solver for hyperbolic equations by cubic- interpolation. i. one-dimensional solver. *Comput. Phys. Commun.*, 66, 219232 .

295. Zeeman, E. (1978).. Catastrophe theory. Addison Wesley, Boston, p. 674.
296. Ren-Jun, Z. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of hydrology*, Volume 135(1-4), pp. 371-381.
297. Zabilansky, L. J., Hains, D. B., & Remus, J. I. (2006). Increased bed erosion due to ice. *In Current Practices in Cold Regions Engineering*, pp. 1-12.
298. Zawal, A., Lewin, I., Stępień, E., Szlauer-Łukaszewska, A., Buczyńska, E., Buczyński, P., & Stryjecki, R. (2016). The influence of the landscape structure within buffer zones, catchment land use and instream environmental variables on mollusc communities in a medium-sized lowland river. *Ecological Research*, Volume 31(6), pp. 853-867.
299. Zhang, L., Walker, G. R., & Dawes, W. (1999). Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance.
300. Zimmierman, R., Goodlett, J., & Comer, G. (1967). The influence of vegetation on channel form of small streams. *In Symposium on river morphology*, Volume 75, pp. 255-275.
301. Zolezzi, G., Luchi, R., & Tubino, M. (2012). Modeling morphodynamic processes in meandering rivers with spatial width variations. *Reviews of Geophysics*, Volume 50(4) pp. 123-134.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця коефіцієнтів значень шорсткості (Маннінга) для русел рік та заплав

Опис поверхні	Мінімальн е	Нормальн е	Максимальн е
Природні русла - дрібні струмки (рівень затоплення при паводках менше 30 метрів)			
1. Основні Русла			
1. Чисті, прямі, з гладкою поверхнею без перепадів і глибоких басейнів	0.025	0.030	0.033
2. Такі, як і попередні, але з більшою кількістю каміння і бур'янів	0.030	0.035	0.040
3. Чисті, звивисті, з невеликою кількістю мілин	0.033	0.040	0.045
4. Такі, як попередні, але з більшою кількістю каміння	0.035	0.045	0.050
5. Такі, як попередні, але більш низькі перекати, більш різкі схили та ділянки	0.040	0.048	0.055
6. Такі, як попередні, але з більшою кількістю каміння	0.045	0.050	0.060
7. Уповільнені русла, зарослі бур'янами, з глибокими басейнами	0.050	0.070	0.080
8. Дуже зарослі бур'янами русла, глибокі водойми або заплави з густими заростями лісу і підліску	0.075	0.100	0.150
2. Гірські струмки з відсутньою рослинністю в руслі, крутими берегами. Дерева і чагарники уздовж берегів затоплюються при високих рівнях води.			
1. Дно з гравію, булижників та кількох валунів	0.030	0.030	0.030
2. Дно з булижників та великих валунів	0.040	0.040	0.040

3. Заплави

1. Пасовища без гальки

1. Низька трава	0.025	0.030	0.035
2. Висока трава	0.030	0.035	0.050

2. Посівні площі

1. Рілля без врожаю	0.020	0.030	0.040
2. Дозрілі просапні культури	0.025	0.035	0.045
3. Дозрілі польові культури	0.030	0.040	0.050

3. Чагарники

1. Рідкі чагарники, з бур'янами	0.035	0.050	0.070
2. Рідкі чагарники і дерева (в зимній період)	0.035	0.050	0.060
3. Рідкі чагарники і дерева (в літній період)	0.040	0.060	0.080
4. Густі чагарники (в зимовий період)	0.045	0.070	0.110
5. Густі чагарники (в літній період)	0.070	0.100	0.160

4. Деревя

1. Густі верби влітку	0.110	0.150	0.200
2. Пеньки	0.030	0.040	0.050
3. Такі, як попередні, але з великою кількістю пагонів	0.050	0.060	0.080
4. Щільний лісовий масив, кілька повалених дерев, невеликий підлісок, рівень паводку нижче гілок	0.080	0.100	0.120
5. Такі, як попередні, але повені досягають рівня гілок	0.050	0.060	0.080



<i>Локація</i>	49°12'41" пн. ш. 22°58'10" сх. д.
<i>Довжина русла</i>	1362 км
<i>Середня глибина</i>	1.5 - 3.5 м
<i>Середній ухил</i>	0,56 м/км
<i>Коефіцієнт Маннінга (n)</i>	0,025
<i>Опис русла</i>	Чисте пряме, з гладкою поверхнею без перепадів і глибоких басейнів



<i>Локація</i>	48°07'09" пн. ш. 24°59'31" сх. д.
<i>Довжина русла</i>	80 км
<i>Середня глибина</i>	0,6-1 м
<i>Середній ухил</i>	3,3 м/км
<i>Коефіцієнт Маннінга (n)</i>	0,030
<i>Опис русла</i>	Дно переважно з гравію та булижників



<i>Локація</i>	49°19'54" пн. ш. 26°45'27" сх. д.
<i>Довжина русла</i>	169 км
<i>Середня глибина</i>	1-1,5 м
<i>Середній ухил</i>	1,3 м/км
<i>Коефіцієнт Маннінга (n)</i>	0,075
<i>Опис русла</i>	Дуже зарослі бур'янами русла, глибокі водойми або заплави з густими заростями лісу і підліску



Локація

48°17'27" пн. ш. 25°56'04" сх. д

Коефіцієнт Маннінга (n)

0,100

Опис заплави

Щільний лісовий масив, кілька повалених дерев, невеликий підлісок, рівень паводку нижче гілок

Топографічна карта масштабу 1:10 000 для м. Галич

