

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра гідрології суші

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: **ДОВГОСТРОКОВЕ ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК
ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА МАЛИХ РІЧКАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ**

Виконала студентка 2 курсу групи МГ- 61
спеціальності 8.04010503 Гідрологія,
Сьомченко Ірина Максимівна

Керівник: д.геогр.н., проф.
Шакірманова Жаннетта Рашидівна

Консультант _____

Рецензент к.геогр.н., доцент
Сербов Микола Георгійович

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра гідрології суші
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 8.04010503 «Гідрологія»
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри гідрології суші

д.геогр.н., проф. Гопченко Є.Д.

“ ___ ” _____ 20__ року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Сьомчено Ірині Максимівні

1. Тема роботи: Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля на малих річках Одеської області

керівник роботи: д.геогр.н., проф. Шакірманова Жаннетта Рашидівна

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “ ___ ” _____ 20__ року №__

2. Строк подання студентом роботи _____

3. Вихідні дані до роботи: щорічні дані характеристик снігового покриву, опадів, глибини промерзання ґрунту, температури повітря, витрати і рівні води в річках, вологість ґрунтів гідрографічні та морфометричні характеристики території.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

- 1) вивчення фізико-географічних умов формування стоку річок Одеської області;
- 2) описання сучасних методів довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля;
- 3) картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості;
- 4) обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні;
- 5) реалізація методики прогнозу довгострокових просторових прогнозів характеристик весняного водопілля на річках одеської області;
- 6) схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води по картосхемах прогнозних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості;

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

Фізико-географічна карта Одеської області, карта рослинності, ґрунтове районування території, гідрографічна мережа річок Одеської області, гідрометеорологічна вивченість території, карто-схеми середньобаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві та дат їх настання, середньобаторічних максимальних глибини промерзання ґрунтів, по території Одеської області середньобаторічних шарів стоку весняного водопілля та строків його початку, схилового припливу в басейнах рівнинної території України, карта – схема розподілу забезпеченості шарів стоку

весняного водопілля 2015-2016 р., карта – схема модульних шарів стоку та їх забезпеченості.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання _____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Період виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Вивчення фізико-географічних умов формування стоку річок Одеської області.	31.10.16 - 13.11.16	95	Відм.
2	Описання сучасних методів довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля.	14.11.16- 22.11.16	89	Відм.
3	Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості.	23.11.16- 01.12.16	87	Відм.
4	Рубіжна атестація	28.11.16- 04.12.16	90	Відм.
4	Обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні.	5.12.16- 15.01.17	90	Відм.
5	Реалізація методики прогнозу довгострокових просторових прогнозів характеристик весняного водопілля на річках одеської області.	16.01.17- 19.01.17	90	Відм.
6	Схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води по картосхемах прогнозних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості.	20.01.17- 29.01.17	93	Відм.
7	Оформлення магістерської роботи	30.01.17- 04.02.17	91	Відм.
8	Підготовка презентації та доповіді	05.02.17	92	Відм.
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	Відм.

Студент _____
Керівник роботи _____

Сьомченко І.М.
Шакірманова Ж.Р.

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота студентки гр. МГ-61 Сьомченко І.М. на тему «Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля на малих річках Одеської області»

Актуальність теми. Дослідження особливостей формування весняного водопілля річок та довгострокове прогнозування його характеристик є актуальною задачею, особливо для невивчених річок Одеської області, де високі паводки стають доволі ймовірними.

Метою досліджень є використання методу територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в межах території Одеської області за обмеженості гідрологічних спостережень в регіоні.

Об'єкт дослідження. Природні умови формування і прогнозування характеристик стоку в період весняного водопілля на річках Одеської області.

Методи дослідження. Використано комплексний географічний підхід до аналізу водного режиму річок Одеської області; науково-методичні основи та практичне застосування методу територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни, дискримінантний аналіз, просторове узагальнення інформації.

Теоретичне та практичне значення. За схемою, викладеною в роботі, можливе прогнозування весняних водопіль при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні Одеської області; можлива картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів) та їх забезпеченості (%); використовувалися науково-методичні засади та практичне застосування методу територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни для весняного водопілля 2015-2016 р.

Прогнозний метод встановлення характеристик весняного водопілля річок Одеської області і прилеглих територій може щорічно використовуватися в оперативній діяльності Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (відповідно листу-заявки на виконання теми магістерської роботи) у відділі річкових прогнозів.

Вихідні дані. Багаторічні та оперативні матеріали спостережень мережі гідрометслужби України, дані Центральної геофізичної обсерваторії та Українського гідрометцентру, що отримані при використанні автоматизованої системи АРМгідро (запаси води в сніговому покриві, опади, температура повітря, глибини промерзання ґрунтів, витрати і рівні води в річках).

Кількість сторінок – 133

Кількість рисунків – 18

Кількість таблиць – 21

Кількість використаної літератури – 29

Ключові слова: весняне водопілля, довгостроковий прогноз, відсутність спостережень.

SUMMARY

Master's qualification work student gr. MG-61 I.M Somchenko on "Long-term performance forecasting spring flood on small rivers Odessa region"

Actuality of theme. Studies of the formation of spring flood rivers and long-term forecasting of its characteristics is an urgent task, especially for unexplored rivers of Odessa region, where high floods are quite likely.

The purpose of research is to use the method of local long-term forecasts layer flow and maximum water discharge of spring flood in the territory of Odessa region the limited hydrological observations in the region.

Object of study. The natural conditions of the performance and forecasting runoff during spring flood on the rivers Odessa region.

Research methods. Used complex geographical approach to the analysis of the water regime of rivers Odessa region; scientific and methodical bases and practical application of the method of long-term forecasting of territorial layers flow and maximum water flow through spring flood identify the type of spring, discriminant analysis, spatial data generalization.

Theoretical and practical importance. Under the scheme laid down in the possible prediction of spring floods in low amounts or no hydrological observations in the region of Odessa region; Cartographic presentation of possible prognostic variables layer flow and maximum water discharge spring flood (in the form of modular ratios) and their availability (%); used scientific methodology and practical application of the method of forecasting long-term spatial layers flow and maximum water flow through spring flood identify the type of spring to spring flood 2015-2016 p.

Projected installation method features spring flood rivers Odessa region and adjacent areas may be used annually in operational activities meteorologist Black and Azov Seas (under a letter of application performance topics master's thesis) in the department of river forecasts.

Output data. Long-term and operational materials Ukraine Hydrometeorological observation network, the data of the Central Geophysical Observatory and Ukrainian Hydrometeorological that obtained by use of an automated system ARMhidro (water supplies in the snow cover, precipitation, temperature, soil freezing depth, cost and water levels in rivers).

Number of Pages - 135

Number of figures - 18

Number of tables - 21

Number of references - 29

Keywords: spring flood, long-term forecasting, lack of supervision.

Зміст

Вступ.....		8
1 Фізико-географічні умови формування стоку річок Одеської області.....		10
1.1 Геологічна будова.....		11
1.2 Рельєф		13
1.3 Ґрунти і рослинність.....		14
1.4 Клімат.....		19
1.5 Гідрологічний режим та гідрологічна мережа.....		30
1.6 Гідрометеорологічна вивченість		36
2 Сучасні методи довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля		42
2.1 Рівняння водного балансу за період весняного водопілля і прогнози шарів весняного стоку.....		42
2.2 Сучасний стан в області довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля.....		48
2.3 Метод територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни.....		51
2.3.1 Теоретичні основи методу просторового довгострокового прогнозу шарів весняного стоку та максимальних витрат води водопілля.....		51
2.3.2 Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості.....		55
2.3.3 Методика встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля.....		56
2.4 Обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного		

водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні	58
2.5 Визначення основних гідрометеорологічних чинників весняного водопілля.....	61
2.6 Розрахунок характеристик гідрографів схилового припливу талодощової води.....	77
3 Реалізація методики прогнозу довгострокових просторових прогнозів характеристик весняного водопілля на річках Одеської області	84
3.1 Схема довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля за гідрометеорологічними даними.....	84
3.2 Схема складання прогнозів шарів стоку весняного водопілля за наявності картосхем очікуваних модульних коефіцієнтів та їх ймовірності настання.....	96
3.3 Схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля за гідрометеорологічними даними.....	105
3.4 Схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води по картосхемах прогнозних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості.....	124
Висновки.....	128
Список використаних джерел.....	130
Додатки.....	131

Вступ

Згідно Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінку і управління ризиками затоплення, яка спрямована на запобігання, захист та зменшення негативного впливу повеней на довкілля, в роботі передбачається розроблення та запровадження планів управління ризиками затоплення. План розробляється для території Одеської області, на основі попередньої оцінки ризиків затоплення. Для даної території виконуються такі заходи директиви в Україні, як проведення попередньої оцінки ризиків затоплення та підготовка карт загроз та ризиків затоплення.

Актуальність теми. Весняне водопілля – найбільш багатоводна фаза водного режиму рівнинних річок України. При катастрофічному розвитку ситуації під час весняного водопілля спостерігаються підйоми рівнів води, вихід води на заплаву, затоплення сільськогосподарських угідь, доріг тощо. Наслідки можуть бути непередбачувані. Саме тому прогнозування максимального стоку цього періоду має значну цінність і являється актуальним питанням сьогодення.

В Одеському регіоні весняний стік невеликих річок є основним джерелом поверхневого надходження природних вод (доля весняного стоку у річному складає до 80-90%). В останні роки на фоні не значної водності річок, в окремі роки багатоводні весняні водопілля призводять до затоплення територій, що порушує нормальну роботу багатьох галузей економіки та сільського господарства.

Метою роботи є використання методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля річок Одеської області, розробленим в ОДЕКУ і складання перевірних прогнозів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в межах території Одеської області по даних 2015-2016 року.

Предмет дослідження. Аналіз умов формування і прогнозування характеристик стоку в період весняного водопілля на річках Одеської області.

Об'єктом дослідження є весняне водопілля на річках Одеської області, що майже не охоплені даними гідрологічних спостережень на них.

Вихідні дані. Були використані багаторічні та оперативні матеріали спостережень мережі гідрометслужби України за даними Центральної геофізичної обсерваторії, Українського гідрометцентру та Гідрометцентру Чорного та Азовського морів, що отримані при використанні автоматизованої системи АРМгідро (запаси води в сніговому покриві, опади, температура повітря, глибини промерзання ґрунтів, витрати і рівні води в річках, вологість ґрунтів).

Тема магістерської роботи є складовою частиною науково-дослідної тематики кафедри гідрології суші ОДЕКУ «Розрахункові характеристики гідрологічного режиму річок України» (№ДР 0113U005797, 2013-2017 рр.). Робота виконана на замовлення Гідрометеорологічного центру Чорного та Азовського морів (лист від 06.02.2015 №18-05/93).

Апробація роботи. Результати дослідження неодноразово доповідались на науково-студентських семінарах кафедри гідрології суші - «Актуальні проблеми гідрології та шляхи їх вирішення». Автор роботи став переможцем у першому турі Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт за напрямом «Географія» (посіла III місце, 2015 р.), була учасником 2-го туру (м.Мелітопіль, 2016 р.), де було отримано диплом «За оригінальність проблеми дослідження», а тези доповіді надруковано в матеріалах Міжнародної науково-практичної інтернет – конференції «Історико – географічний дискурс проблем геосфери». Також результати наукового дослідження доповідалися на «Конференції молодих вчених ОДЕКУ - 2016», тези доповіді надруковано в матеріалах конференції молодих вчених.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧОК ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Одеська область розташована на південному заході України, між $48^{\circ}13'$ і $45^{\circ}12'$ північної широти та $28^{\circ}13'$ і $31^{\circ}18'$ східної довготи. Область простягається з півночі на південь на 340 км – від середньої течії Південного Бугу до Кілійського гирла Дунаю; із західної межі області до східної відстань не перевищує 130 км. Її площа – 33,3 тис.км² (5,5 % території України). Морські і лиманні узбережжя в межах області мають довжину близько 300 км. Углиб суші, на північ – північний захід територія області простягнулася на 200-250 км.

На півночі граничить з Вінницькою областю, на північному сході – з Кіровоградською, на сході – з Миколаївською областю, на півдні і південному-сході омивається водами Чорного моря. Область межує на південному заході по Дунаю і Кілійському гирлу з Румунією, на заході – з Молдовою.

Широкий вихід в Азово-Чорноморський басейн і великі річкові магістралі визначають великі переваги транспортно-географічного положення і рекреаційний потенціал Одеської області.

Північна частина області (Балтський, Кодимський, Котовський і Савранський райони) перебуває в лісостеповій зоні, а південна – у степовій. З розташуванням у степовій і лісостеповій природних зонах пов'язане її головне природне багатство – земельні ресурси. Однак негативним є те, що значна частина Одеської області розташована на півдні степової зони в умовах посушливого клімату, маловодності та слабкої залісеності.

Характеристика фізико-географічних умов формування району досліджень здійснена за літературними джерелами [1-6]. Фізико-географічна карта Одеської області зображена на рис. 1.1 [4].

1.1 Геологічна будова

Область розташована в межах стародавніх платформних структур. З великих геоструктур Східно-Європейської платформи на розглянутій території знаходяться: Український щит і його схили, Преддобруджинська юрська і Причорноморська крейдово-палеогенна западини [1].

Український кристалічний щит складений найдавнішими гірськими породами, їх вік становить 3,5-4 млрд. років. Це граніти, гнейси, кварцити, пісковики та ін. Докембрійська поверхня щита є нерівною, її перекриває потужна товща палеозойських, мезозойських і кайнозойських осадових порід. У місцях, де осадових порід мало, кристалічні породи виходять на денну поверхню. Український щит розбитий густою мережею глибинних розломів на окремі, зміщені один відносно одного, блоки. З розломами пов'язана більшість річкових долин.

Такими ж розломами щит відокремлюється від Причорноморської западини, розміщеної південніше, якій у рельєфі відповідає Причорноморська низовина. Западина знаходиться на південній окраїні Східноєвропейської платформи. Докембрійський фундамент залягає тут на глибинах 600 - 3 200 м, вище нагромадилися палеозойські, мезозойські і кайнозойські відкладення.

У геологічній будові Причорноморської западини беруть участь осадові породи переважно морського походження. Вони залягають тут майже горизонтально з деяким нахилом у бік моря.

Протягом антропогену в досліджуваному регіоні опадонакопичення відбувалося переважно в континентальних умовах. Антропогенні опади покривають вододіли, схили долин, складають низькі тераси рік і лиманів, дельти, перевисипки, пляжі, коси.

Найбільш розповсюдженою гірською породою є льос, що утворився в результаті дії еолових, делювіальних і ґрунтово-елювіальних процесів у посушливому кліматі. Льоси і льосовидні породи повсюдно покривають

вододіли і річкові тераси. Їхня потужність у межах Причорноморської низовини досягає 30 м, а на височинах зменшується до 1–5 м.



Рис.1.1 - Фізико-географічна карта Одеської області [4]

1.2 Рельєф.

Сучасний рельєф території Одещини сформовано, головним чином, ерозійними процесами. Північно-західну частину області займають відроги Волино-Подільської височини, де висоти перевищують 200 м над рівнем моря (в районі Кодими висота досягає 288 м). Поверхня плато тут горбкувато-хвиляста, густо і глибоко порізана ярами і балками. З боку Молдови на південний захід заходять відроги Кодр, поверхня яких підіймається до 233 м над рівнем моря і так само розчленована яружно-балковою мережею.

Найбільшу площу в області займає Причорноморська низовина, що ділиться на Придунайську рівнину (південно-західна частина) та Одеську рівнину, розташовану між Дністром і Тилігулом.

Придунайська рівнина являє собою малохвилясту поверхню, розчленовану неглибокими долинами численних річок на окремі меридіональні смуги, які, поступово знижуючися, круто обриваються до Чорного моря або до лиманів, утворених в пониззях річок, уступами заввишки 8–9 м. Місцями вони непомітно зливаються з сучасною долиною Дунаю. Одеська рівнина відрізняється від Придунайської дещо більшою розчленованістю, оскільки її висота на плато узбережжя становить 20–40 м, а на межі Волино-Подільської височини – близько 140 м.

До моря й до долин річок Південного Бугу, Дністра й Дунаю висота місцевості знижується. По високих правобережжях річкових долин добре розвинені яри й балки.

На півдні області вододіли ширші й менш порізані, тому місцевість має плоский характер з невеликим загальним похилом до моря.

1.3 Ґрунти і рослинність

Ґрунтовий покрив. Особливості і характер розміщення ґрунтових типів і рослинних співтовариств на території області в більшій мірі визначені основними моментами їхнього розвитку в минулому. Формування ґрунтового покриву і рослинності почалося ще з відступом понтичного морського басейну [1].

Паралельно зі зміною рослинності прийшла і зміна ґрунтів, що з «безструктурного» і «мертвого» морського осаду почали поступово перетворюватися в «дійсний ґрунт». Повільне осушення території в напрямку з півночі на південний захід разом зі зміною в цьому ж напрямку кліматичних умов і висоти рельєфу обумовили досить чітко виразні зональні відмінності в ґрунтовому покриві і рослинності території. З пересуванням від її північних окраїн до Чорного моря просліджуються зональні типи ґрунтово-рослинного покриву: на півночі - південні лугові степи (зараз практично розорані) на деградованих і типових чорноземах, у центральній частині – різнотравно-ковильно-типчаківі степи на звичайних чорноземах, на південно-заході - полинно-злакові степи на південних, а також темно-каштанових солонцюватих ґрунтах.

Чорноземи деградовані поширені в Кодимському, Балтському і Савранському районах. Вони сформувалися в умовах степу під впливом чорноземного процесу ґрунтоутворення, що у результаті наступу лісу на степ поступово замінився підзолистим.

Чорноземи типові сформувалися на звільнених від лісу ділянках. Займають невисокі плато і слабо пологі схили в районах.

Зональними чорноземами в центральних районах області є чорноземи звичайні. Глибина гумусового обр'ю в них менше, ніж у чорноземів могутніх, що зв'язано з формуванням цих ґрунтів у посушливій зоні під

різнотравно-типчаково-ковильними степами. Перехід гумусового обр'ю в материнську породу короткий і досить чіткий.

У різнотравно-типчаково-ковильному степу, що існував у до агрикультурний період, на кращих різностях ґрунтів панували щільно-дернисті злаки, переважно ковила, а на змитих часто щербенистих ґрунтах опуклих схилів – мілко-дернові злаки (типчак) і різнотрав'я (чабрець, айстра степова, ромашка, молочай, перстач). Місцями в балках існували байрачні ліси.

У ґрунтовому покриві Дністровського лівобережжя панують чорноземи південні мало гумусні. Зміст гумусу в цих ґрунтах не перевищує 3,9%. Ці ґрунти займають плоскі вододільні положисті схили. Потужність гумусового обр'ю в них складає 55–57 див. Південні чорноземи менш родючі, чим звичайні і мають несприятливий водний режим.

Уздовж узбережжя моря в межах Комінтернівського району вузьку смугу займають темно-каштанові ґрунти. Сформувалися вони під незімкнутою рослинністю сухого степу в умовах жаркого літа, сухої теплої осені і помірно-теплої вологої зими.

На рис.1.2. зображене ґрунтове районування Одеської області [3]. *Рослинний покрив.* Південні степи по рослинах, що панували в минулому, звуться типчаково-ковильні. У їхньому складі багато ефемерів і ефемероїдів. По балках, схилах долин рік і лиманів росли степові чагарники (шипшина, терн, карагана). Нині в сильно збідненому видовому складі степова рослинність зустрічається на нерозорюваних крутих схилах.

У заплавах річок розвинуто короткопоймені луки галофільного типу. Під ними розвиваються лучно-чорноземні солонцюваті ґрунти.

У заплавах спостерігаються заболочування і засолення ґрунтів. У плавах Дунаю і Дністра поширені вербові ліси з тополями і вільхою. У заплавах рік і на морських узбережжях поширені солончакові луки.

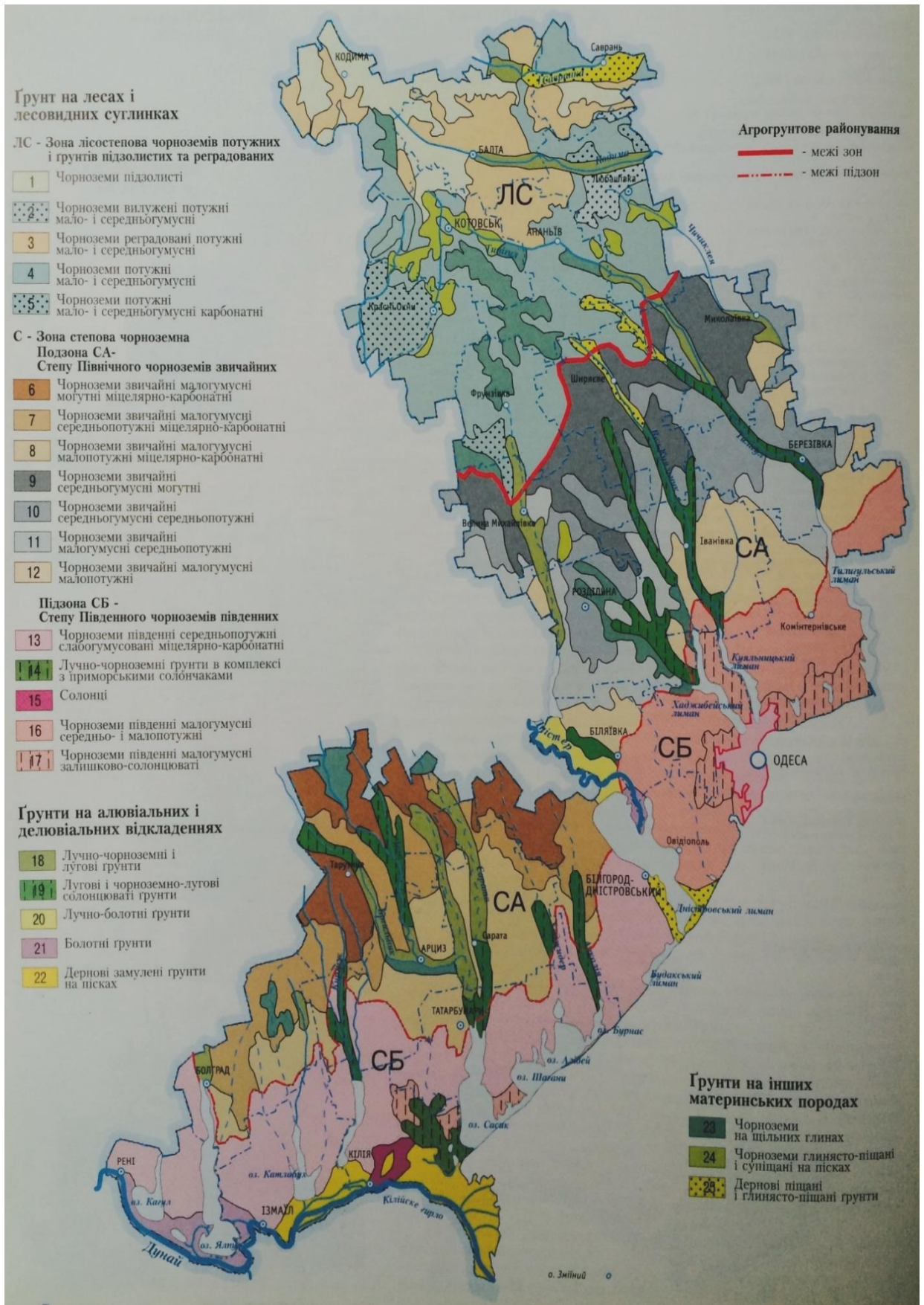


Рис.1.2 – Ґрунтове районування Одеської області [3]

Сучасний лісостеп характеризується чергуванням лісових масивів із сільськогосподарськими угіддями на місці колишніх лугових степів. На стрімких схилах зустрічаються неорані степові ділянки.

Лісів в Одеській області мало. Великі лісові масиви збереглися в Кодимському, Балтському, Савранському, Фрунзівському, Ананьївському районах. У першому ярусі лісів переважають дуби: черешчатий, сидяче квітковий і скельний; у другому ярусі – клен, явір, ясен, вільха, липа, груша, яблуня, черешня; у підліску – клен татарський, глід, ліщина, шипшина, що переважали в минулому. Ковила Лессинга, тирса майже зникли, зі злаків зараз панують типчак тонконогий, мятлик, вівсяниця й інші.

Необхідно ще відзначити, що майже на всій території Одеської області, внаслідок тривалої діяльності людини, природний рослинний покрив перетерпів корінні зміни і, у першу чергу, замість знищеної природної рослинності тут широко впроваджена культурна. Майже скрізь природні степи перетворені в орні землі, зайняті сільськогосподарськими культурами.

Крім того, значне місце займають сади і виноградники. Разом з тим, минулі степи перетинаються тепер полезахисними смугами, у яких ростуть засуhostійкі види деревинно-чагарникової рослинності. На рис. 1.3. зображена рослинність Одещини [2].

Структура земельного фонду і його розподіл по категоріях земель і по землекористувачах обумовлені нестатками народного господарства й, у значній мірі, різноманітністю природних умов. Загальна площа сільськогосподарських угідь складає приблизно 2.5 млн. га, це більш 75% від загальної земельної площі області (3,33 млн. га). З них на орні землі приходить близько 82% (2,05 млн. га), косовище і пасовища – 14,1%, сади і виноградники – близько 4%. Землезабезпеченість в області вище середньо республіканської: на одного жителя приходить 0,98 га сільськогосподарських угідь (по Україні – 0,8 га/чол.). Спостерігається загальна тенденція скорочення площ сільськогосподарських угідь, особливо ріллі і багаторічних плодкових насаджень – садів і виноградників, унаслідок

відведення земель під забудови і утрат від ерозії і засолення. Еродовані ґрунти складають біля половини від загальної площі ріллі (0.9 млн. га за станом на 1990 р.). Сильно змитими і розмитими є також землі, використовувані під багаторічними насадженнями (55,8 %), вигони і пасовища (68,2 %).

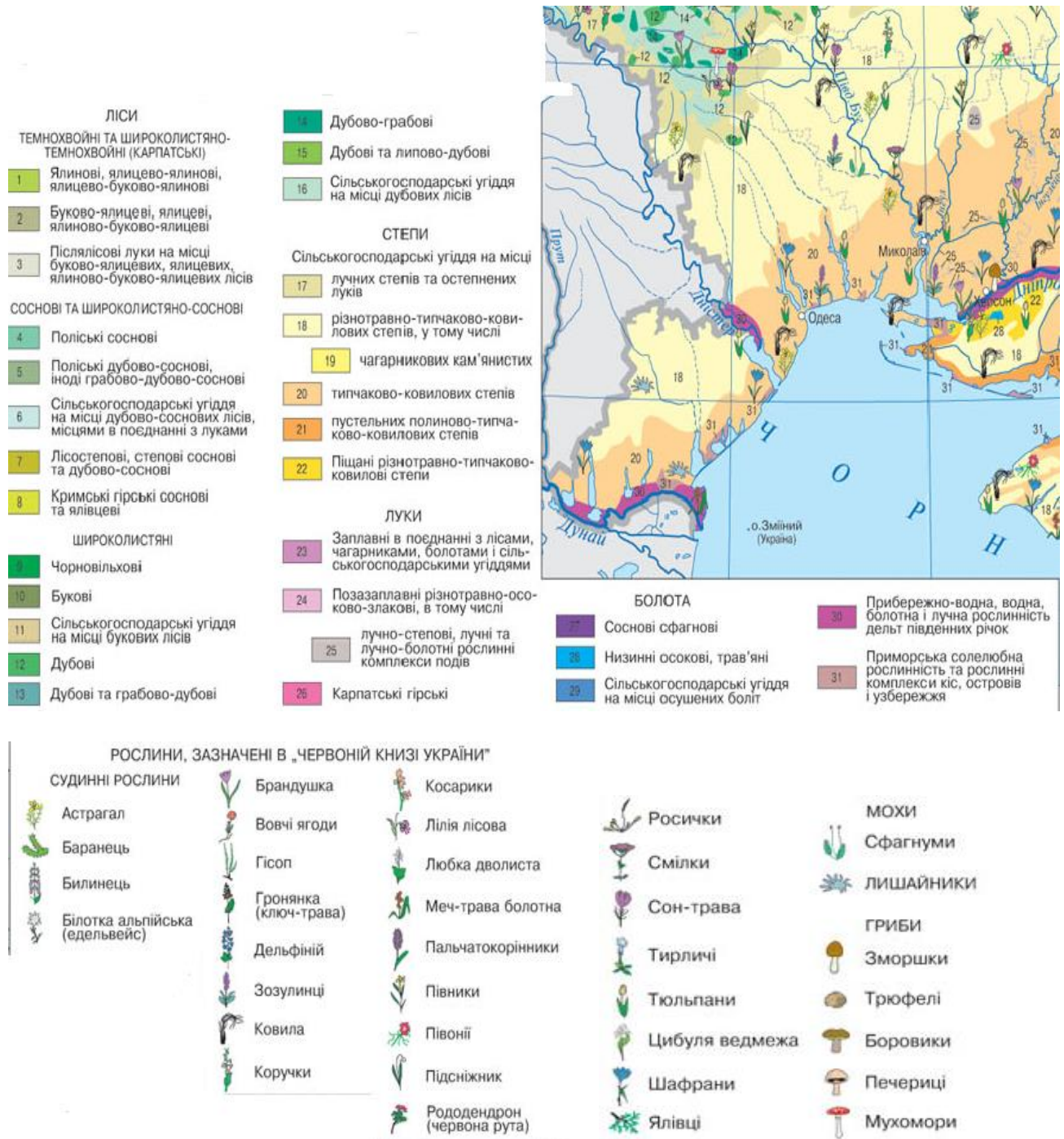


Рис. 1.3 - Карта рослинності Одещини [2]

1.4 Клімат

Кліматична характеристика Одеської області надана за матеріалами Ресурсів поверхневих вод [1] та монографічних видань [7-9], а всі статистичні величини наведені як кліматична норма (1961-1990 рр.) за даними «Кліматичного кадастру» [10].

Одеська область характеризується помірно-теплим, сухим кліматом. Його відмітними рисами є:

- помірна континентальність,
- нетривала м'яка зима з частими відлигами,
- тривале жарке сухе літо,
- недостатня кількість опадів,
- нерідко повторювані посухи, суховії і пилові бурі.

Ці особливості клімату області обумовлюються складною взаємодією багатьох фізико-географічних факторів, з яких найбільш важливе значення мають: радіаційний режим, своєрідність циркуляції атмосфери, характер рельєфу і вплив моря .

Розташовуючись на півдні України, територія Одеської області одержує протягом року порівняно багато тепла. Радіаційний режим визначається географічною широтою, характером атмосферної циркуляції і хмарністю. Перевага антициклонної циркуляції в теплий період року обумовлює ясну сонячну погоду. Узимку за рахунок однорідного розподілу хмарності контрасти в значеннях сумарної радіації невеликі. Сумарна радіація змінюється узимку від 251 до 419 МДж/м². Навесні характер хмарності значно змінюється. Значення радіації в цей період змінюється від 1257 до 1508 МДж/м². Улітку сумарна радіація змінюється від 1676 до 2137 МДж/м². Восени, в зв'язку з ослабленим припливом тепла, до земної поверхні роль місцевих фізико-географічних особливостей у формуванні радіаційного режиму зменшується.

Атмосферна циркуляція відіграє основну роль у зволоженні. Вона ж значною мірою визначає температурний режим холодного півріччя. Характер циркуляційних процесів над південним-заходом України обумовлюється діяльністю Азорського й Азіатського максимумів, Ісландського мінімуму і циклонічною діяльністю на середземноморській гілці помірної фронту.

Протягом п'яти місяців (V-IX) теплого періоду переважає вплив відрога Азорського максимуму. Найбільша повторюваність областей високого тиску спостерігається в другій половині літа і на початку осені.

Активна циклонічна діяльність спостерігається при виході південних циклонів, що формуються над Середземним морем з жовтня по березень. Навесні і восени з північного-заходу Європи приходять атлантичні антициклони.

Протягом року переважають континентальні (52%) і морські (15%) помірні повітряні маси. Значні розходження величин радіаційного балансу моря і суші обумовлюють особливості клімату приморських районів. Море акумулює велику кількість тепла, що витрачається в основному на випаровування і турбулентний теплообмін.

Узимку переважає нестійка похмура погода з частими відлигами (50 – 60 днів) і короткочасними похолоданнями. Сніжний покрив нестійкий, встановлюється в першій декаді грудня, середня тривалість його залягання – менш 40 днів.

Навесні і восени добре виражені періоди з перевагою стійкої – антициклональної і нестійкої – циклональної погоди. Навесні і восени часті заморозки; найбільша їхня повторюваність спостерігається під час переходу середніх добових температур повітря від 0 до +5 °С .

Температура повітря. Середньомісячні температури січня змінюються в межах території від -5,0°С на півночі (Любашівка) до -1,7 °С на південно-заході (Ізмаїл), липня – від 20,0 °С до 21,8 °С . Середньорічна температура повітря в межах області змінюється від 8,3 °С (Любашівка) до 10,6 °С (Ізмаїл) - табл.1.1.

Аналіз даних спостережень за температурою повітря по метеорологічних станціях території області за весь період спостережень у цілому підтверджує наявні дані про сучасне потепління приземної атмосфери, хоча інтенсивність цих змін у межах області не настільки істотна, як в інших регіонах. У центральних і північних районах області за столітній період (з кінця XIX по кінець XX сторіччя) зміна середньорічної температури склала 0,3-0,4⁰C (метеостанції Любашівка, Одеса), для південно-західних – близько до нуля (метеостанція Ізмаїл) [7,8].

Важливою особливістю сучасного потепління в межах області є значне збільшення температури узимку: по метеостанції Одеса середньомісячна температура січня підвищилася з –2,5⁰C до –1,5⁰C, по метеостанції Ізмаїл – з –1,8⁰C до –1,3⁰C при незмінності (по метеостанції Ізмаїл) чи навіть деяким зниженням температури повітря влітку. Зокрема, по метеостанції Одеса за останні три десятиріччя середньомісячна температура липня понизилася з 22,2⁰C до 21,4⁰C [8].

Температура повітря самого холодного місяця (січня) майже скрізь мінусова (–1,7) - (-5)⁰C; самого теплого (липня) – складає близько 22⁰C. Середня тривалість безморозного періоду коливається від 260 на півночі до 270 днів на півдні Одеської області. Протягом року спостерігаються істотні відхилення від середньорічних температур. Абсолютні максимуми температур досягають +41⁰C влітку і +6⁰C узимку – табл.1.2, абсолютні мінімуми -31.4⁰C у взимку і +6⁰C улітку- табл.1.5. Особливо мінлива температура в зимові місяці. Більш стійка вона з квітня по вересень.

Абсолютний мінімум температури повітря по області (за період з 1986 по 2005 рр.) зафіксований у грудні 1996 року і становив мінус 24,4⁰C (М Сербка) – рис.1, а абсолютний максимум – у липні 2000 року і становив + 40,2⁰C (М Сарата).

Таблиця 1.1 – Середня місячна та річна температура повітря, °С [10]

133. Любашівка													
Середня	-5,0	-3,5	1,1	9,1	15,2	18,5	20,0	19,5	15,2	8,8	2,9	-1,7	8,3
Середнє квадратичне відхилення	3,7	3,4	3,0	2,0	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,6	2,1	2,1	0,9
Найбільш низька	-14,2	-14,0	-5,6	4,6	12,5	15,7	17,7	16,9	12,2	4,3	-4,2	-6,6	6,5
Рік	1963	1954	1952	1955	1980	1949	1979	1976	1959	1946	1993	1963	1940
Найбільш висока	0,1	3,5	7,5	12,2	18,6	22,1	23,6	23,9	18,1	12,5	6,6	4,2	10,1
Рік	1975, 1989	2002	1990	1972	1958	1954, 1964	1959	1946	1975	1966	1990	1960	1975, 1989, 1990

137. Одеса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Середня	-1,7	-1,0	2,6	9,0	15,1	19,4	21,4	21,2	17,1	11,1	5,9	1,4	10,1
Середнє квадратичне відхилення	2,9	2,8	2,5	1,6	1,5	1,2	1,3	1,3	1,2	1,6	1,9	1,9	0,8
Найбільш низька	-10,9	-12,4	-4,0	4,2	11,9	16,5	18,6	18,2	13,3	4,3	-1,9	-8,0	7,9
Рік	1861	1929	1875	1929	1919	1933	1902	1976	1914	1920	1920	1840	1933
Найбільш висока	4,1	4,7	8,2	12,1	20,7	24,4	26,4	25,9	20,8	16,6	11,7	7,2	11,7
Рік	1895	2002	1990	1951	1872	1875	1936	1929	1892	1918	1923	1886	1990, 1999

142. Ізмаїл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Середня	-1,7	-0,1	4,0	10,5	16,2	20,1	21,8	21,2	17,0	11,0	5,7	1,0	10,6
Середнє квадратичне відхилення	2,7	2,9	2,4	1,7	1,3	1,0	1,1	1,2	1,0	1,6	2,3	1,7	0,7
Найбільш низька	-9,0	-10,6	-1,9	6,5	14,1	18,1	19,9	18,2	14,9	7,5	-0,1	-5,0	9,1
Рік	1963	1954	1987	1929	1952	1925	1969	1976	1889	1951	1993	1890	1985
Найбільш висока	4,2	6,3	9,0	13,4	19,3	23,5	24,8	25,4	21,7	15,5	12,7	7,3	12,0
Рік	1948	2002	1990	1972	1958	1924	1959	1890	1924	1923	1923	1886	1990

Таблиця 1.2– Абсолютний максимум місячної та річної температури повітря, °С [8]

133. Любашівка													
Середній	-1,8	-0,4	5,2	14,9	21,2	24,3	25,9	25,7	21,2	13,9	6,2	1,1	13,1
Середнє квадратичне відхилення	3,4	3,4	3,8	2,7	1,8	1,9	1,8	1,7	1,9	1,9	2,4	2,0	1,0
Середній з абсолютних	6,5	7,3	16,0	23,5	28,2	30,7	32,1	31,7	28,4	22,0	14,4	8,8	34,0
Середнє квадратичне відхилення	3,3	4,6	5,0	2,9	2,0	1,7	2,0	2,1	2,3	2,3	3,0	2,9	1,7
Абсолютний	13,1	19,5	23,2	29,0	34,8	35,0	36,9	37,3	33,6	28,9	21,9	13,6	37,3
Рік	1984	1990	1968	1950	1950	1957	1939	1946	1946	1952	1963	1960, 1989	1946
Дата	4	26	31	21	27	25		20	9	2	17	17,1	20.VIII

137. Одеса													
Середній	1,1	1,8	5,5	12,6	18,7	23,2	25,5	25,3	20,9	14,6	8,7	4,0	13,5
Середнє квадратичне відхилення	2,7	2,9	2,9	1,9	1,6	1,4	1,5	1,5	1,3	1,7	2,1	1,6	0,9
Середній з абсолютних	9,4	9,8	14,5	20,5	25,5	29,3	31,0	30,9	27,0	21,0	16,0	11,3	32,2
Середнє квадратичне відхилення	2,6	4,0	4,0	2,9	2,2	2,5	2,3	2,4	2,2	2,2	2,4	2,1	2,0
Абсолютний	14,8	18,6	25,0	30,1	34,8	38,3	38,0	37,2	34,7	29,8	26,2	16,7	38,3
Рік	1993	1990	1947	1909	1950	1926	1936	1956	1929	1928	1926	1961	1926
Дата	18	27					9					2	VI

142. Ізмаїл													
Середній	2,1	3,6	8,8	16,3	22,1	25,9	27,7	27,6	23,4	17,1	10,3	4,6	15,8
Середнє квадратичне відхилення	2,7	3,0	3,2	2,2	1,7	1,2	1,4	1,5	1,5	1,9	2,5	1,8	0,8
Середній з абсолютних	11,4	12,7	19,9	24,5	28,7	32,0	32,8	32,8	29,1	24,8	18,8	13,5	34,2
Середнє квадратичне відхилення	2,9	3,7	3,7	2,7	2,2	1,8	2,7	1,8	1,8	2,1	3,1	2,9	1,5
Абсолютний	17,1	21,3	27,6	30,5	35,1	36,2	37,6	38,0	35,9	30,4	28,5	19,9	38,0
Рік	1971	1990	1952	1952	1950	1975	1988	1958	1968	1984	1926	1958	1958
Дата	24	26	30	2	28	23	6	23	17	6		18	23.VIII

Таблиця 1.3 – Абсолютний мінімум місячної та річної температури повітря, °С [8]

133. Любашівка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Середній	-7,9	-6,3	-2,3	4,1	9,5	13,0	14,6	13,9	9,8	4,5	0,2	-4,2	4,1
Середнє квадратичне відхилення	4,1	3,8	2,7	1,5	1,2	1,0	1,1	1,1	0,9	1,7	2,1	2,4	0,9
Середній з абсолютних	-18,4	-16,3	-11,1	-2,2	2,9	7,3	9,9	8,1	2,8	-3,8	-7,9	-14,3	-20,6
Середнє квадратичне відхилення	4,9	5,5	5,4	2,1	2,1	2,0	1,5	1,9	2,5	2,0	3,8	4,4	3,9
Абсолютний	-30,0	-27,5	-22,0	-7,9	-3,8	3,9	6,9	3,0	-4,6	-8,5	-16,3	-24,2	-30,0
Рік	1940	1954	1969	1965	1940	1939, 1955	1976	1966	1977	1953	1965	1969	1940
Дата		20	7	4		1	7	30	29	31	18	31	I

137. Одеса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Середній	-4,2	-3,2	0,2	6,2	11,8	15,7	17,6	17,2	13,3	8,0	3,2	-1,1	7,1
Середнє квадратичне відхилення	3,2	3,0	2,3	1,4	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,7	1,9	2,0	0,8
Середній з абсолютних	-13,2	-11,1	-6,3	0,5	5,9	10,6	12,9	11,8	6,6	0,3	-4,1	-9,8	-14,6
Середнє квадратичне відхилення	4,0	4,4	3,6	2,0	2,1	1,6	1,4	1,8	2,3	2,4	3,3	3,9	3,5
Абсолютний	-28,3	-29,0	-17,8	-8,6	-3,2	3,5	5,0	5,7	-1,7	-15,3	-16,4	-23,1	-29
Рік	1940	1929	1917	1923	1912	1918	1908	1906	1931	1920	1920	1902	1929
Дата	11	10		2		3	2	29	28	31	1		10. II

142. Ізмаїл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Середній	-5,0	-3,3	0,0	5,4	10,6	14,3	15,9	15,0	11,1	5,9	1,7	-2,1	5,8
Середнє квадратичне відхилення	2,9	2,9	1,8	1,3	1,0	0,9	0,9	1,1	0,9	1,8	2,5	1,9	0,7
Середній з абсолютних	-15,0	-12,3	-8,3	-1,1	4,3	8,7	11,3	9,3	4,1	-2,6	-6,6	-11,9	-17,0
Середнє квадратичне відхилення	4,9	4,9	3,9	2,4	2,1	2,3	1,1	2,1	2,1	2,8	4,3	3,2	3,9
Абсолютний	-25,4	-24,1	-19,0	-10,6	-0,2	1,4	9,3	3,6	-3,3	-8,9	-17,6	-19,3	-25,4
Рік	1963	1985	1985	1965	1988	1961	1952	1984	1977	1951	1983	1973	1963
Дата	18	22	1	6	1	8, 9	7	29	30	29	17	4	18. I

Агрокліматичні умови. Вегетаційний період (із середніми добовими температурами повітря 5 °С і вище) триває 228 – 246 днів, починається в середньому по області 18 березня і закінчується 11 листопада (рис.1.5).

Період активної вегетації с.-г. культур (із середніми добовими температурами повітря 10 °С і вище) триває 179 –198 днів, починається з 9 по 18 квітня і закінчується 13-25 жовтня.

Літній період (із середніми добовими температурами повітря 15 °С і вище), триває в області 127-142 дні – з 11-16 травня до 18-30 вересня.

Суворя атмосферна засуха, яка часто поєднується із ґрунтовою в період активної вегетації с.-г. культур (ГТК менше 0,7), має ймовірність 90 % по всій території області.

За сукупністю показників агрокліматичних ресурсів у період активної вегетації с.-г. культур (суми позитивних температур повітря, кількості опадів та гідротермічного коефіцієнта) територію Одеської області поділено на три агрокліматичних райони (помірного теплозабезпечення і недостатнього зволоження; високого рівня теплозабезпечення посушливий; високого рівня теплозабезпечення дуже посушливий).

У вегетаційний період на території області спостерігається від 14 до 20 днів із суховіями різної інтенсивності, у прибережній зоні – 6-11 днів. В окремі роки кількість днів із суховіями досягає 40-43 днів.

Серед інших несприятливих для с.-г. культур явищ погоди на території області у вегетаційний період спостерігається град, сильний вітер, дуже сильний дощ та зливи.

Стійкий сніговий покрив спостерігається у північних районах (М.Любашівка), а також місцями у центральних (М. Затишшя, Роздільна) і залягає протягом січня – лютого. Загальна тривалість залягання снігового покриву за зиму по області становить 22 – 60 днів, середня висота снігу за зиму 3–6 см, тоді як максимальна висота в окремі роки досягає у північних районах області 34–54 см, на решті території 14–28 см. В останні десятиріччя досить часто спостерігаються роки без сталого снігового

покриву або взагалі безсніжні зими. Середня глибина промерзання ґрунту по області за зиму коливається від 11 см до 23 см. Максимальне промерзання – 95 см спостерігалось у 1987 році. Середня із мінімальних температур ґрунту на глибині 3 см по області за зиму, залежно від типу ґрунту, становить мінус 2,3 – 3,5 °С. Найнижча температура ґрунту на глибині 3 см спостерігалася у 2003 р. і становила мінус 15.6 °С.

Узимку зазвичай спостерігаються відлиги, кількість днів з якими за період грудень–лютий по області коливається від 52 до 69. Відлиги, які тривають більше ніж 5 днів поспіль, зумовлюють порушення зимового спокою озимини, що призводить до зниження морозостійкості рослин.

Після тривалих відлиг за наявності снігового покриву існує значна ймовірність його руйнування, що сприяє утворенню льодяної кірки на полях. Небезпечна для посівів льодяна кірка товщиною 10 мм і більше та тривалістю залягання три декади і більше спостерігається у 5 % років (один раз за 20 років). Вимерзання зимуючих культур спостерігається 1 раз за 10 років.

Агрокліматична характеристика виконана за літературними джерелами [6-10].

Опади. Річна кількість опадів у межах області складає 450-520 мм, у цілому зменшуючись з півночі на південь і південний захід. Так, у північних районах середньорічна кількість опадів складає 500-520 мм, у центральних районах - 470–490 мм, у південних - 450-480 мм. Найменша кількість опадів випадає на морському узбережжі, особливо на піщаних косах, що обумовлено впливом моря, невеликими висотами Причорноморської низовини, високими температурами теплого півріччя і бризовою циркуляцією. Опади холодного періоду розподіляються порівняно рівномірно. Перевага літніх опадів обумовлена підвищеною вологістю повітря в теплий період і проходженням холодних фронтів з могутньою конвекцією хмарності.

Найбільші, із зареєстрованих на метеорологічних станціях області, добові максимуми опадів складають 150-160 мм (Маяки, Болград). Ці величини близькі до розрахункових шарів добових максимумів опадів 1%-ої забезпеченості.

Великі добові суми опадів у теплий період обумовлені найчастіше зливовою діяльністю. Зливи в Одеській області найбільш часто спостерігаються в червні – липні. Середнє число днів зі зливами за теплий період складає 3,5 (у квітні – 0,5, у вересні і жовтні – по 0,4).

Приблизно один раз у три роки можна чекати один день зі зливою, інтенсивність якої перевищує 1,0 мм/хв. Імовірність випадання злив з інтенсивністю 2,0 мм/хв і більш порівняно мала. Середня багаторічна інтенсивність злив складає 0,76 мм/хв.

Аналіз багаторічних змін річних сум опадів, виконаний за даними спостережень на метеостанціях Любашівка (за 1929-1990 р.р.), Одеса (за 1894-1990 р.р.) і Ізмаїл (за 1924-1995 р.р.) показав, що для півночі області характерна загальна тенденція до зменшення кількості опадів, що випадають за рік, а для півдня і південного-заходу – до збільшення. Інтенсивність цих змін оцінюється величинами 20-30 мм за 100 років.

Середня кількість опадів наведена в табл.1.4.

Вітер. Велику частину року на території області переважають вітри північного і північно-східного напрямку. У літній же час на всій території області переважно дують вітри західні і північно-західні, у приморських районах поширена бризова циркуляція. Швидкість вітрів при просуванні на південь збільшується. Середня річна швидкість вітру 3,5 – 4,5 м/с; на узбережжі вона зростає до 4 – 6 м/с. Сильні вітри переважають у холодний час року, їхні максимальні швидкості можуть щорічно досягати 20 – 24 м/с.

З несприятливих кліматичних явищ для Одеської області характерні суховії і пилові бурі (повторюваність – 3-8 днів у рік), грози (20-26 днів), на морському узбережжі - тумани (20-30 днів у рік).

Таблиця 1.4 – Середня кількість опадів з поправками до показань опадоміра, мм [8]

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодний період (XI-III)	Теплий період (IV-X)	Рік
Любашівка															
Середня	40	39	34	39	52	62	82	55	43	28	43	43	199	361	560
Середнє квадратичне відхилення	31,7	25,0	23,7	23,9	27,4	32,0	49,9	32,2	41,3	21,8	28,0	24,2	77,6	88,9	122,4
Коефіцієнт варіації	0,79	0,65	0,7	0,61	0,53	0,52	0,61	0,59	0,97	0,79	0,66	0,57	0,39	0,25	0,22
айменша	4	4	5	0	7	7	1	2	2	0	8	2	48	188	321
Рік	1990	1972	1960	1948	1949	1939	1967	1929	1961, 1983	1949	1948	1972	1949	1967	1975
Найбільша	164	93	104	110	158	178	244	178	156	121	121	98	424	549	754
Рік	1966	1967	1962	1977	1973	1949	1978	1937	1989	1939	1952	1963	1966	1978	1978
Одеса															
Середня	42	41	31	34	39	42	49	34	36	26	42	48	204	260	464
Середнє квадратичне відхилення	31,3	31,7	22,2	26,0	27,9	23,5	34,2	33,4	39,0	18,4	33,3	30,9	79,8	66,8	105,9
Коефіцієнт варіації	0,74	0,78	0,71	0,77	0,71	0,56	0,70	0,99	1,09	0,70	0,80	0,64	0,39	0,26	0,23
Найменша	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	21	107	196

продовження таблиці 1.4

Рік	1921, 1964	1920	1921	1948, 1952	1884, 1947	1957	1931	1897, 1929	1903, 1947	1949, 1951	1902, 1920	1921, 1948	1921	1895	1921
Найбільша	139	135	91	138	151	217	192	190	183	210	162	162	359	462	663
Рік	1966	1969	1988	1977	1919	1948	1908	1915	1971	1939	1952	1878	1963	1919	1988
Ізмаїл															
Середня	36	43	33	34	47	57	51	38	46	25	37	42	191	298	489
Середнє квадратичне відхилення	31,9	29,9	26,9	18,4	29,9	29,7	31,6	29,5	44,8	20,6	30,3	33,4	83,8	79,3	102,4
Коефіцієнт варіації	0,88	0,70	0,81	0,54	0,63	0,52	0,61	0,78	0,97	0,82	0,82	0,79	0,44	0,26	0,21
Найменша	0	0	0	1	3	5	2	0	0	0	0	0	41	102	238
Рік	1894, 1904	1930	1929, 1990	1959	1924, 1947	1899, 1973	1935, 1936	1890, 1897	1903	1949	1898, 1901	1924	1899	1895	1907
Найбільша	165	122	97	148	177	193	166	121	134	138	136	148	359	499	783
Рік	1966	1963	1988	1958	1940	1923	1955	1934	1971	1905	1952	1969	1963	1972	1966

1.5 Гідрологічний режим та гідрографічна мережа

Гідрологічний режим. Водоприймачами гідрографічної сітки є у центральній частині – річка Дністер з Дністровським лиманом, водозбірна площа – 6138 км² (рис 1.4) [5,11].

Всі малі річки області маловодні, більшість з них влітку пересихають. Більшість річок та струмків мають протяжність менше 10 км. Схили річок незначні (від 0,8 до 1,6 м/км), течія повільна. Живлення річок переважно снігове, яке характеризується весняною повінню та паводками і тривалою літньо-осінньою меженню з рідкими зливними паводками.

Тривалість льодоставу 2-3 місяці. Очищення від льоду малих річок відбувається на початку та всередині березня без льодоходів.

Середньорічний стік малих річок становить 386 млн.м³/рік. Більша частина річкового стоку (80-90%) проходить у весняний період. Норма стоку річок межиріччя Дунай-Дністер коливається від 0,22 до 0,46 л/с з 1км². Коефіцієнт варіації річного стоку для всіх басейнів річок $C_v - 1,0$.

Середньорічна мутність 100-250 мг/л, максимальна - до 1000 мг/л.

Русла більшості річок замулились, заросли жорсткою рослинністю та втратили дренажну здатність. Це призвело до заболочення та засолення раніше родючих заплавної землі. На протязі останніх п'ятнадцяти років впроваджуються роботи по впорядкуванню русел малих річок та освоєнню заплавної землі. Виконання цих робіт стримується недостатньою сумою виділених асигнувань навіть з урахуванням залучених коштів окремих землекористувачів.

Через те, що кількість діючих водних постів незначна та не дає можливості одержати своєчасно фактичну величину стоку, відсутні дані визначаються за розрахунком річки Дунай проводяться з 1921р., за рівнями озер - з 1973р.

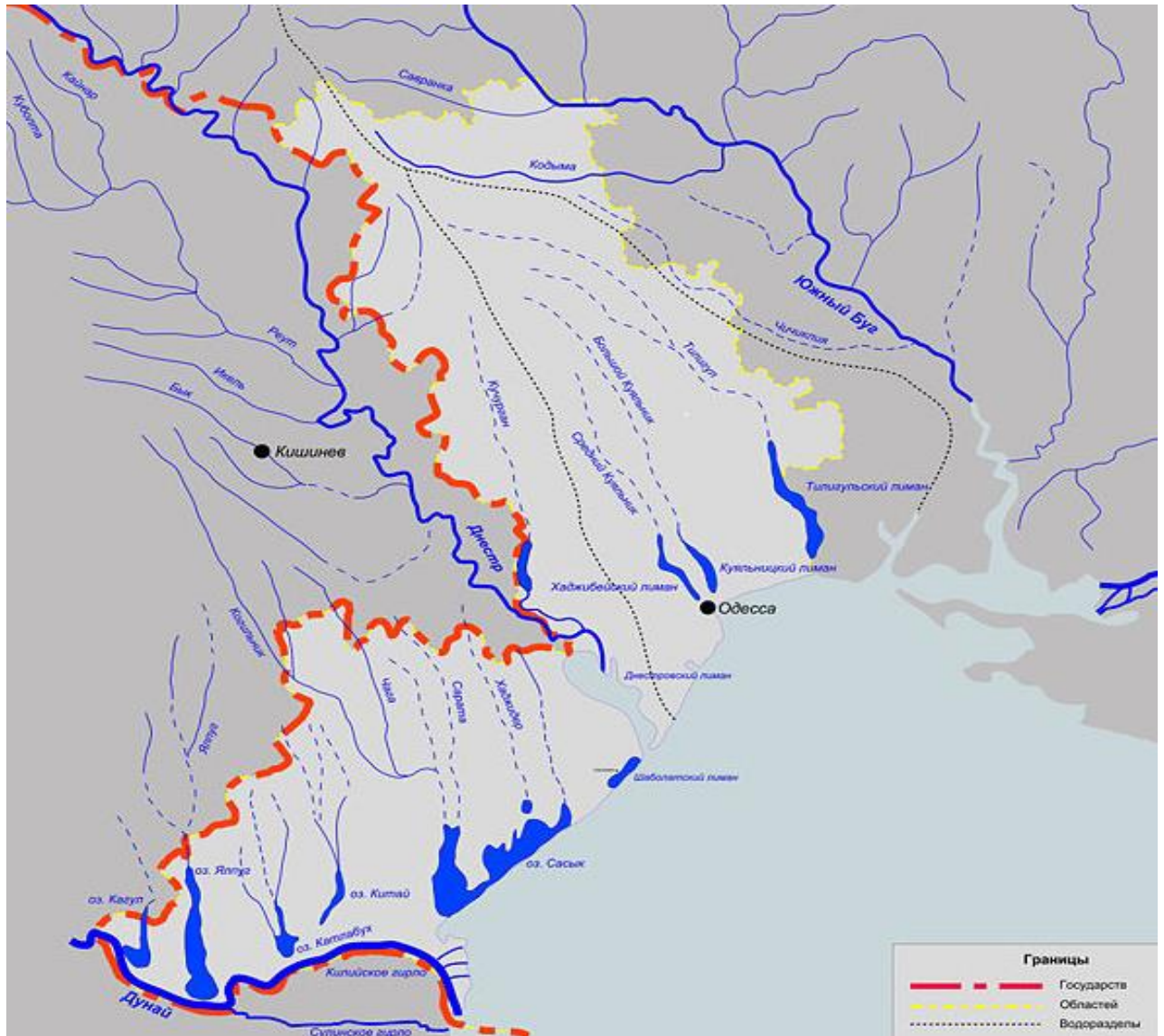


Рис.1.4. – Гідрографічна мережа річок Одеської області

Існують також відомчі спостереження за рівнями та якістю води в річці Дунай та Придунайських озерах в системах Мінздраву, Міністерства екології та природних ресурсів, Держводгоспу України. Спостереження за рівнями та якістю води у річках та прісноводних водоймах Одеської області, які є джерелами комплексного водопостачання, проводяться двома гідрохіміялабораторіями на базі ПУКрЗСіВ (місто Ізмаїл), та ОГГМЕ та дев'ятьма управліннями облводгоспу (вісім управлінь зрошувальних систем та Придунайське управління каналів, захисних споруд та водосховищ).

Річки. Усього на розглянутій території нараховується 1143 ріки і їхніх приток.

Усі ріки області можна поділити на дві групи. Першу складають малі ріки, режим яких цілком визначається місцевими фізико-географічними умовами. Джерела цих рік знаходяться на південних окраїнах височин Подільської і Південно-Молдавської. Усі місцеві малі ріки мають незначну довжину вузьких басейнів, витягнутих у меридіональному напрямку, широкі і глибокі долини, схили яких звичайно сильно порізані мережею балок і ярів.

До середніх рік відносяться: Кодима, Когільник, Кучурган, Тілігул, Чічклея, Ялпуг.

До малих рік області відносяться: Савранка, Великий і Малий Куяльники, Сарата, Хаджидер і інші. Усі малі ріки області маловодні, більшість з них улітку пересихають. Середньобагаторічний стік рік змінюється від 50 мм на півночі до менш чим 20 мм на півдні і південно-заході. Схили рік незначні (від 0,8 до 1,6 м/км), течія повільна. Живлення рік в основному снігове: під час весняної повені проходить близько 80% річкового стоку.

Основний обсяг річного стоку формується за межами області і велика його частина приходить на великі ріки – Дунай, Дністер і Південний Буг. Їхній гідрологічний режим не пов'язаний із природними особливостями області. Долини мають типово рівнинний характер. Виключення складає ділянка Південного Бугу при перетинанні кристалічних порід щита, де він має вузьку долину (100-400 м), високі, скелясті береги і русло з порогами.

Дунай займає серед рік Європи друге місце після Волги. Він протікає на крайньому південному-заході області протягом 174 км (загальна довжина - 2960 км). Бере початок на східних схилах гір Шварцвальд на висоті 678 м над рівнем моря. Загальна довжина ріки 2960 км, площа водозбору 817 тис. км², в межах області – 6,650 тис. км². У декількох кілометрах вище Ізмаїла Дунай розділяється на два основних рукава: Кілійське і Тульчинське гирла. Останнє у свою чергу поділяється на два рукава: Сулинський і Георгіївський.

У водному режимі Дунаю добре виражені три фази: весняна повінь, літні й осінні паводки, осіння і зимова межені. Весняна повінь починається в

лютому-квітні й у нижній течії продовжується до червня. Середньорічна витрата води в гирлі дорівнює $6430 \text{ м}^3/\text{з}$, середньорічний стік – близько 205 км^3 . Дунай несе велику кількість твердих наносів, що відкладаються в нижній течії й особливо в гирлі ріки, сприяючи тим самим наростанню дельти.

Дністер – одна з найбільших рік південно-заходу СНД. Бере початок на північних схилах Карпат і впадає в Дністровський лиман. Довжина ріки 1362 км (в межах Одеської області 116 км), площа басейну 72 тис. км^2 , її середньорічний стік дорівнює $10,2 \text{ км}^3$.

Дністер - ріка змішаного типу з перевагою снігового зі значною часткою дощового. Водний режим у пониззі (територія Одеської області) залежить від режиму експлуатації Дністровського і Дубосарського водосховищ. Живлення в окремі роки від стоку малих річок у пониззі Дністра не мають значного впливу на його гідрологічний режим.

Південний Буг бере початок на Подільській височині і впадає в Бугський лиман. З загальної довжини 857 км тільки 40 км приходить на Одеську область. На рівневий режим стоку впливає зарегульованість річки на території Вінницької області.

Моря. Чорне море – внутрішнє море басейну Атлантичного океану, омиває береги України, Росії, Грузії, Болгарії та Туреччини. Керченською протокою сполучається з Азовським морем, протоками Босфор, Мармуровим морем і протокою Дарданелли – із Середземним морем. Площа – 422 тис. км^2 . Загальний об'єм води 547 тис. км^3 , пересічна глибина – 1271 м , максимальна – 2245 м .

У межах Одеської області у Чорне море впадають Дунай, Дністер та малі річки. На формування водних мас Чорного моря найбільший вплив має надходження солоних вод з Мармурового моря.

Поверхневі води моря, крім пригирлових ділянок великих річок, мають солоність – $14 - 18,3 \text{ ‰}$, глибинні – $22,3 - 22,6 \text{ ‰}$. Чорне море відіграє велику роль у внутрішніх і зовнішніх транспортних зв'язках.

Лимани та озера. За походженням в Одеській області озера відносяться до типу-річкові озера, які утворилися ерозійних пониженнях заплави. Часто це старики, староріччя. Живлення озер відбувається переважно під час весняної повені та при високих зливових опадів.

Особливістю територіального розподілу озер в області є те, що більшість великих озер знаходяться неподалік від моря і звичайно є лиманами, які періодично з'єднуються з морем або відділенні піщаними пересипами. Чіткого розмежування між озерами і лиманами немає. Тому лимани часто називають заплавні озера та водойми в пониззі Дунаю.

Остаточне формування лиманів відбулося в результаті голоценової трансгресії вод Чорноморського басейну в річкові долини і наступного відщеплення морських заток, що утворилися, від основної акваторії акумулятивними утвореннями – косами і перевисипками. Фізико-хімічні властивості лиманних вод, а також інші характеристики їхніх природних властивостей залежать від ступеня зв'язаності лиманів з морем, від величини стоку в них річкових вод і кількості принесених ними твердих наносів. Усі лимани мілководні, що сприяє активному перемішуванню вод. У них концентруються теригенні й органігенні суспензії, що впливає на прозорість води, колір, проникнення світла в її товщу.

У межах області розташовані 15 лиманів, що займають низовини колишніх річкових долин і витягнутих в основному з півночі на південь.

Озера - на території області нараховується 45 озер загальною площею близько 28464 га. Прісноводні озера використовуються для зрошення, риборозведення, рекреації, для потреб сільськогосподарського водопостачання.

Штучні водойми. За результатами проведеної документальної інвентаризації водного фонду у 2006 році всього на території області нараховується 1001 штучна водойма, з них:

- ставків 943 штук площею дзеркала води 12525 га;

- водосховищ 58 штук, основна кількість яких припадає на водойми, які мають об'єм від 1 до 100 млн.м³, з сумарною площею дзеркала 58299,6 га, та об'ємом води в них при НПУ 49558,05 млн.м³.

Переважає більшість ставків збудовано господарствами по спростованій документації, а частіше - без неї, що призвело до перевищення зарегульованості річок відповідно до статті 82 Водного Кодексу України. Значна частина ставкового фонду області зношена, біля половини ставків мають площу дзеркала біля одного гектара або менше, незначні глибини і фактично є випарниками. Водостримуючі споруди представлені земляними греблями із земляними скидними каналами, у деяких випадках із трубчастими водовипусками. Більш 10% мілких ставків не мають скидних споруд та в період значних паводків вода прориває земляні греблі. За відсутністю намулофільтрів більшість ставків зазнають інтенсивного замулення і постійно втрачають корисну ємність, у деяких випадках – і своє призначення.

В результаті тривалої посухи у 2007 році 50% водойм пересохли.

Використовуються ставки в основному для риборозведення, рідше - для вирощування водоплавних птахів. Спостереження за ставками та водосховищами ведеться недостатньо.

У зв'язку з реформуванням сільськогосподарських підприємств землі водного фонду під ставками та водосховищами, які до 01.01.2002 року були у користуванні у колективних сільськогосподарських підприємств, передані сільським та селищним радам та по обліку віднесені до земель запасу. По результатах інвентаризації водного фонду виявлено, що більшість ставків та водосховищ місцевого та загальнодержавного значення надані у оренду у порушення статті 51 Водного кодексу України без узгодження з облводгоспом та державним управлінням екології та природних ресурсів в Одеській області.

1.6 Гідрометеорологічна вивченість

В межах досліджуваної території Одеської області та прилеглих басейнів (в межах Молдови, інших областей України) вдалося зібрати інформацію по гідрологічних спостереженнях на 43 гідропостах. З них діючими є 20 гідрологічних постів, які ведуть не регулярні спостереження за стоком (табл.1.5). Гідрологічні пости охоплюють діапазони водозбірних площ від 98,6 км² (р.Свиня- м.Нестяров) до 3170 км² (р.Тілігул - м.Березівка). По території пости розміщені порівняно рівномірно, що показано на рис.1.5.

Період спостережень за рівнями та витратами води наведений в табл.1.6.

Найбільш тривалі ряди регулярних спостережень за стоком водопілля відносяться до річок Одеської області (р.Сарванка -с.Осички -45років, р.Тілігул -с.Новоукраїнка -33 роки, р.Кодима - с.Катеринка -31 рік, р.Чічкля- с.Любашовка-30 років, р.Рата- с.Волиця-30 років). Гідрологічну вивченість території в частині площ водозборів, що замикають пости. і періодів спостережень за стоком водопілля характеризує табл.1.6.

Як видно з табл.1.6, недостатньо вивченими є порівняно невеликі водозбори, де формування водопілля відбувається швидко і стік яких дає початкові ординати руслових гідрографів на середніх річках. Так, частка басейнів з площами водозборів менше 100 км² складає лише 5 %, з площами менше 500 км² – 20 %

Достатньо добре вивченими є водозбори з площами в діапазоні 501-5000 км², на які приходить 25 % від загальної кількості водозборів. Такий площадний розподіл у гідрологічній вивченості є характерним загалом для всього басейну Дніпра.

На досліджуваній території 3 пости мають ряди спостережень більше 30 років (15 % загальної кількості). Ряди довжиною 30 та менше років мають 11 постів (55 %). На 1 пості період спостережень складає від 41 до 50 років (5%).

З метеорологічних величин, які у подальшому використовуються при розробці прогнозованої схеми максимальних витрат води весняного водопілля враховуються: температура повітря, атмосферні опади, запаси води в сніговому покриві.

На досліджуваній території діє 13 метеорологічних станцій, які ведуть спостереження за опадами і температурою повітря з періодом спостережень більш 50-ти років, дані приведені в таблиці 1.7.

У роботі були використані та проаналізовані дані 13 метеорологічних станцій та гідрологічних постів, які проводять снігомірні зйомки на стандартних снігомірних маршрутах на відкритій місцевості (польові маршрути).

При використанні методики довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля використовувалися дані агрометеорологічних спостережень – глибини промерзання ґрунтів і запасів вологи у метровому шарі ґрунту під озимими культурами.

На розглядуваній території спостереження за промерзанням ґрунтів ведуться з 1960 по теперішній час.

Таблиця 1.5 - Розподіл водозборів за періодами спостережень та розмірами водозбірних площ (гідрологічні стокові спостереження)

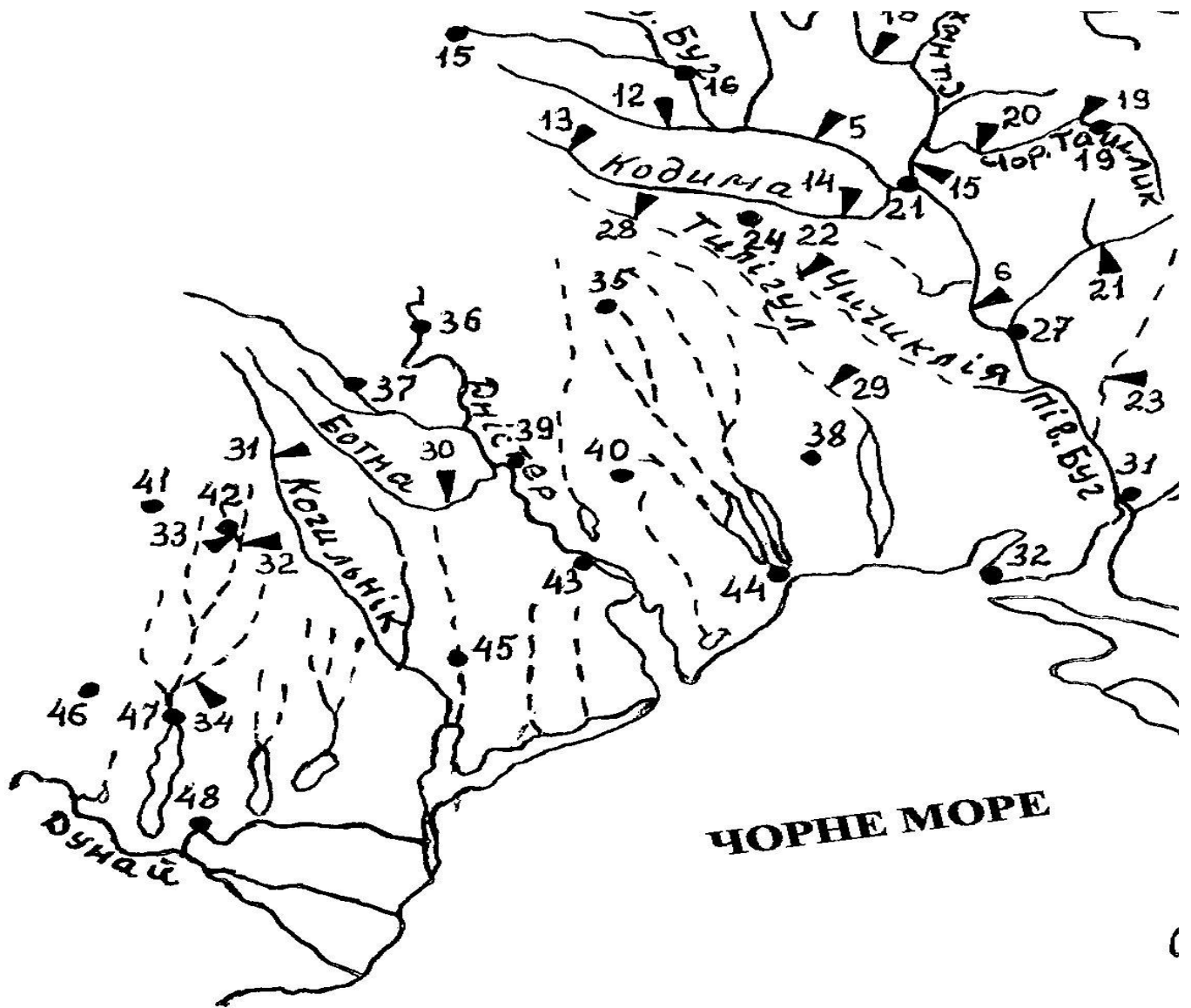
Діапазон площ, км ²	Кількість гідрологічних постів із періодом спостережень						Всього	%
	≤20	21-30	31-40	41-50	≥50			
51-100		1				1	5	
101-500	2	2				4	20	
501-1000	3		2			5	25	
1001-2000		6		1		7	35	
2001-5000		2	1			3	15	
Всього	5	11	3	1		20	100	
%	25	55	15	5		100	100	

Таблиця 1.6 - Перелік гідрологічних постів річок Південно-Західного Причорномор'я

№	Річка - пост	Період спостережень за рівнями	Період спостережень за стоком
1	р. Сарата – с.Філіпени	1914-68, закритий	1959-68, закритий
2	оз.Калуг – с.Гаваноси	1945-58, закритий	1952-68, закритий
3	р.Ялпуг – ст.Комрат	1961 – діючий	1692,63,65,66,69 – діючий
4	р.Ялпуг – м.Болград	1945-65, закритий	1945-65, закритий
5	р.Тараклія - смтТараклія	1960 - діючий	1960 – діючий
6	р. Лунга – с.Чадир-Лунга	1976 – діючий	1976 – діючий
7	р.Велика Сальча – с.Чумай	1945-51, закритий	1977 – діючий
8	р.Киргиз-Китай – с.Островне	1940-53, закритий	1940-53, закритий
9	р.Алліяга – с.Холмське	1945-51, закритий	1945-51, закритий
10	р.Когильник – м.Котовськ	1957 – діючий	1959 – діючий
11	р.Когильник – с.Романівка	1945-56, закритий	1945-56, закритий
12	р.Когильник – с.Новосельське	1949-53, закритий	1949-53, закритий
13	р.Чага – с.Мирнопілля	1940-53, 81-91, закритий	1940-53,84-91, закритий
14	р. Сарата - м. Сарата	1940 – діючий	1984-91,96, закритий
15	р.Хаджидей – с.Сергіївка	1945-55, закритий	1945-55, закритий
16	р.Алкалія – с.Мало-Мар'янівка	1941-55, закритий	1952-55, закритий
17	р.Бик – с.Калараш	1953-69, закритий	1953-69, закритий
18	р.Бик – м.Кишинев	1945-61, 68 – діючий	1945-61,68 - діючий
19	р.Пожарна – с.Сипотени	1958-65,71-86, закритий	1958-65,71-86, закритий
20	р.Ішновець – с.Синжера	1952-65,52-86, закритий	1952-65,52-86, закритий
21	р.Ботна – с.Каушани	1949 - діючий	1949 - діючий

Продовження таблиці 1.5

22	стр.Балцата – с.Балцата	1964-76,2000 - діючий	1964-76,2000 - діючий
23	р.Белочі – с.Белочі	1953 - діючий	1959 - діючий
24	р.Молокиш – с.Вел.Молокиш	1949 - діючий	1949 - діючий
25	р.Рибниця – с.Андріївка	1945 - діючий	1945 - діючий
26	р.Ягорлик – с.Дойбани	1936 - діючий	1949 – діючий
27	р.Вел.Куяльник – с.Адамівка	1930-45,закритий	1930-45,закритий
28	р.Вел.Куяльник – с.Северинівка	1986 - діючий	1986 - діючий
29	р.Тилігул – с.Новоукраїнка	1948-88, закритий	1948-88, закритий
30	р.Тилігул – с.Березівка	1930 - діючий	1953 – діючий
31	р.Березань – с.Нечаяне	1932-55, закритий	1932-55, закритий
32	р.Савранка – с.Осички	1936-40,45 - діючий	1936-40,45 - діючий
33	р.Кодима – с.Обжила	1946-88, закритий	1946-88, закритий
34	р.Кодима – с.Катеринка	1931, діючий	1931, діючий
35	р.Чичиклія – с.Васильівка	1945-88, закритий	1947-88, закритий
36	р.Мертвовод – с.Крива пустош	1948 - діючий	1948 – діючий
37	р.Гнилий Єланець – с.Женево- Криворожжя	1936-88, закритий	1936-41,44-61,63-88, закритий
38	р.Інгул – м.Кіровоград	1944 - діючий	1944 – діючий
39	р.Інгул – с.Інгуло- Кам'янка	1930-65, закритий	1931-65, закритий
40	р.Інгул –с.Седнівка	1954 – діючий	1954 - діючий
41	р.Інгул – с.Новогорожино	1925 - діючий	1931-41,43 – діючий
42	р.Інгул – с.Пересадівка	1930-64,закритий	1930-64, закритий
43	р.Громоклія – с.Михайлівка	1932-88, закритий	1946-88, закритий



▼ – гідрологічні пости; ● – метеорологічні станції

Рис.1.5 – Гідрометеорологічна вивченість території

Таблиця 1.7. Список метеорологічних станцій і постів

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років снігозйомок
198	Любашівка	Півд. Буг	181	47°51'	60
205	Затишся	Вел. І Мал. Куяльнік	193	47°20'	50
210	Дубосари	Дністер	40	47°16'	39
212	Кишинів	Дністер	173	47°00'	32
213	Сербка	Тілігул	72	47°01'	44
217	Тирасполь	Дністер	19	46°49'	39
218	Роздільна	Кучурган	16	46°51'	50
221	Одеса	Вел. і Мал. Куяльник	42	46°29'	33
224	Олонешти	Дністер	110	46°30'	25
225	Комрат	Ялпуг	133	46°18'	32
227	Сарата	Сарата	12	46°01'	49
228	Болград	Ялпуг	80	45°41'	50
229	Ізмаїл, обс.	Дунай	28	45°22'	49

2 СУЧАСНІ МЕТОДИ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОГНОЗІВ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

2.1 Рівняння водного балансу за період весняного водопілля і прогнози шарів весняного стоку

Обґрунтовані наукові методи довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля з'явилися у той період, коли накопичення даних систематичних спостережень за стоком і його факторами дозволило зробити основні теоретичні висновки про формування весняних водопіль при різних умовах снігонакопичення, кількості і інтенсивності опадів, ступеня водопроникності ґрунтів, яка визначається промерзанням та вологістю ґрунтів. Методи прогнозів об'єму водопілля з того часу засновані на побудові емпіричних водобалансових залежностей шару стоку водопілля від загальної кількості води, яка надійшла на басейн, і характеристик водопоглинаючої здатності ґрунтів на басейні [12-14].

Теоретичною основою методів довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля є *рівняння водного балансу*

$$Y_m - Y_{гр} = Y_T + Y_D = Sm + X_1 + X_2 - E_c - E_n \pm \Delta W_n \pm \Delta W_{гр} \quad (2.1)$$

де Y_m – загальний стік водопілля, мм;

$Y_{гр}$ – ґрунтовий (або базисний) стік, мм;

Y_T – стік від талих вод, мм;

Y_D – стік від дощів з ділянок басейну, які вільні від снігу, мм;

Sm – максимальні запаси води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення, мм;

X_1 – опади на поверхню снігу за час його танення, мм;

X_2 – опади на поверхню без снігу, мм;

E_c і E_n – випаровування з ґрунту і снігу, мм;

ΔW_n – зміна запасів вологи в ґрунті, мм;

ΔW_{zp} – зміна запасів ґрунтових вод, мм.

Урахування впливу водопроникності ґрунтів на втрати талих вод розглядав В.Д. Комаров ще у 1955-1959 рр. у зв'язку з додатковими втратами, які виникають на ділянках зі слабким промерзанням ґрунтів (менше 20 см). При цьому загальний стік весняного водопілля при середньому промерзанні ґрунтів на басейні менш 60 см може бути підрахований за рівнянням водного балансу

$$Y_m = X - P_{гр} - P_{сп} = X - P_0 th \frac{X_{гр}}{P_0} (1 - f_{сп}) - (1 - \eta) X_{сп} f_{сп} \quad (2.2)$$

де X – сумарний запас вологи на басейні в період весняного водопілля (максимальні снігозапаси плюс опади, тобто $X = Sm + X_1 + X_2$), мм;

$f_{сп}$ – відносна величина площі зі слабким промерзанням ґрунтів в басейні;

$X_{сп}$ і $X_{сп}$ – сумарні запаси вологи на площі з глибоким і слабким промерзанням ґрунтів, мм;

P_0 – параметр втрат на площі з глибоким промерзанням ґрунтів, який залежить від осіннього зволоження даного типу ґрунтів, мм;

η – коефіцієнт стоку на площі зі слабким промерзанням ґрунтів, мм;

Вклад складових рівняння водного балансу до загального весняного стоку різний у різних фізико-географічних умовах і в різні роки. Так, в лісовій зоні втрати талих вод залежать в основному від дефіциту вологи у ґрунті на початок весняного сніготанення та утримання води у безстічних пониженнях і в приповерхневій лісовій підстилці. Вплив промерзання ґрунтів проявляється лише при незначних його значеннях, тобто в роки з м'якою зимою. На річках західних районів лісової зони особливості формування водопілля пов'язані з зимовими відлигами, які приводять до додаткового

зволоження ґрунтів, перерозподілу снігу у полі і лісі, утворенню льодяної кірки.

У лісостеповій зоні (недостатнього зволоження), де основну частку втрат талих і дощових вод складає інфільтрація, рівняння (2.2) можна переписати у вигляді:

$$Y_T + Y_d = Sm + X_1 + X_2 - E_c - I \quad (2.3)$$

де I – інфільтрація талих і дощових вод (мм), яка дорівнює $E_n \pm \Delta W_n \pm \Delta W_{сп}$.

Варіація втрат весняного стоку у цьому регіоні визначається ступенем водопроникності промерзлих ґрунтів.

У зв'язку з особливостями формування весняного стоку в зонах з плоским рівнинним рельєфом (*степова, напівпустельна, південні частина лісостепової географічних зон*) необхідно урахувати втрати води на заповнення безстічних ємностей на поверхні водозборів. Тоді

$$Y_T = Sm + X_1 - E_c - I - U \quad (2.4)$$

де U – поверхневе утримання талої і дощової води, мм.

Основні фактори весняного стоку в цих районах є: максимальні запаси води у сніговому покриві, опади періоду танення снігу, інтенсивність сніготанення, інфільтрація води у ґрунт, яка визначається його вологістю і промерзанням. Опади після сходу снігу у цих регіонах суттєво не впливають на загальний стік весняного водопілля.

У 1959 р. В.Д. Комаровим, а в 1963 р. Є.Г. Поповим був обґрунтований загальний графічний вигляд залежностей весняного стоку від запасів води у сніговому покриві, складених з весняними опадами, і ступенем водопроникності ґрунтів у вигляді таких рівнянь:

$$Y_m = X - P_0 [1 - \exp(-X/P_0)] \quad (2.5)$$

$$Y_m = X - P_0 \operatorname{th}(X/P_0) \quad (2.6)$$

$$Y_m = X \exp(-P_0/X) \quad (2.7)$$

Параметр P_0 , в редакції В.Д. Комарова, представляє собою величину поверхневої ємності і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт.

Для річок степової і лісостепової зон ЄТС В.Д. Комаров встановив, що

$$P_0 = Ae^{-w(bl+a)} \quad (2.8)$$

де w – запас вологи в шарі ґрунтів на початок весни, мм;

l – глибини промерзання ґрунтів, см;

A, a, b – параметри.

Дослідження низки авторів щодо процесів водопоглинання в річкових басейних показали, що параметр P_0 залежить від різних характеристик зволоження ґрунтів (О.С. Змієва, 1955 р., Н.Я. Подвішенська, 1955 р.), ступеня розчленованості рельєфу (В.Н. Паршин, 1965 р.) і за даними цих авторів для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм.

Процеси водопоглинання і стоку розглядалися Є.Г. Поповим (1963 р.) на основі моделі річкового басейну як системи з «нерівномірним розподілом поверхневої ємності і не постійною інфільтраційною спроможністю його ґрунтів». У зв'язку з цим Є.Г. Поповим розглянуті можливості прогнозу на основі інтегральних рівнянь весняного стоку для двох типів водопоглинання – при наявності тільки поверхневої затримки (*ємнісна модель водопоглинання*) і в умовах заповнення поверхневої ємності і поглинання води ґрунтом (*інфільтраційно-ємнісна модель*).

Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну може бути описаний функцією

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_m} \exp(-S/P_m) \quad (2.9)$$

де P_m – повна (максимальна) поверхнева ємність басейну, мм;

S – шар води при заповненні всіх безстічних поглиблень на поверхні басейну, мм.

У випадку просочування води в ґрунт при допущенні рівномірного по всій площі басейну надходження тало-дошової води (h) і поглинання цієї води (i), причому $h > i$, і відповідно до закону розподілу поверхневої ємності Є.Г. Попов (1963 р.) одержав рівняння стоку при інфільтраційно-ємнісному типі водопоглинання.

Під *інфільтраційно-ємнісною моделлю* розуміють таку, коли поверхневий стік формується за рахунок перевищування інтенсивності надходження води над інтенсивністю її поглинання ґрунтом. При цьому для заповнення поверхневої ємності потрібен тим більший шар сумарного надходження води, чим більша сумарна інфільтрація. В такому випадку рівняння для розрахунку шарів стоку водопілля записується у вигляді:

$$Y_m = X \left(1 - \frac{i}{h}\right) - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X(1-i/h)}{P_m}\right)\right] \quad (2.10)$$

чи

$$Y_m = X - I - P_m \left[1 - \exp\left(\frac{-X-I}{P_m}\right)\right] \quad (2.11)$$

де I – шар води, який був поглинутий під час сніготанення, мм;

При гіперболічному типі розподілу поверхневої ємності рівняння (2.11) набуває вигляду

$$Y_m = X - I - P_m th \frac{X-I}{P_m} \quad (2.12)$$

Інфільтраційно-ємнісний тип водопоглинання характерний для зон недостатньої і нестійкої вологості. Втрати води на інфільтрацію визначаються на практиці в залежності від вологості ґрунту (W) і глибини його промерзання (L).

Для більш простої ємнісної моделі водопоглинання стік є функцією тільки кількості води, яка надійшла на водозбір. Під *ємнісною моделлю* або типом водопоглинання розуміють таку, коли при будь-якій інтенсивності надходження талої води її стік починається тільки після заповнення поверхневих ємностей при повністю водопроникному ґрунті (басейни річок зони надлишкового зволоження), тобто

$$Y_m = X - P_m \left[1 - \exp\left(-\frac{X}{P_m}\right) \right] \quad (2.13)$$

чи

$$Y_m = X - P_m \operatorname{th} \frac{X}{P_m} \quad (2.14)$$

Вигляд рівнянь (2.5 – 2.7) і (2.13 – 2.14) схожий, але параметри P_0 і P_{max} , близькі за фізичним змістом і залежать від водопоглинаючої спроможності ґрунтів, яка визначається їх зволоженням і промерзанням.

Розробка методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля ведеться на основі побудови водно-балансових залежностей вигляду $Y_m = f(X, u)$, де u – характеристика зволоження басейну чи $P_0 = f(u, L)$, де L – глибина промерзання ґрунтів.

2.2 Сучасний стан в області довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля

У період 1940-х років М.А. Великановим була запропонована для прогнозу максимальної витрати водопілля (Q_m , м³/с) формула виду [12-14]

$$Q_m = kF \frac{k_\phi}{T_n} Y_m \quad (2.15)$$

де Y_m – шар стоку за водопілля, мм;

F – площа басейну, км²;

T_n – тривалість водопілля, д;

k_ϕ – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку, який у першому наближенні характеризує форму гідрографу водопілля;

k – коефіцієнт розмірності.

Тривалість водопілля T_n і параметр k_ϕ для конкретного басейну залежать від дружності весняного сніготанення і величини шару стоку за водопілля Y_m .

Реалізація рівняння (2.5) для цілей прогнозу максимальних весняних витрат має значні труднощі, які пов'язані з невизначеністю вхідних до нього параметрів (таких як k_ϕ , T_n , Y_m). Тому прогноз максимальних витрат води зводиться по-суті, до прогнозу стоку водопілля, *по зв'язках* $Q_m=f(Y_m)$. При цьому якість прогнозів Q_m буде залежати в основному від точності розрахунків аргументу Y_m .

Для рівнинних річок України прогнози максимумів водопілля виконані М.В. Рудоєтовим (1969 р.), А.В. Крижановською (1969 р.), М.Г. Рубцовим (1970 р.) та інш. Такий підхід в області прогнозування максимальних витрат води водопілля використовується і до сьогодні.

Досить тісні залежності $Q_m=f(Y_m)$ можуть бути отримані для річок степової і лісостепової зон, де гідрографи весняного стоку носять характер одномодальної хвилі з яскраво вираженим максимумом. Так, за даними В.Д. Комарова на річках Заволжжя і Північного Казахстану коефіцієнт кореляції шарів стоку і максимальних витрат води водопілля складає 0,80-0,95. Самі ж

зв'язки $Q_m=f(Y_m)$ можуть бути як лінійними (при постійній величині $\frac{k_{\Phi}}{T_n}$), так і не лінійними.

На річках лісової зони, особливо в південній і південно-західній частинах, завдяки специфічності умов формування весняних водопіль, пов'язаних з тривалим періодом сніготанення, яке часто переривається похолоданнями, неодночасним таненням снігу у полі й у лісі і великій кількості дощових опадів, форма гідрографів є практично неповторною з року в рік. При цьому зв'язки $Q_m=f(Y_m)$ стають менш тісними (значення коефіцієнтів кореляції знижуються до 0.7-0.8), а в окремі роки спостерігаються значні відхилення точок від лінії зав'язків.

При значному розкиді точок на графіках $Q_m=f(Y_m)$ часто вводять третю змінну, яка характеризує головним чином погодні умови, що визначають хід сніготанення у весняний період (дружність водопілля).

В якості *характеристики дружності водопілля* різними авторами використовувалися такі показники:

- відношення Q_m/Y_m (В.Д. Комаров, 1959 р., М.В. Рудометів, 1969 р.);
- середня або максимальна інтенсивність сніготанення, виражена у вигляді приведенного шару талих вод з урахуванням дощових опадів (i_{Φ}) або у вигляді модульного коефіцієнту i_{Φ}/i_o (де i_o – норма величини) при даних снігозапасах;
- величина показника дружності повені розраховується у залежності від максимального запасу води в сніговому покриві на кінець зими з урахуванням втрат на інфільтрацію води в ґрунт, суми зимових негативних середньодекадних температур повітря і знаку («+» або «-») зміни висотної барикади над басейном від першої половини зими до 2-ої її половини – для басейну Десни і Верхнього Дніпра.
- безпосередньо індекси атмосферної циркуляції – в основу покладено зміну характеру циркуляції атмосфери при переході від одного

синоптичного сезону до іншого. Так, наприклад, якщо спостерігається збільшення градієнту температурного або баричного полів від передзим'я і першої половини зими до другої її половини, що обумовлює посилення теплових потоків (+), то найбільш ймовірна зміна інтенсивності теплових потоків у наступний сезон весни при зменшенні градієнту (-).

Використання того або іншого показника дружності сніготанення при уточненні зав'язків $Q_m = f(Y_m)$ буває не завжди вдалим, тому що вони самі не відомі на дати випуску прогнозу і підлягають наближеній оцінці або прогнозуванню.

Розробка методики прогнозу максимальної витрати води весняного водопілля можлива також на основі встановлення залежностей Q_m від *основних чинників водопілля*, вважаючи, що величини максимумів в значній мірі залежать від тих же чинників, що й розміри майбутніх водопіль.

В роботах інших авторів (П.Ф. Вишневський, П.М. Ігнатенко 1954 р.) до основи методик прогнозів максимальних весняних витрат води були покладені зв'язки Q_m від снігозапасів і тривалості сніготанення або характеристики передзимового зволоження ґрунту.

Для р.Березени біля м.Борисова В.В. Салазановим (1959 р.) був запропонований прийом прогнозу максимальних модулів весняного водопілля (q_m), заснований на побудові його зв'язків з максимальними запасами води в сніговому покриві (S_m). Величини відхилень максимальних модулів (Δq) від середньої лінії зв'язку $q_m = f(S_m)$ зв'язувалися з характеристикою, яка ураховує водопроникність ґрунту.

Описані моделі довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля розроблені в основному для річок з тривалими періодами спостережень і, головним чином, для великих водозборів.

2.3 Метод територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни

2.3.1 *Теоретичні основи методу просторового довгострокового прогнозу шарів весняного стоку та максимальних витрат води водопілля.* Як методична база для довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на річках Одеської області використані регіональні залежності модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середньобогаторічних значень. Такі залежності встановлюються для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді [15-18]

$$k_m = f(k_x) \quad (2.16)$$

де k_m – модульні коефіцієнти: для шарів весняного стоку $k_m = Y_m/Y_0$, де Y_m та Y_0 – шари весняного стоку та їх середньобогаторічні значення, мм; для максимальних витрат (модулів) води весняного водопілля $k_m = q_m/q_0$, де q_m та q_0 – максимальні модулі весняного водопілля та їх середньобогаторічні значення, м³/(с*км²).

Модульні коефіцієнти загальних запасів вологи, які беруть участь у формуванні весняного водопілля k_x , включають:

$$k_x = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_1 + X_2) \quad (2.17)$$

де S_m та S_0 – значення середніх на водозборах максимальних снігозапасів та їх норма, мм;

X_1 і X_1 – рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх норма, мм;

X_2 і X_2 – рідкі опади періоду спаду водопілля та їх норма, мм (враховуються при прогнозі шарів стоку водопілля).

Процес формування весняного тало-дощового стоку на річках складний і багатофакторний, тому на графіках залежностей має місце розкид точок, обумовлений у кожному році різним сполученням гідрометеорологічних

факторів, які впливають на умови сніготанення та водопоглинання у річковому басейні в період весняного водопілля. У зв'язку з цим в основу побудови прогнозних залежностей для визначення шарів весняного стоку чи максимальних витрат води покладено типізацію водопіль за їх водністю (багато-, середньо- чи маловодне). При цьому використано апарат багатовимірної статистичної моделі – дискримінантної функції, яка враховує комплекс факторів формування весняного водопілля.

Багатовимірна модель дискримінантного аналізу застосовується в тих випадках, коли потрібно вихідну вибірку поділити на групи за вектором змінних ознак (вектором-предиктором). Лінійна дискримінантна функція (DF) записується у вигляді:

$$DF = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m \quad (2.18)$$

де $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$ - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$X = (x_1, x_2, \dots, x_m)$ – вектор ознак (вектор-предиктор)

m – кількість вимірюваних ознак ($j=1, 2, \dots, m$).

Можливість достовірної дискримінації або розподілення весен за типами водності залежить від того, наскільки вдало обрані фактори, що описують процес формування стоку весняного водопілля у досліджуваному регіоні. Відбір таких гідрометеорологічних факторів здійснюється при поглибленому теоретичному аналізі досліджуваного процесу і практичній можливості їх отримання.

При застосуванні моделі дискримінантного аналізу попередньо необхідно розбити вихідну вибірку на класи (групи) за тією або іншою ознакою. Стосовно до поставленої задачі, приналежність предиктанта (модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку чи максимальних витрат води) до того чи іншого класу визначається за положенням точок на графіках зв'язку $k_m = f(k_x)$.

У вектор-предиктор дискримінантної функції можуть бути включені такі чинники водопілля, як сумарні запаси вологи на водозаборі, що беруть участь у формуванні весняного водопілля, індекси зволоження ґрунтів і глибини їх промерзання та інші, виражені в модульних коефіцієнтах, температурні характеристики зимово-весняного періоду.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше 0) водопілля на річках можна диференціювати по типах водності. Так, коли дискримінантна функція $DF > 0$, то слід очікувати формування весняного водопілля вищим за норму. Якщо ж $DF_1 \leq 0$, а $DF_2 \geq 0$, то водопілля буде розвиватися за ситуацією, коли очікуються об'єми чи максимуми весняних вод близькими до норми. У випадку, коли $DF_1 < 0$ і $DF_2 < 0$, водопілля буде нижчим за норму.

Побудовані прогностичні зв'язки можна описати рівнянням поліномів 3-го ступеня у вигляді

$$k_m = b_0 + b_1 k_x + b_2 k_x^2 + b_3 k_x^3 \quad (2.19)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти поліному, які підлягають встановленню для кривих відповідно до знаку дискримінантних рівнянь.

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів k_m знаходяться самі величини:

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0 \quad (2.20)$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m q_0 F \quad (2.21)$$

де Y_0 або $Q_0(q_0)$ – норма шарів весняного стоку або максимальних витрат (модулів) води;

F – площі водозборів річок, км².

Територіальний прогноз тут пов'язаний з можливістю розрахунку середньо багаторічного шару стоку Y_0 або максимального модуля весняного водопілля q_0 . За наявності тривалих стокових спостережень норми весняного водопілля розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень:

- для шарів стоку водопілля

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n} \quad (2.22)$$

- для максимальних витрат або їх модулів

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_{m_i}}{n} \quad (2.23)$$

де Y_i або q_{m_i} – шари стоку або максимальні модулі водопілля i -х років;
 n – кількість років спостережень.

При коротких часових гідрологічних рядах спостережень на річках або взагалі за їх відсутності норма шарів весняного стоку може бути визначена при регіональних узагальненнях її, наприклад, за картою розподілу Y_0 по досліджуваній території.

Що стосується величини максимальних витрат води або їх модулів, то у зв'язку з редукцією по площі водозборів, прямого узагальнення цієї величини для низки річок з різними розмірами басейнів виконати не можливо. Даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину q_0 в рамках моделі типового одномодального гідрографа у вигляді [19]

$$q_0 = q'_0 \Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F * r \quad (2.24)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку;

q'_0 – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу;

$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

2.3.2 Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості. В гідрологічній практиці для наявного представлення будь-якої величини у просторовому розподілі будують карти зміни цих величин по території. Це відноситься як до факторів, що формують весняне водопілля (максимальні запаси вологи в сніговому покриві, глибини промерзання ґрунтів та дати їх настання, температура повітря та ін.), так і до прогностичних величин, або ж тільки для шарів весняного стоку. Така форма представлення шарів весняного стоку використана в моделі «Шар-2». Очікувані значення максимальних витрат води не можуть бути безпосередньо представлені у вигляді карт в зв'язку із залежністю не тільки максимальних витрат води, а й їх модулів від розмірів водозборів.

Оцінити розміри очікуваного водопілля у кожному році, особливо для невивчених річок, є можливим якщо прогностичні значення шарів стоку, а також й максимальних витрат води представляти на підставі карт відносних величин – модульних коефіцієнтів k_m весняного стоку.

Оскільки модульний коефіцієнт нижньою межею має 0, то при $k_m = 1$ його значення співпадає з середньою багаторічною величиною (нормою). Якщо прогнозований модульний коефіцієнт $k_m < 1$, то шари стоку або

максимальні витрати води водопілля будуть нижчими за норму, якщо ж $k_m > 1$, то водопілля очікується вищим за норму. У випадку коли k_m знаходиться в межах одиниці, то водопілля буде близьким до норми.

Таким чином, карто-схеми очікуваних характеристик весняного водопілля на річках дозволяють характеризувати значну територію, оцінюючи зони підвищеного весняного стоку. Крім того, методика прогнозу передбачає по таких карто-схемах здійснювати прогноз шарів стоку або максимальних витрат води водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території, включаючи й річки, невивчені у гідрологічному відношенні.

Карто-схеми очікуваних характеристик складаються оперативними службами прогнозування і передаються споживачам – органам самоврядування, управлінню надзвичайних ситуацій та громадського захисту населення та ін. для оцінки зон підвищеної небезпеки та можливого зниження ризиків при багатоводних весняних паводках. Карти ж зон затоплення територій під час високих водопіль можна отримати при наявності прогнозованих максимальних рівнів води водопілля в сполученні з топографічними картами висот місцевості при впровадженні для наочного представлення технологій геоінформаційної системи (ГІС).

2.3.3 Методика встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля. Запропонований метод територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля передбачає використовувати його для річок, у тому числі й не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за стоком не відбуваються. Але ж прогноз, навіть у вигляді відносної величини, не дає змоги визначити частоту повторюваності величини у багаторічному розрізі.

За наявності багаторічних рядів спостережень, встановлення ймовірності настання очікуваного явища здійснюється шляхом побудови

емпіричної кривої забезпеченості модульних коефіцієнтів $k_m = f(P\%)$. При прогнозуванні весняного стоку величини k_m визначаються із залежностей вигляду (2.16).

У випадку відсутності рядів гідрологічних спостережень встановлення забезпеченості прогнозних величин характеристик весняного водопілля може бути здійснено шляхом спочатку статистичної обробки часових рядів спостережень за весняним стоком на річках, де вони мають місце, а потім просторового узагальнення статистичних параметрів для території, яка забезпечена даними гідрометеорологічних вимірювань.

При встановленні коефіцієнтів асиметрії C_s та варіації C_v і визначенні середнього по території значення співвідношення C_s/C_v можна для оцінки забезпеченості прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля використовувати криву трипараметричного гамма-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення C_s/C_v) [20].

Забезпеченість прогнозних величин встановлюється у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_{(y_m)Q_m} < P_2 \quad (2.25)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижча межі забезпеченості (%), які встановлюються за таблицями.

Отримані значення забезпеченостей $P\%$ картуються. Наприклад: при $P=20\%$ - водопілля буде спостерігатися один раз на 5 років, при $P=1\%$ - один раз на 10 років і т.д.

Таким чином, одночасно з картами прогнозних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку або максимальних витрат води весняного водопілля надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі у будь-якій частині території, що особливо корисно для річок, по яких гідрологічні спостереження не відбуваються.

В практичній діяльності ВМО також розглядаються гідрометеорологічні чинники водопіль та використовуються методи прогнозування гідрологічного стоку річок від танення снігу і випадіння опадів [21-23].

2.4 Обґрунтування методики прогнозу характеристик весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні

Однією з головних проблем наукового дослідження є те, що гідрологічна мережа спостережень на значній території півдня України – північно-західній частині Причорноморської низовини, у тому числі на території Одеської області, практично відсутня. Тому необхідним є застосування методики прогнозування розмірів весняних водопіль річок на території яка не охоплена даними гідрологічних спостережень. Методика, що використовується, дає змогу для територій не висвітлених даними гідрологічних спостережень, відновлювати поля як метеорологічних факторів весняного стоку, так і модульних коефіцієнтів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля [18, 24].

Перш за все, пропонується підхід картографічного представлення метеорологічних (снігозапасів, опадів, температур повітря) та агрометеорологічних (глибин промерзання та вологості ґрунтів) факторів водопілля як середньобогаторічних, так і щорічних.

Що стосується територіальних узагальнень у розглядуваному регіоні Одеської області будь-яких характеристик пов'язаних зі стоком води (норми шарів стоку, максимальних витрат води або їх модульних коефіцієнтів, прогнозних значень цих характеристик, статистичних параметрів та ін.) у вигляді побудови карта-схем їх розподілу по території, то такої можливості немає у зв'язку з відсутністю для цього необхідної інформації.

Розробка методики прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води водопіль у регіоні, де не відбувалися стокові спостереження ведеться за такими етапами:

1) вибираються опорні водозбори таким чином, щоб вони рівномірно висвітлювали частину розглядуваної території.

2) Для кожного з опорних водозборів, як і для тих, що вивчені у гідрологічному відношенні, розраховуються фактори, осереднені для цих водозборів, які складають вектор-предиктор дискримінантної функції DF . В першу чергу це стосується визначення основного фактору формування весняного водопілля – сумарного запасу максимальних снігозапасів і опадів періоду водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів) $k_x = (S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$. Далі встановлюються інші фактори, що входять до вектор-предиктора дискримінантної функції DF . Методика їх визначення буде наведена нижче.

3) Знак дискримінантної функції $DF = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_mx_m$ дає змогу отримати розрахункову залежність, тобто здійснити альтернативний (якісний) прогноз майбутнього водопілля (вище чи біля норми, або нижче норми).

4) Прогнозні значення модульних коефіцієнтів k_Y або k_Q отримуються за рівнянням поліному $P_1 < P_{Y(Q)} < P_2$ з коефіцієнтами, згідно умов застосування – по знаку DF .

5) Прогнозні значення k_Y або k_Q відносяться до геометричних центрів опорних басейнів річок (незалежно від ступеня їх гідрологічного вивчення) і вже будуються відповідні карти очікуваних величин максимальних модулів і шарів стоку весняного водопілля у різних частинах України, включаючи Одеську область.

6) Ймовірність появи у багаторічному розрізі прогнозних характеристик весняного водопілля (шарів стоку чи максимальних витрат води) визначається наступним чином: отримані при статистичній обробці

часових рядів стокових характеристик гідрологічно вивчених річок величини коефіцієнтів варіації C_v шарів стоку та максимальних витрат води узагальнюються у вигляді регіональних формул (наприклад, в залежності від географічної широти водозборів), по яких встановлюються значення C_v для обраних опорних водозборів. Далі по отриманих за методикою значеннях очікуваних характеристик k_Y або k_q за таблицею трипараметричного гамма-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території C_s/C_v), по C_v знаходять забезпеченість $P\%$ очікуваного шару стоку або максимальної витрати води весняного водопілля для невивчених річок Причорноморської низовини.

7) $P\%$ наносяться на карта-схему для геометричних центрів обраних опорних водозборів.

Таким чином, представляється можливість провести ізолінії вже для всієї території України, включаючи й північно-західні райони Причорноморської низовини. Аналіз показує, що такі карта-схеми полів очікуваних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля суттєво уточнюють просторовий розподіл модульних коефіцієнтів на розглядуваній території, яка не висвітлена даними гідрологічних спостережень.

Зазначень карти дозволяють завчасно оцінити розміри водопілля в різних частинах і в цілому на значних територіях з підвищеною небезпекою, особливо при проходженні високих повеней, а також визначати їхню повторюваність або ймовірність настання у багаторічному розрізі. З іншого боку, карти надають можливості отримати по них для поточного року прогностичні модульні коефіцієнти характеристик водопілля в конкретному пункті території, в тому числі й для тих річок, по яких спостереження за стоком відсутні.

8) По знятих для геометричних центрів водозборів модульних коефіцієнтах випуск прогнозів самих значень шарів стоку чи максимальних

витрат води водопілля ведеться шляхом помноження очікуваних модульних коефіцієнтів на середньобогаторічні значення цих гідрологічних характеристик.

Оскільки для невивчених річок регіону для отримання середньобогаторічних характеристик весняного водопілля за $Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}$ і $q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_m}{n}$ або використання карта-схем для шарів стоку водопілля неможливо, пропонується та реалізується наступна ідея розрахунку:

- для шарів весняного стоку – через обґрунтування регіональних залежностей від географічної широти водозборів;
- для максимальних витрат води – з використанням математичної моделі типових гідрографів водопілля шляхом визначення середньобогаторічних максимальних модулів схилового припливу та їх трансформації русловою мережею і водоймами, що регулюють річковий стік.

2.5 Визначення основних гідрометеорологічних чинників весняного водопілля

Для розробки методики довгострокового прогнозування максимальних витрат води та шарів весняного водопілля на річках необхідним є визначення основних гідрометеорологічних факторів, сполучення яких у кожному році призводять до формування різних за висотою і об'ємом водопіль. Такі фактори складають вектор-предиктор дискримінантної функції, яка дає змогу встановлювати тип або надавати діагноз водності майбутнього водопілля. До стокоформуючих факторів річок розглядуваної території відносяться сумарна кількість води, яка потрапляє на водозбір у період водопілля, максимальні запаси води в сніговому покриві та рідкі опади періоду весняного водопілля, а також фактори втрат тало-дошових вод, які визначають водопоглинаючу спроможність ґрунтів на водозборах, - вологість і глибина їх промерзання [12-14].

Визначення кількості води, що формує весняне водопілля. Основним фактором, який визначає прихідну частину водного балансу річкових водозборів, є максимальні запаси води в сніговому покриві (S_m , мм). Розрахунок їх здійснюється з урахуванням нерівномірності накопичення снігу на відкритих і залісених ділянках водозборів, як середніх зважених значень:

$$S_m = S(1 - f_{\text{л}}) + k_{\text{л}} S f_{\text{л}} \quad (2.26)$$

де S – максимальні запаси води в сніговому покриві по вимірах у полі (з урахуванням запасів води в крижаній кірці), мм;

$k_{\text{л}}$ – коефіцієнт снігонакопичення з урахуванням залісеності водозборів $f_{\text{л}}$ (у частках одиниці).

За даними різних авторів, за зимовий період на залісених водозборах снігу накопичується на 8-39% більше, ніж на відкритих. Про це свідчать отримані цими авторами значення коефіцієнтів снігонакопичення $k_{\text{л}}$ у лісах різної породи й віку, які розташовані в різних фізико-географічних районах. В цьому дослідженні значення коефіцієнта $k_{\text{л}}$ взято рівним 1.12.

Зимові відлиги, які є доволі частим явищем, призводять протягом зими до часткового, а іноді й до повного танення снігу на басейнах. При цьому найбільші за розмірами запаси води в сніговому покриві можуть спостерігатися перед зимовою відлигою. У періоди зимових відлиг дуже часто на поверхні ґрунту утворюється крижана кірка, запас води в якій залежить від інтенсивності відлиг і ступеня зволоження ґрунту.

За наявності у зимовий період відлиг необхідно враховувати й запас води у льодовій кірці. Запас води в ній визначається за формулою

$$S_{\text{кк}} = \rho h f_{\text{кк}} \quad (2.27)$$

де h - середня товщина крижаної кірки, м;

ρ – щільність крижаної кірки, кг/м³;

$f_{\text{кк}}$ – площа водозбору, зайнята крижаною кіркою (у частках від загальної його площі).

Оцінка середніх на водозборах максимальних снігозапасів проводилася за даними стаціонарної мережі метеостанцій і гідрологічних постів. Для кожної станції або поста дата максимальних запасів води в сніговому покриві встановлювалася за найбільшим значенням загальних снігозапасів (включаючи запас води в крижаній кірці) перед весняним таненням снігу (за даними вимірів снігозапасів у полі).

Середні по басейнах максимальні запаси води в сніговому покриві визначаються по значеннях S (у полі) за даними метеостанцій і постів в межах розглядуваних водозборів

$$S_{m_i} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j \quad (2.28)$$

де S_j – максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору;

m – кількість вимірюваних пунктів снігозапасів.

Врахування підвищеного накопичення снігу у залісеній частині водозбору виконується за формулою (2.26).

Слід зазначити, що зміни в методиці виміру запасів води в сніговому покриві з зими 1965-1966 років призвели до порушення однорідності рядів снігомірних спостережень. У зв'язку з цим, для одержання однорідних рядів спостережень виконано їх ув'язування шляхом введення поправки на збільшення запасів води в сніговому покриві, вимірюваних до зими 1965-1966 років. Відповідно до рекомендацій Л.К. Вершиніної та О.І.Крестовського, на басейнах рівнинних річок України, у тому числі й на розглядуваній території, ця поправка взята на рівні 5%.

У вектор-предикторі дискримінантної функції DF та у прогнозній схемі характеристик весняного водопілля максимальні снігозапаси входять у

вигляді модульних коефіцієнтів. Тому розрахунок норм максимальних запасів води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням S_0 здійснюється в межах водозборів як

$$S_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_{0j} \quad (2.29)$$

де S_{0j} – середні багаторічні значення максимальних снігозапасів в j -ому пункті їх вимірів

$$S_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n S_i \quad (2.30)$$

n – період спостережень за снігозапасами (у роках);

S_i – максимальні запаси води в сніговому покриві в окремих пунктах (кількість яких m) в i -му році.

Визначення норм максимальних снігозапасів S_0 можна виконати по карта-схемі їх розподілу по території (рис.2.1).

Розгляд умов розвитку весняних водопіль у досліджуваному регіоні свідчить про те, що суттєву роль при формуванні шарів стоку та максимальних витрат води в басейнах річок Одеської області відіграють й опади періоду весняного сніготанення і спаду весняного водопілля. Ступінь впливу їх визначається умовами стікання дощових вод даною весною і залежать від стану підстильної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунти досить зволожені при заповненні водою безстічних поглиблень на водозборі. У період після сходу снігу з басейну й танення ґрунту вони убувають з ростом числа днів від дати сходу снігу до дати випадіння опадів.

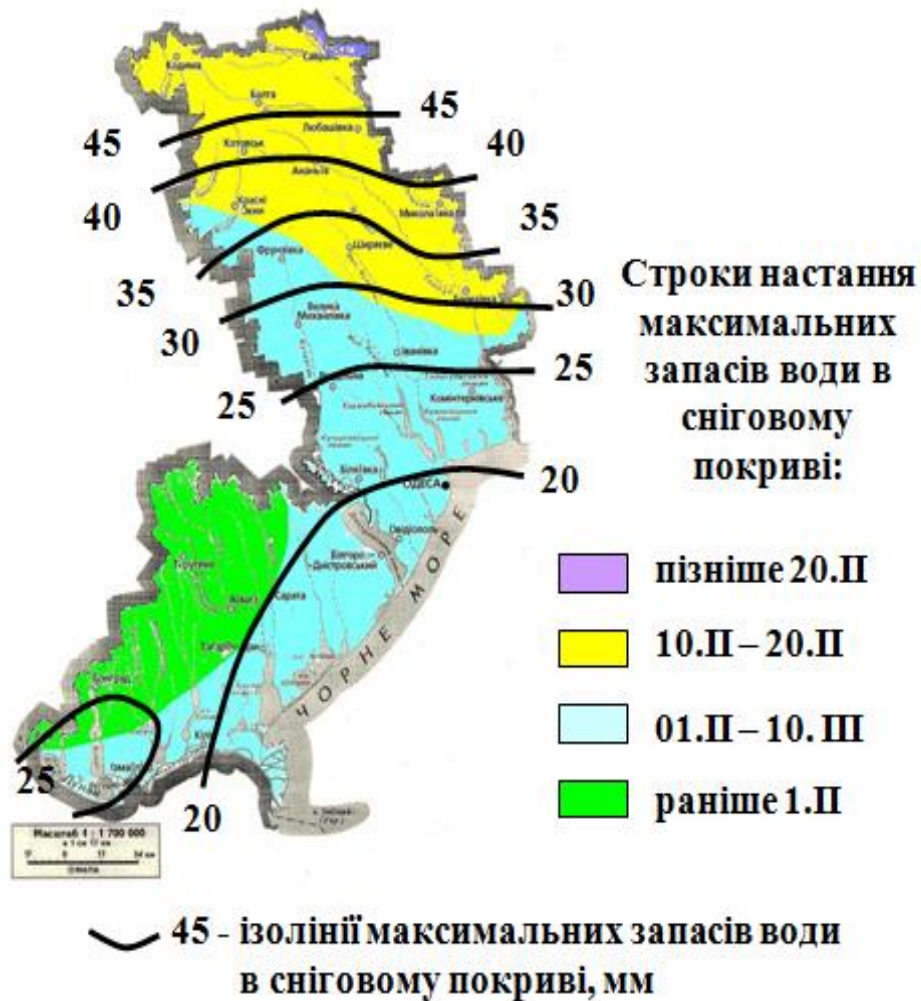


Рис. 2.1 – Карто-схеми середньобогаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві та дат їх настання на басейнах річок Одеської областіЗ

В методиках довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля прийнято вважати, що опади, які випадають у період від дати накопичення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу (X_1), і води від танення снігу, стікають з приблизно однаковими втратами. Тому величини максимальних запасів води в сніговому покриві й у крижаній кірці підсумовуються з цими опадами. Що стосується опадів на спаді водопілля, тобто тих, що випадають у період після сходу снігу і до кінця водопілля (X_2), то вони входять звичайно з коефіцієнтом, меншим за одиницю.

Визначення сум опадів, що беруть участь у формуванні весняного водопілля X_1 , здійснювалося для кожної станції (поста) за період від дати S_m до дати максимальної витрати води, середньої по декількох невеликих річках басейну, яка є умовним показником сходу снігу з водозборів, далі, опадів X_2 – аж до дати закінчення водопілля на основній річці.

Для розглядуваної території, у складі з всієї рівнинної частини України, виконано узагальнення середньобагаторічних величин весняних опадів по території. Отримана залежність норм опадів X_{1_0} від середньої тривалості періоду їх підсумовування T_{X_1}

$$X_{1_0} = 0,77T_{X_1} + 7 \quad (2.31)$$

В свою чергу, T_{X_1} (діб) узагальнено по басейнах у вигляді залежностей:

$$T_{X_1} = 2,0(\varphi^\circ - 50) + 28 \quad (2.32)$$

де φ° - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. півн. ш.

Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів, тобто періоду спаду водопіль T_{X_2} (діб) отримана залежність

$$X_{2_0} = 1,09 T_{X_2} + 3,35 \quad (2.33)$$

а самі значення T_{X_2} можна встановити за розмірами водозборів

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1) \quad (2.34)$$

де F – площа водозборів, км².

При складанні прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку майбутнього водопілля весняні опади, як правило, невідомі і їх належить враховувати в прогнозній схемі у вигляді деякої постійної величини (частіше у вигляді норми). Однак у різні роки опади X_1 і X_2 можуть значно відхилятися від їх норми. Тому в прогнозну схему при визначенні сумарних запасів вологи бажано вводити їх очікувані значення, орієнтуючись на метеорологічний прогноз опадів.

Так, на календарну дату випуску прогнозів розрахунок середніх на водозборах максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m) ДСП і опадів періоду завчасності прогнозу здійснюється за схемою:

- при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$(S_m + X'_1)_{\text{дсп}} = [S_{\text{дсп}}(1 - f_{\text{л}}) + k_{\text{л}}S_{\text{дсп}}f_{\text{л}}] + \Delta \vec{S} + X'_1 \quad (2.35)$$

- при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$(S_m + X'_1 + X'_2)_{\text{дсп}} = [S_{\text{дсп}}(1 - f_{\text{л}}) + k_{\text{л}}S_{\text{дсп}}f_{\text{л}}] + \Delta \vec{S} + X'_1 + X'_2 \quad (2.36)$$

де $S_{\text{дсп}}$ – максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

$f_{\text{л}}$ – залісеність водозборів, у частках від одиниці;

$k_{\text{л}}$ – коефіцієнт снігонакопичення у лісі, взятий на рівні 1.12;

$\Delta \vec{S}$ – нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм;

X'_1 та X'_2 - рідкі опади періоду весняного сніготанення та спаду водопілля, тобто періоду завчасності прогнозу максимальної витрати води та шарів весняного стоку.

Оскільки довгострокові прогнози кількості як твердих, так і рідких опадів не складаються, то їх необхідно враховувати, орієнтуючись на прогноз

погоди. Це стосується й величин нормальної добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві $\Delta \vec{S}$ та кількості опадів X'_1 та X'_2 .

Величина збільшення максимальних запасів води $\Delta \vec{S}$ залежить від строків початку майбутньої весни – температури повітря у березні (а іноді й у лютому) чи переходу її через 0°C до додаткових значень, які визначають можливість випадіння твердих опадів після дати складання прогнозу. В свою чергу, очікувану температуру повітря можна оцінити за метеорологічним прогнозом погоди (як значення біля норми, вище чи нижче за норму).

Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлені за даними снігомірних зйомок на метеостанціях і гідропостах, що знаходяться в різних басейнах рівнинної України, як

$$(\Delta S_{\text{дсп}})_{ij} = (S_m)_{ij} - (S_{\text{дсп}})_{ij} \quad (2.37)$$

де $(\Delta S_{\text{дсп}})_{ij}$ – величини збільшення запасів води в сніговому покриві, які спостерігалися на дату складання прогнозу $(S_{\text{дсп}})_{ij}$ до максимальних величин снігозапасів, що спостерігалися перед весняним сніготаненням $(S_m)_{ij}$ у i -му році на j -й метеостанції.

Величини добавок $\Delta \vec{S}$ устанавлювалися як середні їх значення для груп років – теплих, холодних або близьких до норми (за температурою повітря у зимові місяці). Крім того, встановлено залежність величини добавок й від місцеположення пунктів снігозйомок, про що свідчать відповідні залежності. Такі залежності описуються рівняннями

$$\Delta \vec{S} = b + a(\varphi^\circ - 50) \quad (2.38)$$

де φ° - широта метеостанцій, в частках градуса півн.ш.

Коефіцієнти b і a у формулі (2.38) визначаються для календарних дат випуску прогнозів шляхом побудови узагальнених залежностей.

Умови введення добавки $\Delta \vec{S}$ і значення коефіцієнтів в рівнянні (2.38), узагальнених для всієї рівнинної території України наведені в табл. 2.1.

Таблиця 2.1 - Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві $\Delta \bar{S}$, мм

Умови введення добавки ($\Delta \vec{S}$) в залежності від очікуваної температури повітря		Значення коефіцієнтів рівняння (2.38)	
ДСП: до дати 20.02	ДСП від дати 20.02 і пізніше	<i>a</i>	<i>b</i>
$\theta_{02.03} \geq (\vec{\theta}_{02.03} + 1^\circ)$	$\theta_{03} \geq (\vec{\theta}_{03} - 1^\circ)$	2.14-0.074 Д	7.47-0.25 Д
$(\vec{\theta}_{02.03} + 1^\circ)\theta_{02.03} > (\vec{\theta}_{02.03} - 1^\circ)\theta_{02.03}$	$(\vec{\theta}_{03} + 1^\circ)\theta_{03} > (\vec{\theta}_{03} - 1^\circ)\theta_{03}$	3.38-0.109 Д	20.4-0.61 Д
$\theta_{02.03} \leq (\vec{\theta}_{02.03} - 1^\circ)$	$\theta_{03} \leq (\vec{\theta}_{03} - 1^\circ)$	3.27-0.086 Д	26.8-0.55 Д

Умовні позначення:

ДСП – дата складання прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля;

Д – кількість діб від 1 лютого до ДСП;

$\theta_{02.03}$ і $\vec{\theta}_{02.03}$ – середнє значення середньомісячних температур повітря в лютому і березні та норма величини відповідно, °С.

θ_{03} і $\vec{\theta}_{03}$ – середня температура повітря за березень та її норма відповідно, °С.

Таким чином, в методиці прогнозу максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля величини нормальних добавок будуть встановлені для будь-якого водозбору розглядуваної території в будь-який строк

складання прогнозу в залежності від очікуваних температурних умов на водозборі в період після дати складання прогнозу з урахуванням географічного положення водозборів.

У зв'язку з відсутністю інформації про величини опадів (X_1' та X_2') на період завчасності прогнозу, їх величини можна оцінити, орієнтуючись на метеорологічний прогноз, як опади вище норми, біля або нижче норми.

Для цього на етапі розробки методики прогнозу багаторічні ряди спостережень за опадами X_1' та X_2' ранжувалися та розбивалися на три категорії – вище норми, біля та нижче норми. Далі у кожній групі визначалися середні величини.

Очікувані середні величини опадів X_1' та X_2' у кожному конкретному році визначались в залежності від категорії, до якої відноситься рік, з урахуванням коефіцієнта до середніх величин опадів k_1 і k_2 – у багатоводні, середні за водністю та у маловодні роки, у вигляді

$$X_1' = k_1 X_{1_0} \quad (2.39)$$

$$X_2' = k_2 X_{2_0} \quad (2.40)$$

Умови введення коефіцієнтів k_1, k_2 до норм опадів X_{1_0} і X_{2_0} та їх значення відповідно до метеорологічного прогнозу представлені у (табл. 2.2) для території рівнинної України, у тому числі й для басейну розглядуваної території. Крім того, встановлена закономірність зміни кількості опадів по території в залежності від географічного положення водозборів.

Таблиця 2.2 – Коефіцієнти до норм опадів X_{1_0} і X_{2_0} з урахуванням метеорологічного прогнозу

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів X_{1_0}, X_{2_0}	Коефіцієнти до норм опадів у формулі (2.39) та (2.40)
---	---

Опади вище норми: ($X_1 > X_{1_0}$)	$k_1 = 1.83 - 0.055 (\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми: ($X_1 = X_{1_0}$)	$k_1 = 0.84 + 0.009 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: ($X_1 < X_{1_0}$)	$k_1 = 0.29 + 0.029 (\varphi^\circ - 50)$
Опади вище норми: ($X_2 > X_{2_0}$)	$k_2 = 1.75 - 0.027 (\varphi^\circ - 50)$
Опади біля норми: ($X_2 = X_{2_0}$)	$k_2 = 0.86 + 0.022 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: ($X_2 < X_{2_0}$)	$k_2 = 0.36 + 0.031 (\varphi^\circ - 50)$

де φ° - широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. півн.ш.

В прогностній моделі використовується модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля, який визначається за такими формулами:

- для максимальних витрат води

$$k_x = \frac{(S_m + X_1')}{(S_0 + X_{1_0})} ; \quad (2.41)$$

- для шарів весняного стоку

$$k_x = \frac{(S_m + X_1' + X_2')}{(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})} . \quad (2.42)$$

В якості показника втрат води у період весняного водопілля (для річок лісової зони надлишкового зволоження) може бути прийнята *інтегральна характеристика зволоження водозборів* – середній осінньо-зимовий річковий стік, який визначається вологонасиченістю басейну, що в основному залежить від сумарних запасів вологи в зоні аерації, ґрунтових і

болотних водах. За даними О.І. Крестовського задовільні залежності установлені між запасами вологи у метровому шарі ґрунту на кінець листопаду та стоком за осінньо-зимовий період.

В територіальних методах прогнозу весняного стоку (для лівобережної України) може бути використаний середній річковий модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного $(q_{09-01}, \text{л}/(\text{с км}^2))$ року, віднесений до його норми $(q_{09-01})_0$

$$(k_{q_{09-01}})_i = \frac{(q_{09-01})_i}{(q_{09-01})_0} \quad , \quad (2.43)$$

де $(q_{09-01})_i$ – середній модуль стоку з вересня по січень для i -ї весни, $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

За відсутності спостережень прийняту характеристику зволоження ґрунтів можна визначити за встановленими залежностями середнього модуля стоку з вересня по січень q_{09-01} від широти геометричних центрів тяжіння водозборів. Так, для норми $(q_{09-01})_0$ отримане рівняння

$$(q_{09-01})_0 = 0,40(\varphi^0 - 50) + 1,54 \quad , \quad (2.44)$$

де $(q_{09-01})_0$ – середні багаторічні значення середніх модулів стоку з вересня попереднього по січень поточного років, $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

В якості індексу передвесняного стану басейнів може бути прийнятий *переднаводкова витрата води або середній місячний річковий стік*, в попередній від початку водопілля місяць $(Q_{пв}, \text{м}^3/\text{с})$. У вигляді модульного коефіцієнту, значення $Q_{пв}$ відноситься до норми витрати води цього ж місяця $(Q_{пв})_0$

$$(k_{Q_{пв}})_i = \frac{(Q_{пв})_i}{(Q_{пв})_0} \quad , \quad (2.45)$$

де $(Q_{\text{пв}})_i$ – середня витрата води i -го місяця перед весняним водопіллям, м³/с.

За відсутності багаторічних даних будуються залежності норм витрат в попередній від початку водопіль місяць від площ водозборів $(Q_i)_0 = f(F)$.

При визначенні модульного коефіцієнту $(q_{09-01})_i$ і за (2.43) або $(k_{q_{\text{пв}}})_i$ за (2.45) для конкретних років поточні значення $(q_{09-01})_i$ або $(Q_{\text{пв}})_i$ можуть бути отримані на підставі безпосередніх спостережень за соком води річок. За відсутності спостережень можливо відновлення рядів $(q_{09-01})_i$ шляхом побудування для кожного i -го року залежностей типу (2.44) або для $(Q_{\text{пв}})_i$ їх зв'язок з площами водозборів.

Глибина промерзання ґрунтів є одним з показників інфільтраційної спроможності ґрунтів під час формування і розвитку весняного водопілля. Вона визначається складним комплексом взаємодіючих чинників – температурою повітря, і як наслідок температурою ґрунту та товщиною снігового покриву на ньому, а також залежить від типу і вологості ґрунтового покриву, його теплофізичних властивостей, характеру рельєфу, виду рослинності, яка їх покриває. Ступінь промерзання ґрунтів на рівнинній Україні неоднорідна по території і змінюється у широтному напрямку при закономірній зміні всього комплексу ландшафтних і кліматичних характеристик.

Дати стійкого промерзання настають в цілому по території наприкінці листопада, зміщуючись до середини грудня – в південних районах. В окремі теплі зими промерзання ґрунтів може відбуватися від третьої декади грудня до другої декади лютого, а в крайніх південних районах ґрунти можуть промерзати на короткий час, але ж залишатись і зовсім не промерзлими. Тривалість днів зі стійким промерзанням зменшується у південному напрямку. В цілому на території Одеської області середня глибина промерзання ґрунтів становить 30-45 см. (рис.2.2).

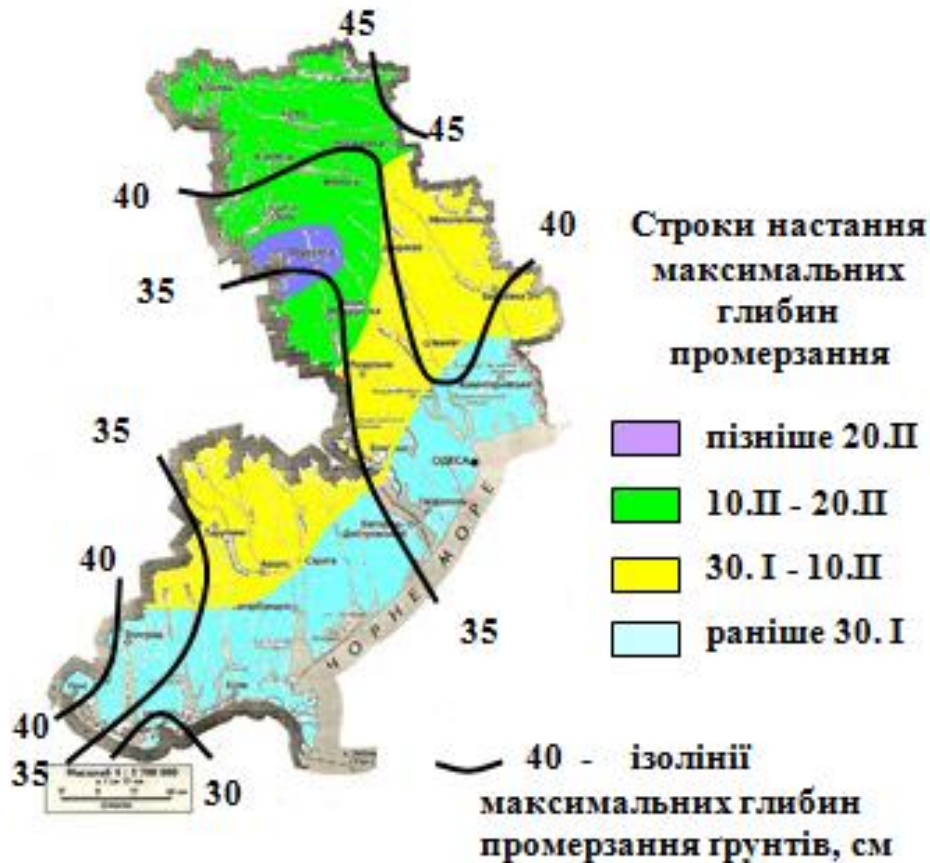


Рис. 2.2 - Карта-схема розподілу середньобогаторічних максимальних глибини промерзання ґрунтів

Фактором проникності ґрунтів на водозборах в період весняного сніготанення є максимальна глибина промерзання ґрунту, яка безпосередньо входить у прогнозну схему при визначенні очікуваних характеристик весняного водопілля рівнинних річок України. Строки найбільшого промерзання ґрунтів зміщуються у бік ранніх дат – з північного сходу (кінець лютого – початок березня) на південь і південний захід (перш-друга декади лютого).

Для розробки методики прогнозу весняного стоку використовують дані за максимальною глибиною промерзання ґрунту наприкінці зими (під озимими), осереднені по водозборах і з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах

$$L_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_j, \quad (2.46)$$

де L_j – максимальні глибини промерзання ґрунтів по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, см;

m – кількість вимірювальних пунктів глибин промерзання.

У територіальних методах доцільно приймати значення глибин промерзання віднесені до їх норм, тобто

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \quad (2.47)$$

де L_i – середнє по водозборі значення максимальної глибини промерзання ґрунту для i -го року, см;

L_0 – норма глибини промерзання на водозборі

$$L_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_{0j}, \quad (2.48)$$

де L_{0j} – середнє багаторічне значення глибин промерзання ґрунтів у - му пункті спостережень, см;

m – кількість пунктів спостережень за промерзанням ґрунтів на водозборі.

Узагальнення L_0 , розрахованих для кожного пункту спостережень j (по даних на агрометстанціях), може бути виконане у вигляді карта-схеми та в залежності від широтного положення пунктів. У цілому при збільшенні широти, тобто при переході з південних у більш північні райони рівнинної України, глибини промерзання збільшуються у відповідності з рівнянням

$$L_0 = L_{0(\varphi=50)} + 3,56(\varphi - 50), \quad (2.49)$$

де $L_{0(\varphi=50)}$ – значення глибини промерзання на $\varphi = 50^\circ$ північної широти, яке дорівнює 65,6.

Карта-схема розподілу середньобагаторічних максимальних глибини промерзання ґрунтів на території Одеської області представлена на рис.2.2. Максимальні за зиму глибини промерзання зменшуються у південному напрямку від 45 см до 30 см. Строки настання максимальних глибин промерзання ґрунтів змінюються в тому ж напрямку від 10.02 – 20.02 до раніше ніж 30.01.

При складанні прогнозів у кожному році для розрахунку k_L використовуються безпосередні виміри глибин промерзання ґрунтів L_j , як середньозважені або середні арифметичні значення у межах кожного з водозборів. За відсутності спостережень на водозборах доцільним є використання залежностей виду (2.49), але побудованих по щорічних даних.

Визначення середньої глибини промерзання та індексів зволоження ґрунту на водозборі, у тому числі й для басейнів, де даних спостережень стаціонарної мережі не достатньо, можливе на основі щорічно складених карт ізоліній цих характеристик у даному регіоні. Відомий досвід складання карт вологості ґрунтів територій з різноманітним складом ґрунтів на основі використання і співставлення орбітальних сканованих відображень, радіометричних трасових літакових вимірювань, контактних наземних вимірювань вологості, а також даних лабораторних досліджень діелектричних властивостей ґрунтів в залежності від їх вологості.

Взагалі, побудова карт ізоліній можлива для будь-якого гідрометеорологічного елемента, що підлягає географічній закономірності, з метою подальшого її використання для визначення цього елемента у будь-якій точці на місцевості.

2.6 Розрахунок характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощової води

Складовою частиною до методу територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля входить середньобогаторічний максимальний модуль весняного стоку q_0 .

Територіальний прогноз в прогнозній методиці пов'язаний з можливістю розрахунку значення q_0 , у тому числі для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

Середньобогаторічний максимальний модуль весняного стоку q_0 при наявності гідрологічних спостережень визначається як середньоарифметичне значення за багаторічний період спостережень за (2.13).

Для річок з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину q_0 в рамках моделі типового одноmodalного гідрографа у вигляді [18, 19]

$$q_0 = q'_0 \Psi(t_p/T_0) \varepsilon_F * r, \quad (2.50)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} * \text{км}^2)$;

q'_0 - середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} * \text{км}^2)$;

$\Psi(t_p/T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного добігання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Згідно з [26]

$$q'_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0 = k_0 Y_0, \quad (2.51)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Y_0 – середній багаторічний шар стоку весняного водопілля, мм;

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації.

а тривалість схилового припливу тало-дощової води на водозборах T_0 - по залежності

$$T_0 = 24.2(\varphi - 50^{\circ}) + 507 \quad ; \quad (2.52)$$

Для розрахунку трансформаційної функції Є.Д. Гопченком обґрунтовані рівняння:

а) при $0 < t_p < T_0$

$$\Psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \quad ; \quad (2.53)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\Psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right] \quad ; \quad (2.54)$$

в) при $t_p/T_0 = 0$

$$\Psi(t_p/T_0) = 1.0 \quad , \quad (2.55)$$

де t_p – тривалість руслового добігання, год;

m – показник степені у рівнянні кривої ізохрон, $m=1.0$; $n=0.2$.

Розрахунок тривалості руслового добігання t_p здійснюється за формулою:

$$t_p = L/V_{\partial} \quad , \quad (2.56)$$

де L – гідрографічна довжина водотоку (відстань від найдалшої точки водозбору), км;

V_{θ} – швидкість добігання, км/год.

Для визначення швидкості добігання використовується формула

$$V_{\theta} = a_2 \cdot F^{\alpha_2} \cdot I^{0.33}, \quad (2.57)$$

де a_2 – швидкісний параметр, приймається за табл.

α_2 – параметр, який також визначається за табл.

I – середньозважений ухил річки,

Таблиця 2.3.- Значення параметрів a_2 і α_2

Географічна зона	a_2	α_2
Полісся	1.27	0.12
Лісостепова	1.51	0.17
Степова	1.19	0.14

Якщо дані про середньозважені ухили річок відсутні, то їх можна визначити в залежності від площ водозборів

$$I = f(F). \quad (2.58)$$

За відсутності даних про гідрографічну довжину водотоку також пропонується її визначення по залежностях вигляду

$$L = f(F). \quad (2.59)$$

Для урахування впливу на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ в (2.50), рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83[20]

$$r = 1/(1 + Cf'_{оз}), \quad (2.60)$$

де $f'_{оз}$ - середньозважена озерність;

C – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною Y_0 за табл. 2.4

Таблиця 2.4- Значення коефіцієнта C

Y_0 , мм	>100	99-50	49-20	<20
C	0,2	0,25	0,35	0,40

Коефіцієнт русло заплавного регулювання ε_F можна визначити з (2.50)

$$\varepsilon_F = (q_0/q'_0)/[\Psi/(t_p/T_0)] \cdot r, \quad (2.61)$$

а потім узагальнити в залежності від розмірів водозборів F , наприклад, для рівнинних річок України у вигляді

$$\varepsilon_F = e^{-0,18 \cdot \lg(F+1)}. \quad (2.62)$$

Обґрунтування параметрів базової розрахункової величини q'_0 в (2.51) може бути виконане через визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_0 і шару стоку Y_0 , які відповідають середнім багаторічним значенням.

Значення $(n+1)/n$ для басейнів рівнинних річок України можна прийняти на рівні 8,0.

Середньобагаторічний шар стоку весняного водопілля Y_0 може бути визначений за карто-схемою його розподілу по території (рис.2.3). Шар стоку весняного водопілля Y_0 визначений як середньобагаторічне його значення по 2000 р. спостережень. Значення шару стоку зменшується з півдня на північ і південний захід від 15 мм до 5 мм. Строки початку весняного водопілля змінюються в тому ж напрямку від 25.11-01.03 до раніше ніж 20.11.

Для невивчених у гідрологічному відношенні річок встановлення величини Y_0 здійснюється за карто-схемою його розподілу по досліджуваній території (рис.2.3) або за регіональним рівнянням виду:

$$Y_0 = 33.0 \cdot \exp[0.32(\varphi^o - 50)], \quad (2.63)$$

де Y_0 - середньобогаторічний шар стоку весняного водопілля, мм;

φ^o - географічна широта центрів водозборів, в частках °півн.ш.

Встановлення тривалості схилового припливу тало-дощових вод на водозаборах за обмеженості даних стокових спостережень здійснюється за отриманою (для території рівнинної України) карто-схемою розподілу тривалості схилового припливу, яка побудована після виключення впливу на T_0 з місцевих факторів - залісеності і заболоченості. Спостерігається збільшення значень T_0 при зростанні частки лісу і боліт на водозаборі.

Для розглядуваної території карта $T_0/k'_л k'_б$ представлена на рис. 2.4.

Отримати значення T_0 використовуючи карту можна за рівнянням

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_л k'_б \quad (2.64)$$

Де $(T_0)_{\text{карт}}$ - значення тривалості схилового припливу води, які зняті з карти для геометричних центрів тяжіння водозборів.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності $f_л, \%$ і заболоченості $f_б, \%$ на величину тривалості силового припливу визначається за рівняннями

$$k'_л = 1 + \lambda_л \lg(f_л + 1) \quad (2.65)$$

$$k'_б = 1 + \lambda_б \lg(f_б + 1) \quad (2.66)$$

де $\lambda_л$ та $\lambda_б$ – коефіцієнти, які дорівнюють 0,34 і 1,23, відповідно.

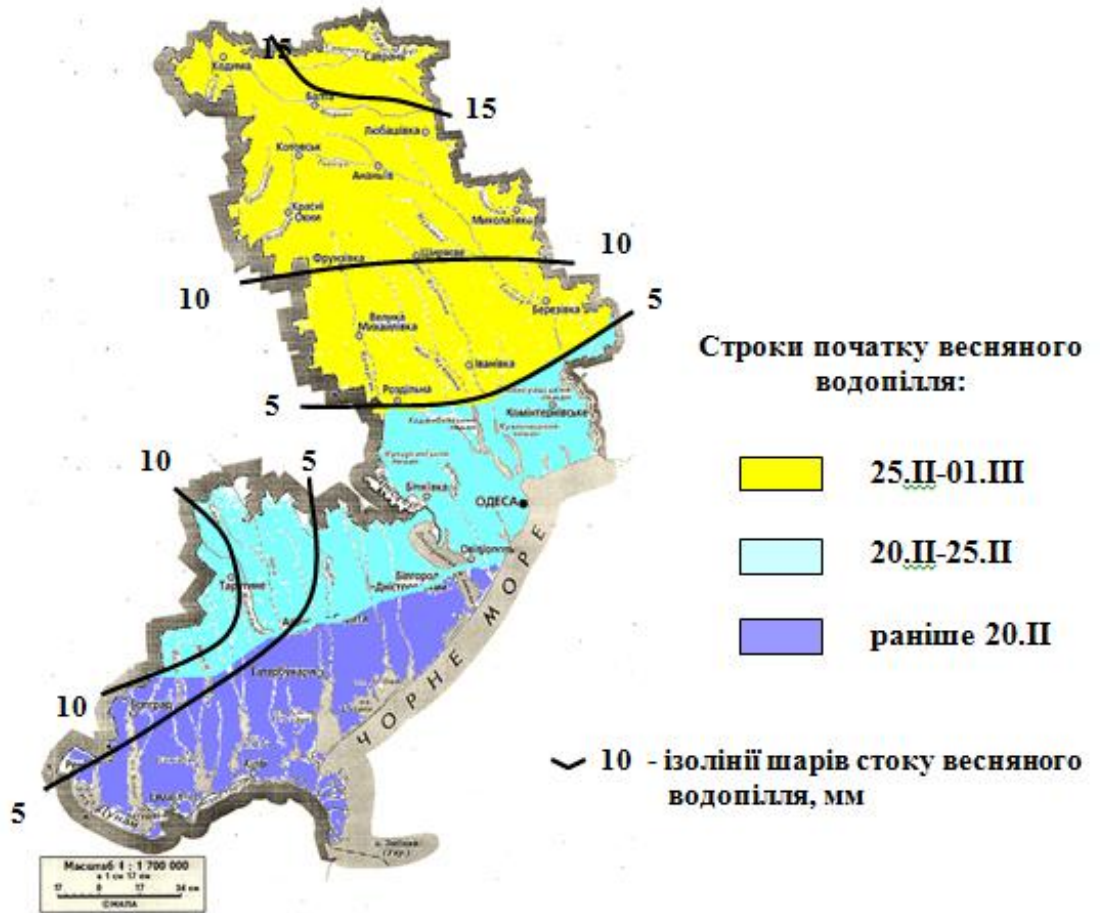


Рис. 2.3 – Розподіл по території Одеської області середньобаторічних шарів стоку весняного водопілля та строків його початку

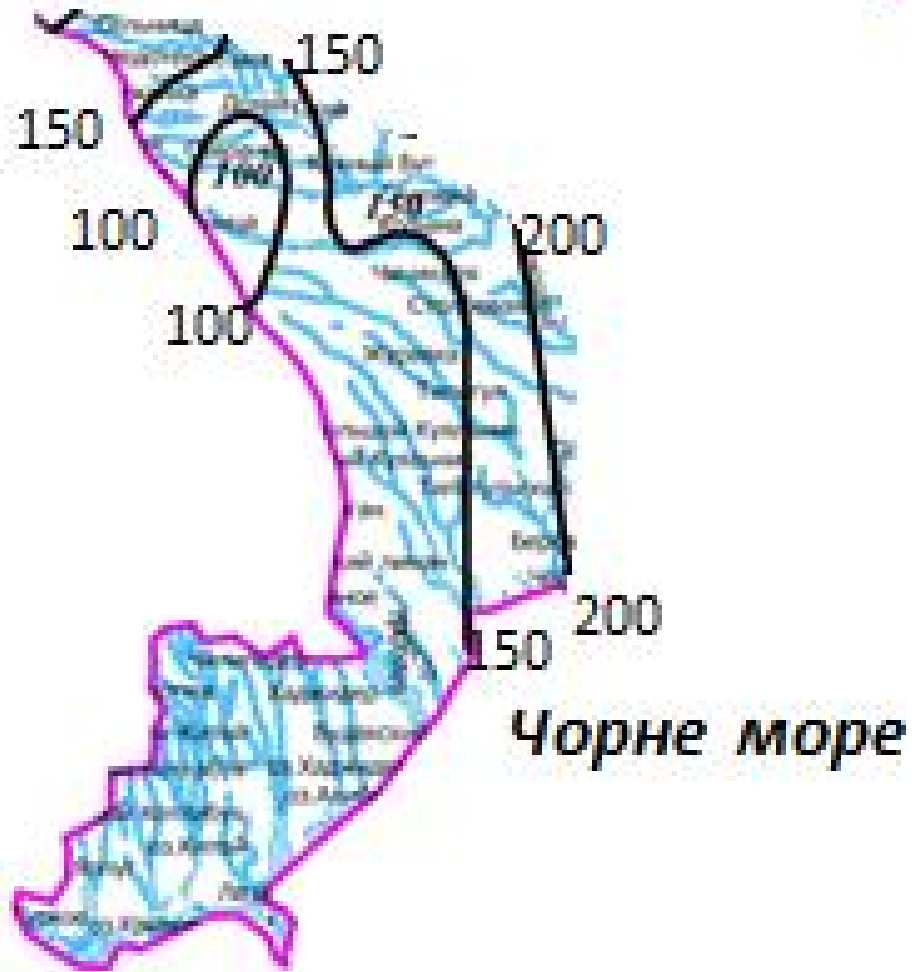


Рис 2.4. - Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дощової води (при $f_l = 0, f_b = 0$) в басейнах річок рівнинної території України, год.

3. РЕАЛІЗАЦІЯ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗУ ДОВГОСТРОКОВИХ ПРОСТОРОВИХ ПРОГНОЗІВ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІЧКАХ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

3.1 Схема довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля за гідрометеорологічними даними.

Порядок прогнозування шарів стоку весняного водопілля на території при обмеженості даних гідрологічних спостережень в регіоні (як, наприклад, для річок північно-західної частини Причорноморської низовини), схожий зі схемою прогнозу як і для невивчених у гідрологічному відношенні річок територій, але відрізняється тим, що відбувається відновлення просторових полів гідрометеорологічних величин (факторів весняного водопілля) на основі картосхем та регіональних залежностей для їх визначення, а надалі – й самих прогнозних величин шарів стоку водопілля та їх забезпеченостей.

Схема прогнозу шарів стоку весняного водопілля ілюструється на прикладі водопілля 2015-2016 р. в басейнах річок Одеської області та включає такі етапи:

а) аналіз гідрометеорологічних умов формування весняного водопілля поточного року;

Гідрометеорологічні умови, що склались в басейнах річок України станом на 20 лютого. Внаслідок низької і дуже низької літньо-осінньої межні 2015 р. (близької до критеріїв маловоддя) та нестабільних погодних умов упродовж осінньо-зимового періоду 2015-2016 рр., в басейнах річок України, як і в попередні два роки, склалася несприятлива гідрометеорологічна ситуація для формування весняного водопілля.

Холодний період був коротким, він розпочався одночасно по всій території України з 27-29 грудня 2015 р. і тривав до 25-28 січня 2016 р., тобто один місяць.

Характеристика снігового покриву і стану підстильної поверхні.

Стійкий сніговий покрив встановився в кінці грудня 2015 р., процес снігонакопичення на більшості водозборів був малоактивним. Максимальні запаси води у сніговому покриві за минулий холодний період відмічалися 20-25 січня. Внаслідок відлиги сніг повністю станув на більшій частині території басейнів річок.

Промерзання ґрунту відбулося до глибини 10-40 см (переважно нижче середніх багаторічних значень). З осені ґрунт характеризувався дуже низьким зволоженням, внаслідок літньо-осінньої посухи 2015 р. За такого стану підстильної поверхні більша частина талих і дощових (у грудні - лютому) вод йшла на поповнення вологозапасів у ґрунті. Відбулося суттєве поповнення запасів вологи у метровому шарі ґрунту. На кінець другої декади лютого ґрунт відтанув частково на території Одеської області. На решті території ґрунт слабопромерзлий в південних і центральних областях на 1-11 см, у північних областях місцями до 30-42 см, спостерігається відтанення верхнього шару ґрунту.

Характеристика водного режиму річок у першій половині лютого. На річках басейну Південного Бугу та Півдня України протягом двох декад лютого відбувалось поступове сніготанення, руйнування льодового покриву та очищення річок від льоду. Спостерігалися незначні добові підйоми рівнів води. За дві декади лютого рівні води підвищилися на 0,2-0,8 м, на окремих притоках (Кодима, Велика Вись) ріст рівнів води становив 1,0-1,3 м. Вода виходила на заплаву річок Савранка, Кодима, Гнилий.Тикич, Велика Вись, Чорний Ташлик шаром 10-26 см. Станом на 20 лютого рівні води на Південному Бузі близькі та нижче до мінімальних рівнів весняного водопілля, на його притоках - дещо вищі за них.

Весняне водопілля поточного року на всіх річках України та Верхньому Дніпрі, Десні і Прип'яті за її межами розпочалось в аномально ранні строки – з 28 січня – 1 лютого.

Станом на дату випуску довгострокових прогнозів максимальних витрат і об'ємів водопілля - 26 лютого – максимумами водопілля пройшли на більшості рівнинних річок України, крім Десни, Прип'яті та приток Середнього Дніпра (річок Сула, Псел та Ворскла) і відбувається інтенсивний спад водопільної хвилі на правих притоках Прип'яті, Сіверському Дінці, Південному Бузі та їх притоках.

б) збір базової інформації по басейнах річок – морфометричні і середньобагаторічні гідрометеорологічні характеристики для басейнів річок Причорномор'я, які наведені в табл.3.1.

Середньобагаторічні гідрометеорологічні характеристики або фактори весняного водопілля за відсутності багаторічних рядів їх спостережень підлягають відновленню. До них відносяться:

- шари стоку весняного водопілля Y_0 за відсутності часових гідрологічних даних на річках значних територій (як у межах Одеської області) визначаються шляхом відновлення полів Y_0 , мм, за карто-схемою їх розподілу (рис.2.3) або за регіональною залежністю від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках град.) у вигляді

$$Y_0 = 33.0 \cdot \exp[0.32(\varphi^o - 50)]. \quad (3.1)$$

Вплив місцевих факторів (залісеності і заболоченості водозборів) на середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля у межах Причорноморської низовини слабо відчутний при їх значеннях в цілому не вище 10% загальної площі басейнів річок (табл.3.1);

Таблиця 3.1 Базова інформація (по 2000 р.) для довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на опорних водозборах річок Північно-Західного Причорномор'я

Номер поста	Річка-пост	F , км ²	f_n , %	f_o , %	φ , в частках град.	S_0 , мм	X_{1_0} , мм	X_{2_0} , мм	$(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$, мм	L_0 , см	Y_0 , мм	$(C_v)_Y$	σ_Y , мм	$(\delta_{дон})_Y$, мм
204	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	2	1	48.0	36	28	26	90	47	22	1.02	21	14
205	Чичиклія- с.Василівка	436	1	0	47.8	41	24	34	99	42	12	1.28	15	10
206	Гнилий Єланець- с.Женево- Криворіжжя	1190	1	1	47.7	36	28	26	90	47	18	1.17	21	14
210	Громоклія- с.Михайлівка	1410	2	1	48.7	36	28	26	90	47	11	1.14	14	9.0
211	Тилігул- с.Новоукраїнка	810	1	0	47.9	41	24	26	91	42	11	0.99	10	6.9
212	Тилігул-с.Березівка	3170	1	1	47.7	41	24	34	99	42	6.7	1.47	9.2	6.2

Продовження табл.3.1.

Номер поста	Річка-пост	$F, \text{ км}^2$	$f_a, \%$	$f_o, \%$	$\varphi,$ в част- ках град.	$S_0,$ мм	$X_{1_0},$ мм	$X_{2_0},$ мм	$(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}),$ мм	$L_0,$ см	$Y_0,$ мм	$(C_v)_Y$	$\sigma_Y,$ мм	$(\delta_{don})_Y,$ мм
213	Ботна- м.Каушани	1210	22	0	46.8	47	25	14	86	32	5.8	1.19	7.0	5.0
214	Когильник- м.Котовськ	179	27	0	46.7	50	19	20	89	32	13	0.63	8.0	6.0
215	Ялпуг- зал.ст.Комрат	241	6	0	46.5	32	20	11	63	40	5.2	1.40	7	5.0
216	Муса- зал.ст.Комрат	83,5	8	0	46.5	35	20	11	66	40	12	1.43	16	11
217	Тараклія- снтТараклія	103	5	0	45.9	29	20	8	57	40	11	1.70	18	12

- максимальні запаси води у сніговому покриві або картосхема розподілу по території величин S_0 (рис.2.1), мм;
- весняні опади періоду танення снігу X_{1_0} і спаду весняного водопілля X_{2_0} , мм або регіональні рівняння для їх визначення:

$$X_{1_0} = 0.77T_{X_1} + 7.0; \quad (3.2)$$

$$X_{2_0} = 1.09T_{X_2} + 3.35, \quad (3.3)$$

де T_{X_1} – середня за багаторічний період тривалість періоду підсумовування опадів X_1 (діб), що узагальнена по басейнах в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ , в частках град.) у вигляді

$$T_{X_1} = 2.0(\varphi - 50^\circ) + 28, \quad (3.4)$$

T_{X_2} - середньобагаторічний період спаду водопілля, що може бути отримана за розмірами водозборів річок (F , км²) за рівнянням

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1); \quad (3.5)$$

- максимальних значень глибин промерзання ґрунтів під озимими або картосхема розподілу по території L_0 (см) (рис.2.2) чи регіональна залежність L_0 від географічної широти пунктів виміру глибин промерзання ґрунтів (φ , в частках град.) у вигляді

$$L_{0_j} = 66 + 3.56(\varphi - 50^{\circ}); \quad (3.6)$$

- регіональні залежності передповенеких витрат води $(Q_{n.в})_0$ від площ водозборів (F , км²) – витрат води у січні $(Q_{01})_0$ або у лютому $(Q_{02})_0$, м³/с

$$(Q_{n.в})_0 = (Q_{01})_0 = 0.0016F, \quad (3.7)$$

$$(Q_{n.в})_0 = (Q_{02})_0 = 0.0023F; \quad (3.8)$$

- середніх місячних температур повітря за лютий $(\Theta_{02})_0$ °С та березень $(\Theta_{03})_0$ °С за даними метеорологічних станцій (як середня величина по даних метеостанцій в межах водозбору) або по тих, що знаходяться близько до геометричних центрів водозборів;

- коефіцієнти варіації шарів стоку весняного водопілля на річках $(C_v)_Y$, що за відсутності спостережень на річках визначаються за рівнянням в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках °півн.ш., приведених до умовної широти 50 °півн.ш.)

$$(C_v)_Y = 0.85 - 0.12(\varphi - 50^{\circ}) \quad (3.9)$$

або від середньобагаторічних значень шарів стоку Y_0

$$(C_v)_Y = 1.62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0.38} \quad (3.10)$$

- величина допустимої похибки прогнозу $\delta_{\text{дон}}$ при прогнозуванні шарів стоку водопілля отримується для річок за обмеженості або відсутності рядів вимірів стоку за залежністю $\delta_{\text{дон}}$ від широти геометричних центрів водозборів річок (φ в частках град.) у вигляді

$$\delta_{\text{дон}} = 1.95(\varphi - 50^{\circ}) + 18 \quad (3.11)$$

- таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф.Менкеля (при $C_s = 2.5C_v$);

в) збір та підготовка оперативної гідрометеорологічної інформації:

- дані снігомірних зйомок на метеостанціях, які розташовані у межах або поблизу басейнів річок, або у вигляді картосхем розподілу по території запасів води в сніговому покриві, які складаються у Гідрометцентрі України;

- дані по глибинах промерзання ґрунтів на метеостанціях Причорноморської низовини або за картосхемою розподілу по території глибин промерзання у поточному році, чи за рівнянням типу (3.6), але побудоване по поточних даних глибин промерзання ґрунтів;

- середньомісячні витрати води у січні (Q_{01}) або лютому (Q_{02}), м³/с на річках, що ведуть спостереження за стоком води і побудова регіональної залежності середньомісячних витрат води у січні (Q_{01}) або лютому (Q_{02}), м³/с від площ водозборів (F , км²). Для 2016 р. отримані такі індекси зволоженості ґрунтів у вигляді передповеневої витрати води Q_{ne}

$$Q_{ne} = Q_{01} = 0.0024F; \quad (3.12)$$

$$Q_{ne} = Q_{02} = 0.0028F; \quad (3.13)$$

- синоптичний прогноз опадів і температури повітря на поточні декади лютого-квітня.

Порядок складання, оцінка та представлення довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля за гідрометеорологічними факторами на невивчених у гідрологічному відношенні Одеської області включає такі етапи:

1. Складання альтернативного (якісного) прогнозу водності очікуваного весняного водопілля виконується з урахуванням знаку лінійної дискримінантної функції DF за формулами вигляду:

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{nb}} + a_3 k_L + a_4 \theta_{02}; \quad (3.14)$$

Коефіцієнти рівнянь, наведені (табл.3.2) відповідно району приналежності гідрологічного поста. За знаком дискримінантної функції встановлюється якісний (альтернативний) прогноз водності майбутнього водопілля:

Таблиця 3.2 Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля річок Одеської області

Номер району (підрайону)	Басейни річок	F	0	1	2	3	4
			$DF = a_0 + a_1 \frac{X}{X_0} + a_2 \frac{Q_{nb}}{(Q_{nb})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}$				
11	Річки Одеської області	$F1$	1.88	14.4	.73	.46	

- дискримінантна функція $DF1 > 0$ – шари стоку очікуються більші за середньобогаторічні значення (ситуація 1);

- $DF1 \leq 0$, а $DF2 \geq 0$ – водопілля буде розвиватися за ситуацією 2, тобто шар стоку весняних вод очікується близьким до середньобогаторічних їх значень;

- $DF1 < 0$ і $DF2 < 0$ – шари стоку водопілля прогноуються меншим за середньобогаторічні їх значення (ситуація 3);

2. Прогноз модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку k_Y здійснюється на дату його складання за регіональними рівняннями

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (3.15)$$

де $b_0, b_1, b_2, b_3, \dots$ – коефіцієнти полінома при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках, які встановлюють за даними (табл.3.3) відповідно району приналежності гідрологічного поста і знаку дискримінантного рівняння;

3. Здійснюється перехід від прогнозних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку k_Y до значень шарів весняного стоку Y_m , мм за рівнянням

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Y_{2010}}, \quad (3.16)$$

де Y_0 - середньобогаторічні величини шарів стоку весняного водопілля, мм;

$K_{Y_{2010}}$ - коефіцієнт, враховуючий зміну значень середньобогаторічних величин шарів стоку за період до 2010 р., що отримується за рівнянням

$$K_{Y_{2010}} = 0.97 - 0.017(\varphi - 50^0); \quad (3.17)$$

4. Встановлення забезпеченості прогнозованих величин шарів стоку весняного водопілля ведеться за таблицею трипараметричного гамма-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля⁴ за очікуваним k_Y і значеннями коефіцієнтів варіації шарів весняного стоку $(C_v)_Y$ при $C_S = 2.5C_v$.

Забезпеченість прогнозних величин Y_m встановлюється в межах

$$P_1 < P_Y < P_2, \quad (3.18)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості, %.

Таблиця 3.3 Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках Одеської області

Номер району (підрайону)	Басейн річки	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b0	b1	b2	b3
11б	Річки	$DF1 > 0$	$2.10 \cdot 10^{-2}$	0.521	-1.43	3.29
	Одеської області	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	$-3.5 \cdot 10^{-2}$	1.02	-2.40	1.79
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	$-1.4 \cdot 10^{-2}$	0.25	-0.56	0.38

Результати прогнозів шарів стоку весняного водопілля, їх представлення та оцінка.

По запропонованій схемі для річок Одеської області за комп'ютерною програмою були складені довгострокові прогнози шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р. у дати, встановлені Гідрометцентром України, тобто 10.02, 20.02, 28.02 та дату S_m – максимального снігонакопичення. Всього було складено 22 прогнози на різні дати для 11 опорних створів рівнинних річок Одеської області.

Результати прогнозів шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р. на дату випуску основного прогнозу дату S_m по 11 опорних водозборах, що мають стокові ряди спостережень.

5. Формою представлення прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у поточному році є:

- таблиці очікуваних величин (найбільш ймовірні їх значення, отримані за методикою прогнозу, та інтервал Y_m з урахуванням допустимої похибки прогнозу) та забезпеченості їх настання у багаторічному періоді (табл.3.4);

- картосхеми розподілу по території очікуваних модульних коефіцієнтів k_Y та їх забезпеченості у багаторічному розрізі P %, що відносяться до геометричних центрів водозборів і проведення ізоліній комп'ютерними засобами на основі аналізу гідрометеорологічної ситуації на водозборах. Приклад таких картосхем для спрогнозованих по запропонованій методиці довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля 2016 р. в басейнах рівнинних річок України наведений на картосхемах (рис. 3.1 – 3.2).

6. Оцінка якості довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля виконується шляхом визначення похибки прогнозу δ та в частках від допустимої похибки, тобто $\delta/\delta_{\text{дон}}$.

$$\delta = Y_m - Y'_m, \quad (3.19)$$

де Y_m і Y'_m – спостережене і прогнозне значення шарів стоку весняного водопілля, мм;

Прогноз вважається справджуваним, якщо відношення $\delta/\delta_{\text{дон}} \leq 1.0$. Результати оцінки прогнозу шарів стоку весняного водопілля представлені в (табл. 3.5).

Прогнозні величини шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р., отримані за запропонованою території Одеської області методикою

довгострокового прогнозу, на різні дати їх складанні порівнювались також з очікуваними за методикою Гідрометцентру України величинами шарів стоку. Для наглядного уявлення такої оцінки для деяких гідрологічних створів розглядуваної території на рис.3.3 представлені діаграми очікуваних величин прогнозних і спостережених шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р.

3.2 Схема складання прогнозів шарів стоку весняного водопілля за наявності картосхем очікуваних модульних коефіцієнтів та їх ймовірності настання

За наявності картосхем спрогнозованих за розробленою методикою модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку $k_Y = Y_m/Y_0$ та ймовірності їх настання у багаторічному розрізі $P_Y \%$, які складаються у кожному році, можливі два варіанти випуску прогнозу: за наявності даних гідрологічних спостережень на водозборі та за їх відсутності.

З картосхеми модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку k_Y знімаються по геометричних центрах водозборів розглядуваної території очікувані значення модульних коефіцієнтів шарів стоку водопілля. Прогнозна величина шарів стоку Y_m (мм) буде дорівнювати

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Y_{2010}}, \quad (3.20)$$

де Y_0 - середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля, мм;

$K_{Y_{2010}}$ - коефіцієнт, враховуючий зміну значень середньобагаторічних величин шарів стоку за період до 2016 р., що отримується за рівнянням (φ в частках град.)

$$K_{Y_{2010}} = 0.97 - 0.017(\varphi - 50^0). \quad (3.21)$$

Випуск прогнозу тут пов'язаний з визначенням середньобагаторічної величини Y_0 , що за наявності на річках рядів стокових вимірів розраховується безпосередньо по даних за стоком води Y_i за n років спостережень, за формулою

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}. \quad (3.22)$$

За відсутності або при коротких часових гідрологічних рядах спостережень на річках середньобагаторічна величина шарів стоку Y_0 , як і k_Y , знімається з відповідної картосхеми (рис. 2.3) по геометричних центрах водозборів.

Для регіону, де спостереження на річках взагалі відсутні (у межах Північно-Західного Причорномор'я) середньобагаторічні значення шарів весняного стоку визначаються по карта-схемах (рис.2.3) або залежності їх від географічної широти водозборів (φ в частках град.)

$$Y_0 = 33.0 \cdot \exp[0.32(\varphi - 50^0)]. \quad (3.23)$$

Для оцінювання повторюваності прогнозного значення Y_m по картосхемі ймовірностей територіального прогнозу шарів стоку знаходиться величина забезпеченості $P_Y\%$ для будь-яких річок розглядуваної території, незалежно від стану їх гідрологічної вивченості. Величина $P_Y\%$ знімається з відповідної картосхеми для геометричних центрів тяжіння водозборів річок.

Таким чином, оцінити величини шарів стоку весняного водопілля у поточному році можна для будь-якої річки розглядуваної території, незалежно від наявності гідрологічної інформації на ній.

Таблиця 3.4 - Очікувані шари стоку (мм) весняного водопілля в басейнах річок Причорноморської низовини у 2015-2016 р. (на ДВП_20.02)

№ поста	Річка	Пункт	Очікуване значення шару стоку	Р%	δдоп, мм	Інтервал очікуваних значень (-δдоп,мм)	Інтервал очікуваних значень (+δдоп,мм)	Шар стоку у 2015 р.	Багаторічні характеристики			Прогноз ГМЦ	
									найбільший	середній	найменший		
80395	115(35)	р.Тясмин-с.В.Яблунівка	1	95-97	11	0	12	-	77	24	3,9	-	-
80551	145(52)	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1	60-70	8	0	9	-	44	11	0,7	-	-
80561	146(53)	р.Інгулець-с.Олександростепанівка	2	80-90	20	0	22	-	105	32	1,4	-	-
80568	147(54)	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	1	70-75	12	0	13	6,9	89	18	0,4	-	-
80571	148(55)	р.Інгулець-с.Могилівка	6	75-80	11	0	17	-	80	21	0,3	-	-
81414	197(14)	р.Кодима-с.Катеринка	1	70-75	12	0	13	-	115	14	1,8	-	-
81438	203(20)	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	3	80-90	17,5	0	21	-	120	27	2,1	-	-
81439	204(21)	р.Мертвовід-с.Крива Пустош	3	90-95	14	0	17	-	96	22	1	-	-
81442	205(22)	р.Чичиклія-с.Василівка	1	70-75	10	0	11	-	73	12	0,01	-	-
81444	206(23)	р.Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	3	80-90	15	0	18	-	88	18	0,2	-	-

Продовження таблиці 3.4

81454	210(27)	р.Громокля- с.Михайлівка	2	80-90	8	0	10	-	62	11	0,5	-	-
81336	211(28)	р.Тилігул- с.Новоукраїнка	1	80-90	7	0	8	-	46	11	1,3	-	-
81338	212(29)	р.Тилігул- с.Березівка	1	60-70	6	0	7	-	42	6,9	0,5	-	-
81327	213(30)	р.Ботна-м.Каушани	1	80-90	5	0	6	-	28	5,9	0,1	-	-
81001	214(31)	р.Когильник- м.Котовськ	2	97-99	6	0	8	-	34	13	2	-	-
42231	215(32)	р.Ялпуг- з.ст.Комрат	1	80-90	5	0	6	-	29	4,9	0,1	-	-
42239	216(33)	р.Муса-з.ст.Комрат	1	80-90	11	0	12	-	55	12	0,5	-	-
42242	217(34)	б.Тараклія-свт Тараклія	1	60-70	12	0	13	-	57	8,8	0,15	-	-

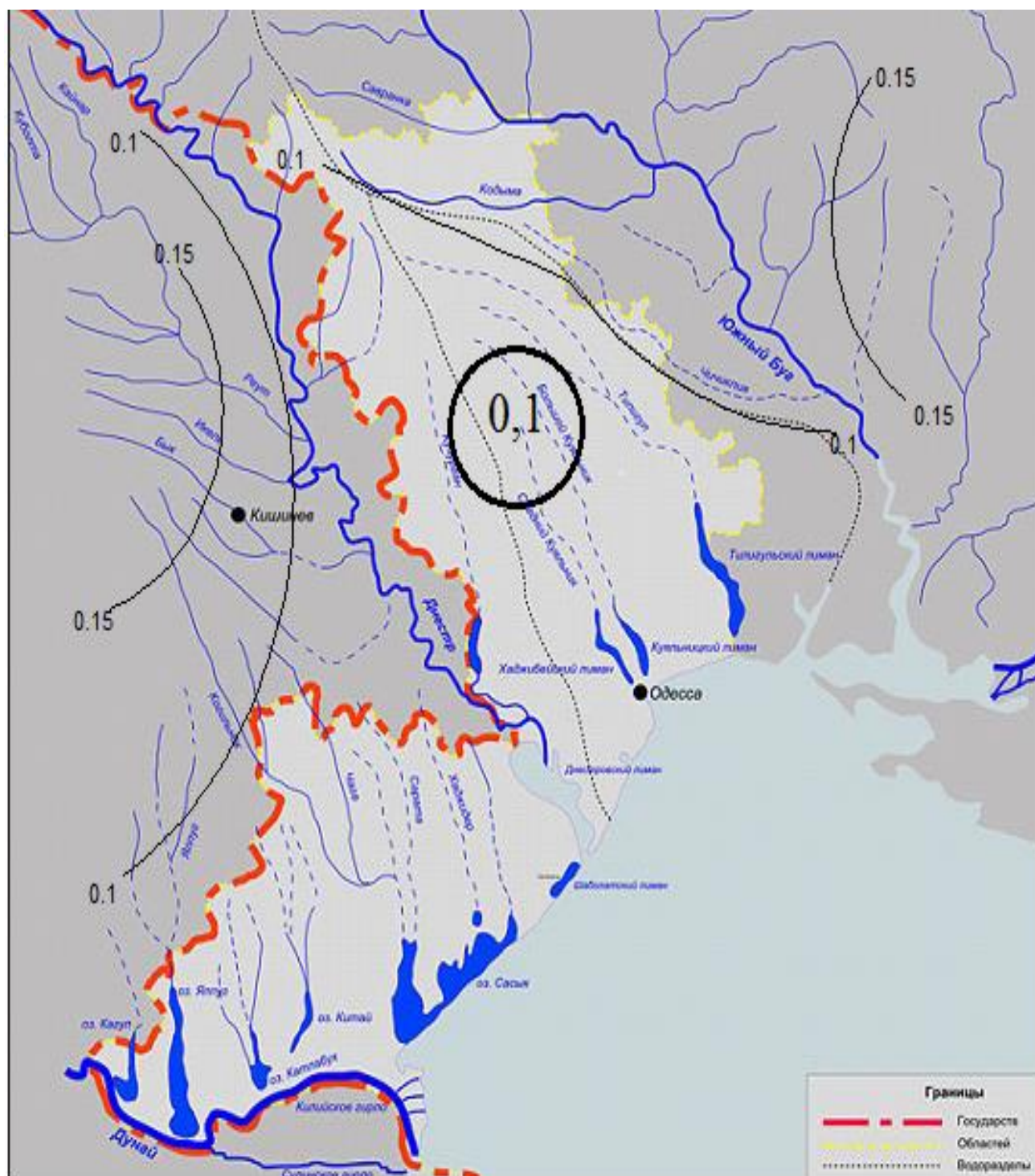


Рисунок 3.1 - Карта – схема розподілу модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р. на території Одеської області та прилеглих територіях

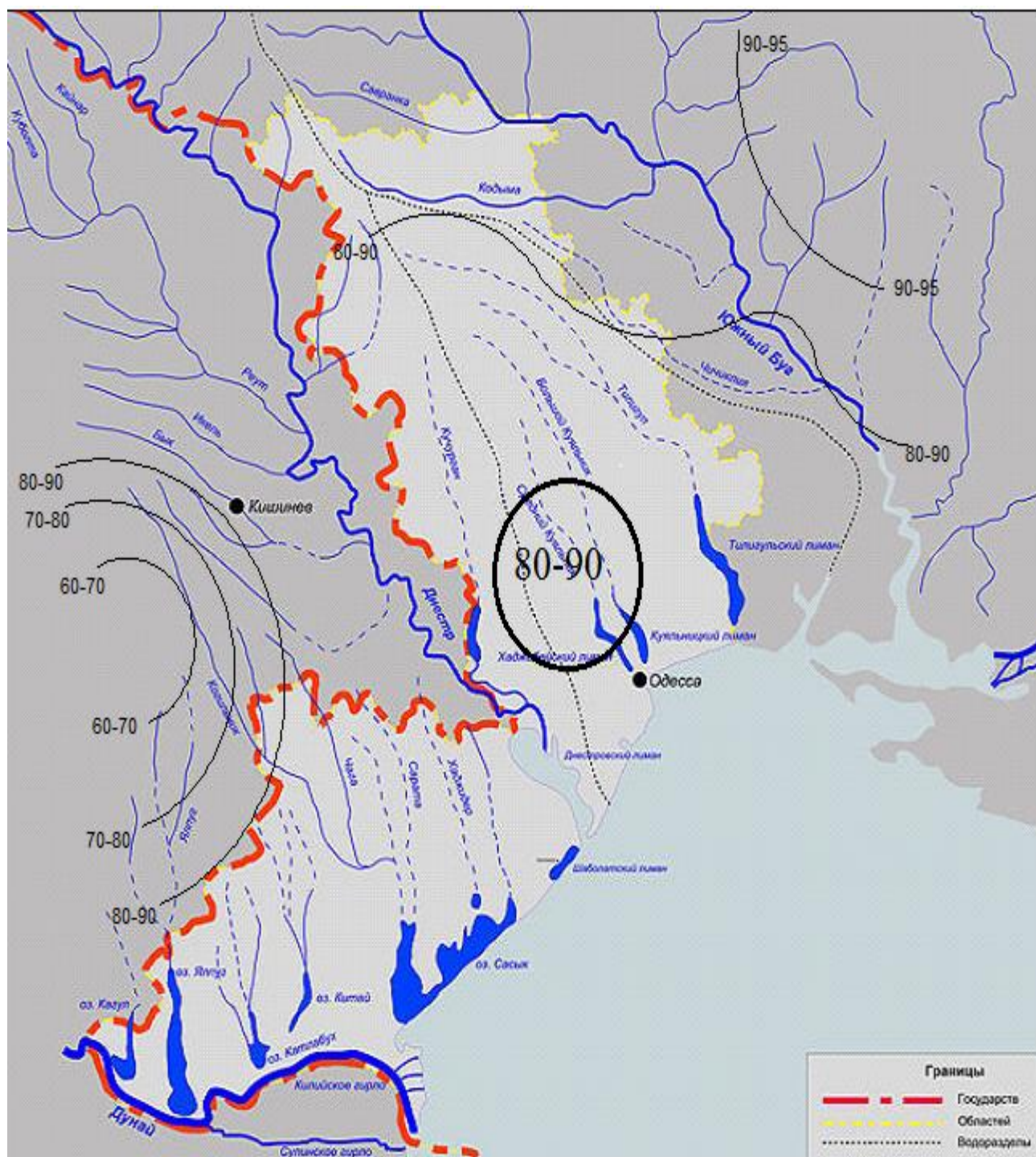


Рисунок 3.2 - Карта – схема розподілу забезпеченості шарів стоку весняного водопілля 2015-2016 р. на території Одеської області та прилеглих територіях, %

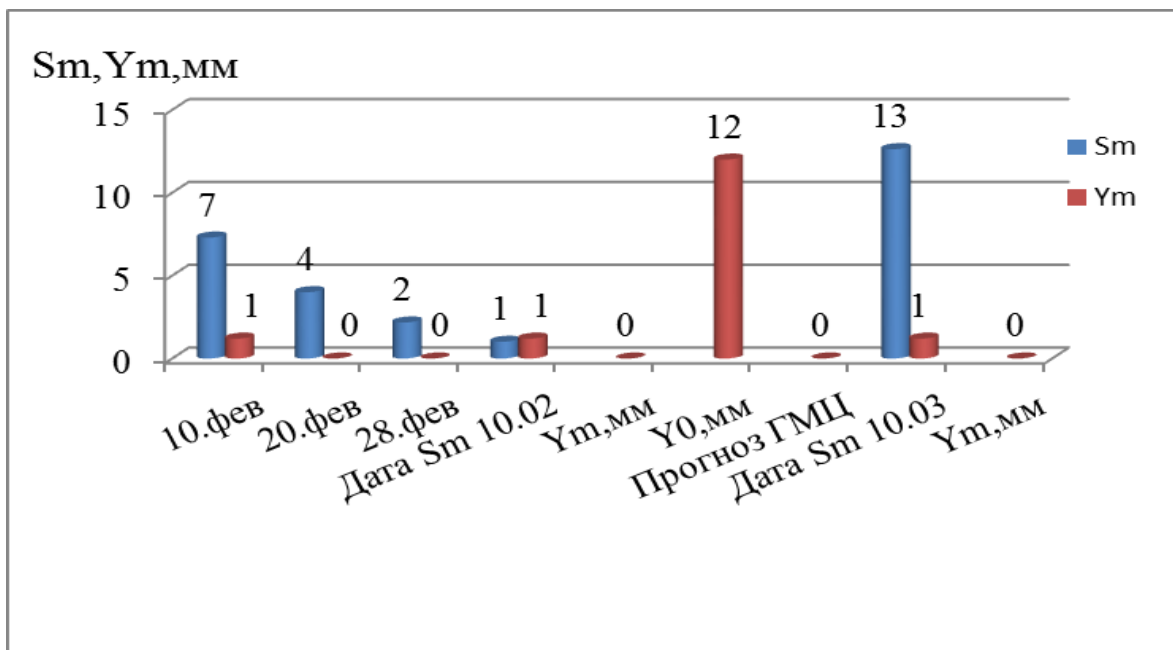
Таблиця 3.5 - Оцінка прогнозів шарів стоку весняного водопілля в басейнах річок Причорноморської низовини у 2015-2016 р (на ДВП_Sm)

Код поста	№гідро	Річка-пост	кУпр,мм	У ₀ ,мм	Упр,мм	Усп,мм	δ,мм	δдоп,мм	δ/δдоп.	Cv	P%	Прогноз ГМЦ	
80395	115(35)	р.Тясмин-с.В.Яблунівка	0,04	24	1	-	-	11	-	0,67	95-97	-	-
80551	145(52)	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	0,08	11	1	-	-	8	-	1,19	60-70	-	-
80561	146(53)	р.Інгулець-с.Олександро-Степанівка	0,05	32	2	-	-	20	-	0,92	80-90	-	-
80568	147(54)	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	0,05	21	1	-	-	12	-	1,31	70-75	-	-
80571	148(55)	р.Інгулець-с.Могилівка	0,35	18	6	-	-	11	-	1,15	75-80	-	-
81414	197(14)	р.Кодима-с.Катеринка	0,1	14	1	-	-	12	-	1,32	70-75	-	-
81438	203(20)	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	0,12	27	3	-	-	17,5	-	1,01	80-90	-	-
81439	204(21)	р.Мертвовід-с.Крива Пустош	0,15	22	3	-	-	14	-	1,02	90-95	-	-
81442	205(22)	р.Чичиклія-с.Василівка	0,1	12	1	-	-	10	-	1,28	70-75	-	-
81444	206(23)	р.Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	0,14	18	3	-	-	15	-	1,17	80-90	-	-
81454	210(27)	р.Громоклія-с.Михайлівка	0,15	11	2	-	-	8	-	1,14	80-90	-	-
81336	211(28)	р.Тилігул-с.Новоукраїнка	0,1	11	1	-	-	7	-	0,99	80-90	-	-

Продовження таблиці 3.5

81338	212(29)	р.Тилігул-с.Березівка	0,1	6,7	1	-	-	6	-	1,47	60-70	-	-
81327	213(30)	р.Ботна-м.Каушани	0,15	5,8	1	-	-	5	-	1,19	80-90	-	-
81001	214(31)	р.Когильник-м.Котовськ	0,15	13	2	-	-	6	-	0,63	97-99	-	-
42231	215(32)	р.Ялпуг-з.ст.Комрат	0,25	5,2	1	-	-	5	-	1,4	80-90	-	-
42239	216(33)	р.Муса-з.ст.Комрат	0,1	12	1	-	-	11	-	1,43	80-90	-	-
42242	217(34)	б.Тараклія-снт Тараклія	0,1	11	1	-	-	12	-	1,7	60-70	-	-

а)



б)

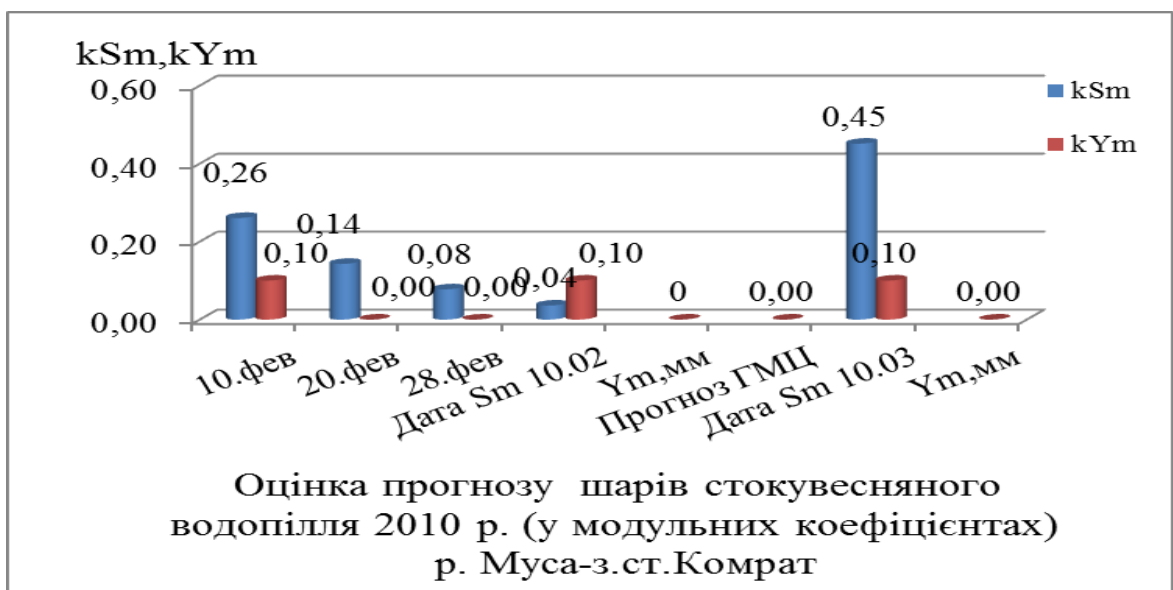


Рисунок 3.3 - Оцінка прогнозу шарів стоку весняного водопілля 2016 р. на р. Муса-з.ст.Комрат

а) у кількісних величинах; б) у модульних коефіцієнтах

3.3 Схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля за гідрометеорологічними даними

Схема прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на території при обмеженості даних гідрологічних спостережень в регіоні (наприклад, для річок Північно-Західного Причорномор'я) відбувається при відновленні полів просторового розподілу гідрометфакторів водопілля для їх отримання, а потім й самих прогнозних величин максимальних модульних коефіцієнтів та ймовірностей настання у багаторічному періоді максимальних витрат води.

Схема прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля ілюструється на прикладі водопілля 2016 р. в басейнах річок Причорноморської низовини і включає такі кроки:

1. Збір базової інформації по річкових басейнах – морфометричні і середньобагаторічні гідрометеорологічні характеристики для басейнів річок Причорномор'я, що наведені в табл.3.6.

Середньобагаторічні гідрометеорологічні характеристики або фактори весняного водопілля за відсутності багаторічних рядів їх спостережень підлягають відновленню. До них відносяться:

- максимальні витрати води весняного водопілля $Q_m, \text{м}^3/\text{с}$ або їх модулі $q_0, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, що встановлюються за моделлю редукційних типових гідрографів водопіль за рівнянням

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r. \quad (3.24)$$

Середньобагаторічний модуль максимальних витрат води схилового припливу $q'_0, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в (3.24), визначається в рамках редукційних гідрографів

$$q'_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (3.25)$$

Таблиця 3.6 - Базова інформація (по 2000 р.) для довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на опорних водозборах річок Північно-Західного Причорномор'я (на рівнинних річках Одеської області)

Номер поста	Річка-пост	F , км ²	f_l , %	f_b , %	φ , в частках град.	S_o , мм	X_{1_0} , мм	$(S_o + X_{1_0})$, мм	L_o , см	Q_o , м ³ /с	q_o , м ³ /(с·км ²)	$(C_v)_Q$	σ_{Q_m} , м ³ /с	$(\delta_{дон})_{Q_m}$, м ³ /с
204	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	2	1	48.0	36	28	64	47	13.9	0.055	1.59	20.4	13.8
205	Чичиклія-с.Василівка	436	1	0	47.8	41	24	65	42	8.72	0.020	1.18	11.7	7.89
206	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1	1	47.7	36	28	64	47	60.4	0.051	1.56	91.5	61.7
210	Громоклія-с.Михайлівка	1410	2	1	48.7	36	28	64	47	23.8	0.017	1.18	27.7	18.7

Продовження табл. 3.6

Номер поста	Річка-пост	F, км ²	f _л , %	f _б , %	φ, в частках град.	S ₀ , мм	X ₁₀ , мм	(S ₀ +X ₁₀), мм	L ₀ , см	Q ₀ , м ³ /с	q ₀ , м ³ /(с·км ²)	(C _v) _Q	σ _{Q_m} , м ³ /с	(δ _{дон}) _{Q_m} , м ³ /с
211	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1	1	47.9	41	24	65	42	9.84	0.012	1.25	12.3	8.31
212	Тилігул-с.Березівка	3170	1	1	47.7	41	24	65	42	16.2	0.005	1.46	20.8	14
213	Ботна-м.Каушани	1210	22	0	46.8	47	25	72	32	8.87	0.007	1.74	14.3	9.64
214	Когильник-м.Котовськ	179	27	0	46.7	50	19	69	32	4.73	0.026	0.72	3.34	2.25
215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	6	0	46.5	32	20	52	40	3.84	0.016	1.83	5.88	3.96
216	Муса-зал.ст.Комрат	83.5	8	0	46.5	35	20	55	40	3.00	0.036	1.13	3.23	2.18
217	Тараклія/с/мТараклія	103	5	0	45.9	29	20	49	40	4.00	0.039	2.37	7.50	5.06

де $(n+1)/n$ - коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі, що приймається для басейнів рівнинних річок України на рівні 8.0;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Y_0 – середньобогаторічний шар стоку, мм.

Середньобогаторічні шари стоку весняного водопілля Y_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок Північно-Західного Причорномор'я в (3.25) визначаються за регіональною залежністю від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках град.) у вигляді

$$Y_0 = 33.0 \cdot \exp[0.32(\varphi - 50^\circ)]. \quad (3.26)$$

Тривалість схилового припливу тало-дощової води на водозборах T_0 , год отримується в залежності

$$T_0 = 24.2(\varphi - 50^\circ) + 507. \quad (3.27)$$

Визначення інших складових рівнянь (3.24) і (3.25) виконується аналогічно тому, як описано в розділі 3.1:

- середньобогаторічні величини максимальних запасів води в сніговому покриві (S_0 , мм) – встановлюються по картосхемах їх розподілу по території для центрів тяжіння водозборів (рис.2.1);

- середньобогаторічні величини суми опадів періоду танення снігу, тобто формування максимальних витрат води весняного водопілля – X_{1_0} (визначаються від дати максимальних снігозапасів S_m до середньої дати максимальних витрат води невеликих річок - T_{X_1}) за рівнянням

$$X_{1_0} = 0.77T_{X_1} + 7, \quad (3.28)$$

а значення T_{X_1} (діб)

$$T_{X_1} = 2.0(\varphi - 50^\circ) + 28, \quad (3.29)$$

де φ - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град.;

- середньобагаторічні величини глибин промерзання ґрунтів на водозборах за відсутності даних вимірів можуть бути отримані по їх залежностях від географічної широти (φ в частках град). Для басейнів річок L_0 становить, відповідно до рівняння

$$L_0 = 65.6 + 3.56(\varphi - 50^\circ); \quad (3.30)$$

- регіональні залежності передповенеких витрат води $(Q_{n.в})_0$ від площ водозборів (F , км²) – витрат води у січні $(Q_{01})_0$ або у лютому $(Q_{02})_0$, м³/с

$$(Q_{n.в})_0 = (Q_{01})_0 = 0.0016F, \quad (3.31)$$

$$(Q_{n.в})_0 = (Q_{02})_0 = 0.0023F; \quad (3.32)$$

- коефіцієнт варіації максимальних витрат води весняного водопілля визначається в залежності від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ в частках град.) за формулою

$$(C_v)_Q = 1.12 - 0.18(\varphi - 50^\circ) \quad (3.33)$$

або від площ водозборів (F , км²)

$$(C_v)_Q = 1.75 - 0.17 \cdot \lg(F + 1); \quad (3.34)$$

- величина допустимої похибки при прогнозах максимальних витрат води δ_{don} отримується для річок, за відсутності рядів стокових вимірів на них, в залежності δ_{don} від площ водозборів (F , км²) у вигляді

$$\delta_{don} = 0.0147F; \quad (3.35)$$

- таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф.Менкеля (при $C_s = 2.5C_v$);

2. Збір та підготовка оперативної гідрометеорологічної інформації:

- дані снігомірних зйомок на метеостанціях, які розташовані у межах або поблизу басейнів річок, або у вигляді картосхем розподілу по території запасів води в сніговому покриві, які складаються у гідрометцентрі України;

- дані по глибинах промерзання ґрунтів на метеостанціях Причорноморської низовини або за картосхемою розподілу по території глибин промерзання, чи за рівнянням типу (3.30), але побудованого по поточних даних глибин промерзання ґрунтів;

- середньомісячні витрати води у січні (Q_{01}) або лютому (Q_{02}), м³/с на річках, що ведуть спостереження за стоком води і побудова регіональної залежності середньомісячних витрат води у січні (Q_{01}) або лютому (Q_{02}), м³/с від площ водозборів (F , км²). Для 2010 р. отримані такі індекси зволоженості ґрунтів у вигляді передповеневої витрати води Q_{ne}

$$Q_{ne} = Q_{01} = 0.0024F; \quad (3.36)$$

$$Q_{ne} = Q_{02} = 0.0028F; \quad (3.37)$$

- синоптичний прогноз опадів і температури повітря на поточні декади лютого-квітня.

Порядок складання, оцінка та представлення довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля за гідрометеорологічними факторами на невивчених у гідрологічному відношенні водозборах Північно-Західного Причорномор'я включає такі ж етапи:

1. складання альтернативного (якісного) прогнозу висоти підйому води в річках у весняне водопілля виконується з урахуванням знаку лінійної дискримінантної функції DF за формулами вигляду:

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{нв}} + a_3 k_L + a_4 \Theta^{0,02}; \quad (3.38)$$

Таблиця 3.7 - Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля річок Одеської області

Номер району (підрайону) в межах України	Басейни річок	DF	a_0	a_1	a_2	a_3
11 б	Річки Одеської області	DF1	-0.24	-9.37	3.84	4.30
		DF2	-2.77	-12.5	-5.74	21.4

Коефіцієнти рівнянь наведені в таблиці 3.7 відповідно району приналежності гідрологічного поста. За знаком дискримінантної функції встановлюється якісний (альтернативний) прогноз висоти майбутнього водопілля:

- дискримінантна функція $DF1 > 0$ – максимальні витрати води будуть більшими за середньобагаторічні значення (ситуація 1);

- за $DF1 \leq 0$, а $DF2 \geq 0$ – максимальні витрати води весняних вод очікуються близьким до середньобагаторічних їх значень (ситуація 2);

- за $DF1 < 0$ і $DF2 < 0$ – максимальні витрати води водопілля прогноуються меншим за середньобагаторічні їх значення (ситуація 3);

2. прогноз величин модульних коефіцієнтів k_q здійснюється на дату його складання за регіональними залежностями у вигляді рівняння поліному

$$k_q = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (3.40)$$

де $b_0, b_1, b_2, b_3, \dots$ – коефіцієнти полінома при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках, які встановлюють за даними табл.3.8, відповідно району приналежності гідрологічного поста і знаком дискримінантної функції DF ;

Таблиця 3.8 - Коефіцієнти поліномів при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля річок Одеської області

Номер району (підрайону) в межах України	Басейни річок	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
116	Річки Одеської області	$DF1 > 0$	$5.5 \cdot 10^{-2}$	-0.15	1.16	0.77
		$DF1 \leq 0;$ $DF2 \geq 0$	0.035	-0.111	0.69	-0.13
		$DF1 < 0; DF2 < 0$	$0.14 \cdot 10^{-2}$	0.27	-0.18	0.10

3. здійснюється перехід від прогнозних максимальних модульних коефіцієнтів k_q до значень максимальних витрат води Q_m , м³/с за рівнянням

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F. \quad (3.41)$$

де q_0 – середньобагаторічні величини максимальних модулів весняного водопілля, м³/(с·км²);

$K_{Q_{2010}}$ – коефіцієнт, раховуючий зміну значень середньобагаторічних величин максимальних витрат води за період до 2016 р., що отримується за рівнянням (φ в частках град.)

$$K_{Q_{2010}} = 0.92 - 0.022(\varphi - 50^0); \quad (3.42)$$

4. визначення прогнозних значень максимальних рівнів води весняного водопілля здійснюється по спрогнозованим максимальними витратами води за кривою витрат води $Q = f(H)$;

5. встановлення забезпеченості прогнозованих максимальних витрат води весняного водопілля здійснюється за таблицею трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф.Менкеля за очікуваним k_q і значеннями коефіцієнтів варіації максимальних витрат води $(C_v)_Q$ при $C_s = 2.5C_v$.

Забезпеченість прогнозних величин Q_m надається у вигляді інтервалу $P\%$

$$P_1 < P_Q < P_2, \quad (3.43)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості, %, які встановлюються за таблицею.

Формою представлення прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля поточного року, як і для річок, що вивчені у гідрологічному відношенні є:

- таблиці очікуваних величин (найбільш ймовірного їх значення, отриманих за методикою, та інтервал Q_m з врахуванням допустимої похибки прогнозу) та забезпеченості їх настання у багаторічному періоді (табл.3.7);

Оцінка прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на річках Одеської області представлена в табл.3.10;

- побудова картосхема зміни по території модульних коефіцієнтів k_q та забезпеченості $P_Q\%$ прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля, як і для інших річок території. При цьому прогнозні значення k_q відносяться до геометричних центрів опорних створів для території, яка не охоплена даними гідрологічних спостережень (рис. 3.1).

Для наглядного уявлення такої оцінки для деяких гідрологічних створів розглядуваної території на рис.3.4 представлені діаграми очікуваних величин прогнозних і спостережених максимальних витрат води весняного водопілля 2015-2016 р., та побудовані гідрографи стоку весняного водопілля, виконана оцінка їх максимумів (рис. 3.5 – 3.7).

Оцінку прогнозу весняного водопілля 2015-2016 р стало можливим здійснити тільки для максимальних витрат води двох річок території р.Кодима-с.Катеринка та р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка (за наявності вихідних даних) – прогноз є виправданим при $\delta/\delta_{доп}=0,1-0,2$, тобто вважається «відмінним».

Таблиця 3.9- Очікувані максимальні витрати (м³/с) води весняного водопілля на річках Одеської області
(на ДВП_Sm)

№ поста	Річка	Пункт	Очікуване значення Qm	Р%	Допустима похибка, δдоп.	Інтервал очікуваних значень		Максимальні витрати води у 2015 р.	Прогноз ГМЦ	
						-	+		-	-
115(35)	Тясмин	В.Яблунівка	5,88	90-95	39,8	0	45,7	-	-	-
145(52)	Базавлук	Катерино-Наталівка	6,05	60-70	26,3	0	32,3	-	-	-
146(53)	Інгулець	Олександро.Степан	13,15	60-70	36,2	0	49,3	-	-	-
147(54)	Інгулець	Кривий Ріг	33,12	75-80	109	0	142,1	-	-	-
148(55)	Інгулець	Могилівка	32,94	80-90	90,3	0	123,2	-	-	-
197(14)	Кодима	Катеринка	5,40	60-70	16,5	0	21,9	-	-	-
203(20)	Чорний Ташлик	Тарасівка	14,69	80-90	92,3	0	107	-	-	-
204(21)	Мертвовід	Крива Пустош	1,95	70-75	13,8	0	15,7	-	-	-
205(22)	Чичикля	Василівка	1,22	80-90	7,9	0	9,1	-	-	-
206(23)	Гнилий Єланець	Женево-Криворіжжя	8,46	70-75	61,7	0	70,2	-	-	-
210(27)	Громокля	Михайлівка	3,33	80-90	18,7	0	22	-	-	-
211(28)	Тилігул	Новоукраїнка	1,38	80-90	8,1	0	9,4	-	-	-
212(29)	Тилігул	Березівка	2,59	70-75	14	0	16,6	-	-	-
213(30)	Ботна	Каушани	1,33	60-70	9,6	0	11	-	-	-
214(31)	Когильник	Котовськ	0,71	97-99	2,3	0	3	-	-	-
215(32)	Ялпуг	Комрат	0,31	70-75	4	0	4,3	-	-	-
216(33)	Муса	Комрат	0,24	90-95	2,2	0	2,4	-	-	-

Таблиця 3.10 - Оцінка прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля на річках Одеської області
у 2015-2016 р. (на ДВП_Sm)

Код поста	№гідро	Річка-пост	(kQm)пр,м3/с	Q0,м3/с	(Qm)пр,м3/с	(Qm)сп,м3/с	δ,м3/с	δдоп,м3/с	δ/δдоп.	Cv	P%
80395	115(35)	р.Тясмин-с.В.Яблунівка	0,10	59	6	-	-	39,8	-	1,10	80-90
80551	145(52)	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	0,24	25,2	6	-	-	26,3	-	1,36	40-50
80561	146(53)	р.Інгулець-с.Олександро-Степанівка	0,19	69	13	-	-	36,2	-	1,55	50-60
80568	147(54)	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	0,18	184	33	-	-	109,0	-	1,32	60-70
80571	148(55)	р.Інгулець-с.Могилівка	0,18	183	33	-	-	90,3	-	1,20	60-70
81414	197(14)	р.Кодима-с.Катеринка	0,15	36	5,4	2,85	-3	16,5	0,2	1,72	60-70
81438	203(20)	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	0,13	113	14,7	8,04	-7	92,3	0,1	1,24	80-90
81439	204(21)	р.Мертвовід-с.Крива Пустош	0,14	13,9	1,95	-	-	13,8	-	1,59	60-70
81442	205(22)	р.Чичикля-с.Василівка	0,14	8,72	1,22	-	-	7,9	-	1,18	75-80
81444	206(23)	р.Гнилий Єланецьс.Женево-Криворіжжя	0,14	60,4	8,5	-	-	61,7	-	1,56	60-70
81454	210(27)	р.Громокля-с.Михайлівка	0,14	23,8	3,3	-	-	18,7	-	1,18	70-75

Продовження таблиці 3.10

81336	211(28)	р.Тилігул- с.Новоукраїнка	0,14	9,84	1,38	-	-	8,1	-	1,25	75-80
81338	212(29)	р.Тилігул- с.Березівка	0,16	16,2	2,59	-	-	14,0	-	1,46	70-75
81327	213(30)	р.Ботна- м.Каушани	0,15	8,87	1,33	-	-	9,6	-	1,74	50-60
81001	214(31)	р.Когильник- м.Котовськ	0,15	4,73	0,71	-	-	2,3	-	0,72	97-99
42231	215(32)	р.Ялпуг- з.ст.Комрат	0,08	3,84	0,31	-	-	4,0	-	1,83	60-70
42239	216(33)	р.Муса- з.ст.Комрат	0,08	3,00	0,24	-	-	2,2	-	1,13	90-95
42242	217(34)	б.Тараклія-снт Тараклія	0,08	4,00	0,32	-	-	5,1	-	2,37	50-60

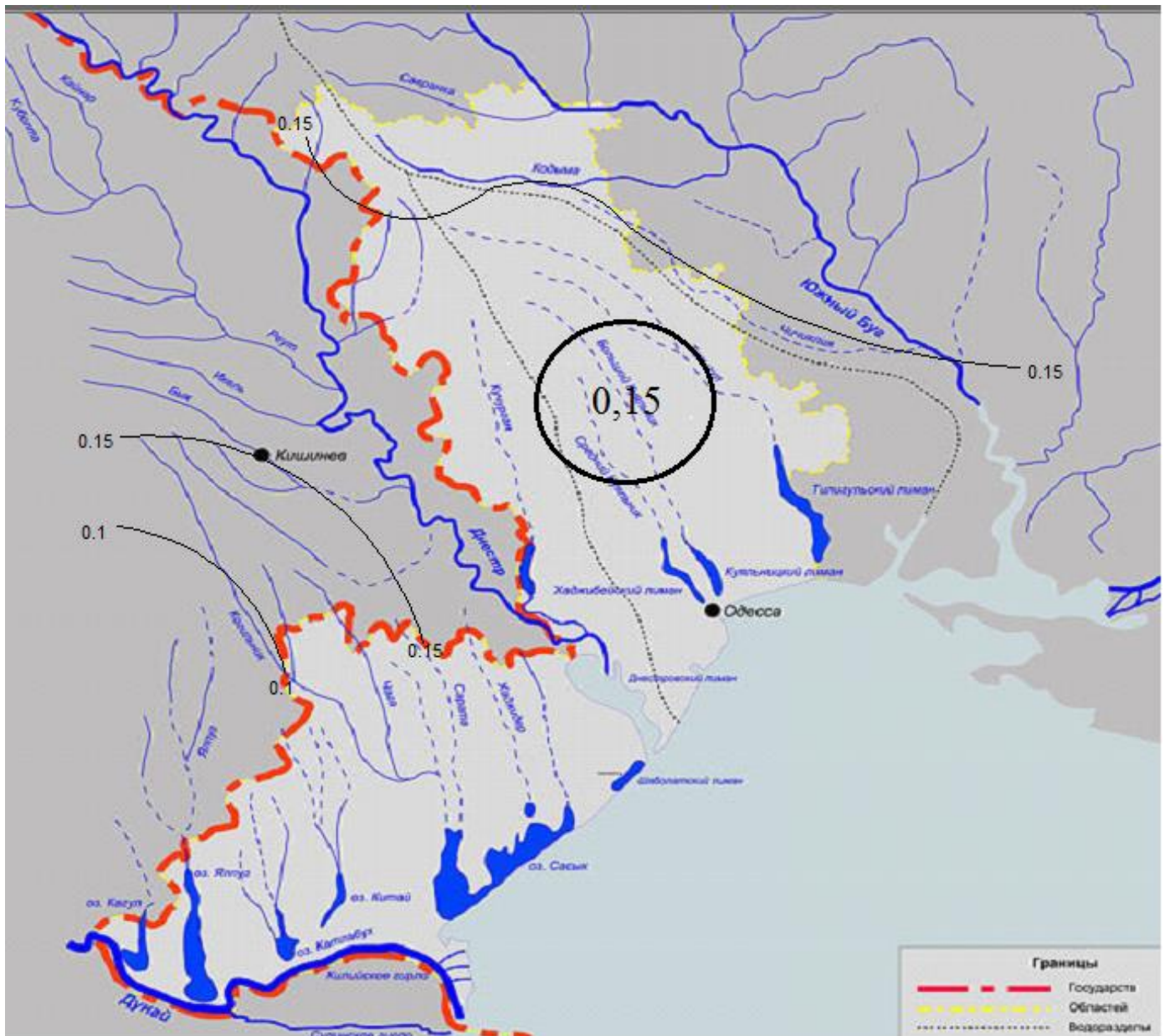


Рисунок 3.2 - Карта – схема розподілу модульних коефіцієнтів
максимальних витрат води весняного водопілля 2015-2016 р. на території
Одеської області та прилеглих територіях

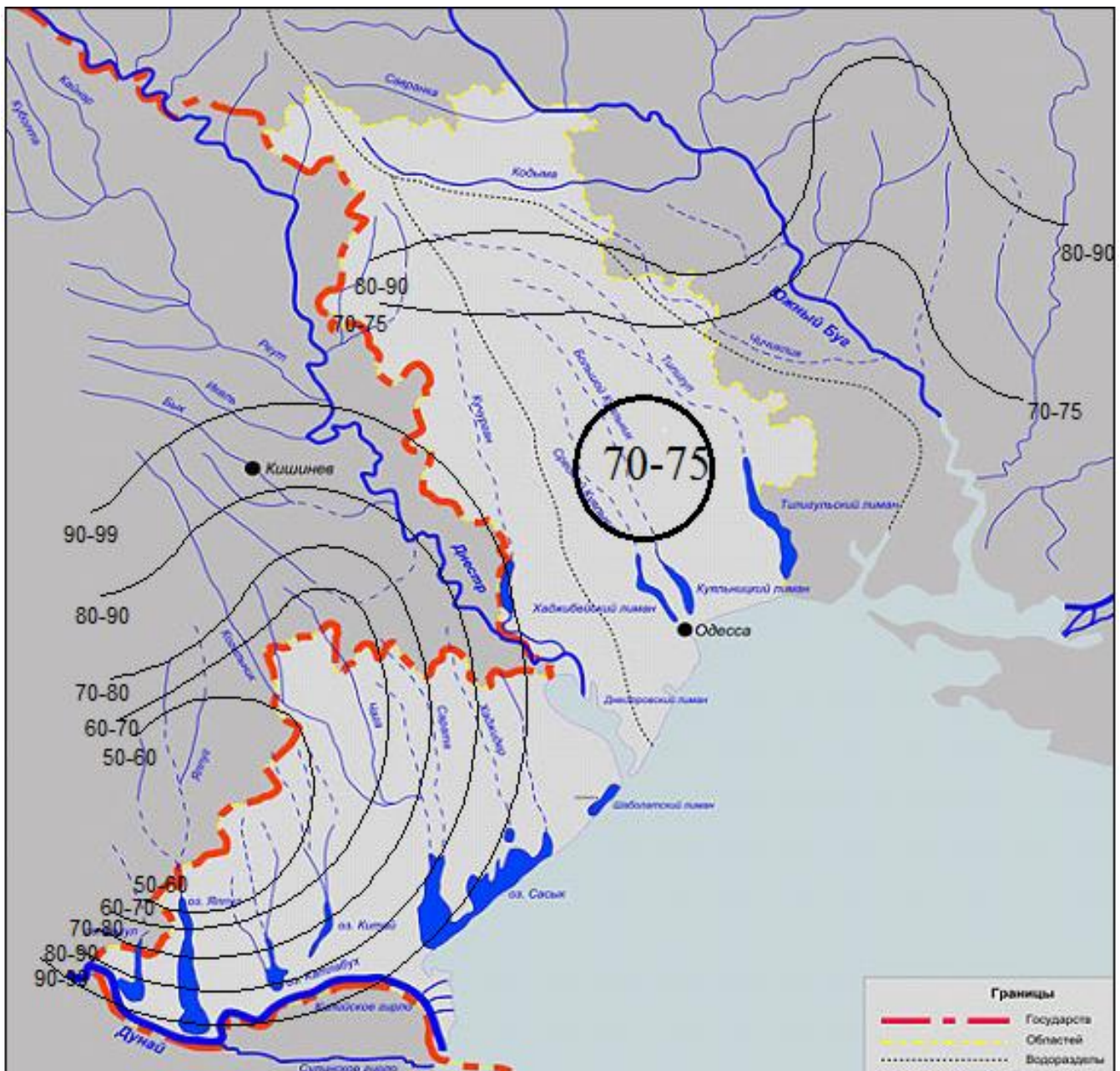
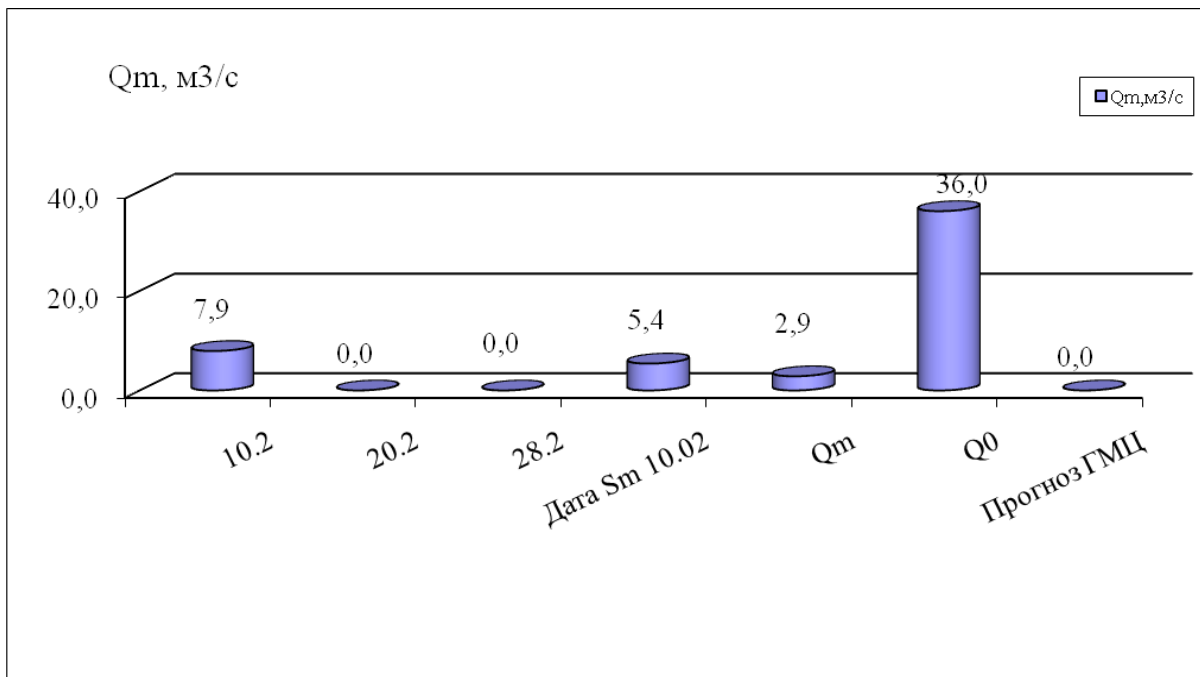


Рисунок 3.3 - Карта – схема розподілу забезпеченості витрат води
весняного водопілля 2015-2016 р. на території
Одеської області та прилеглих територіях, %

а)



б)

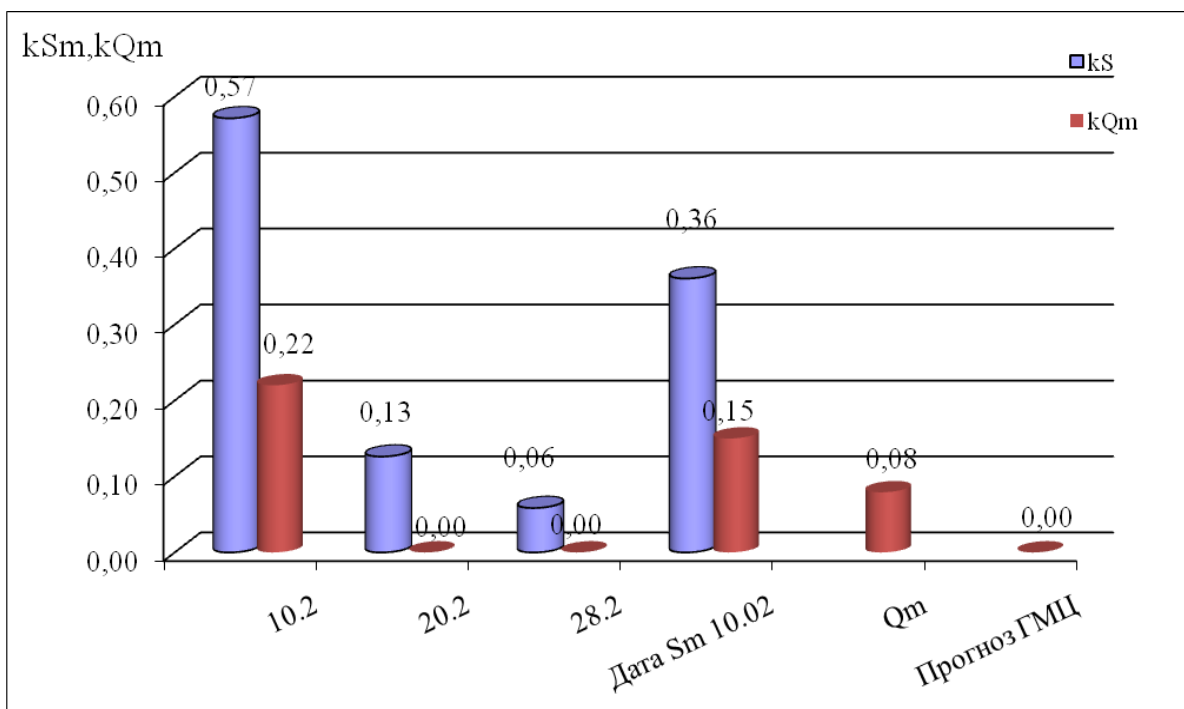


Рис. 3.4- Оцінка прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля 2015-2016 р на. р.Кодима-с.Катеринка
а) у кількісних величинах; б) у модульних коефіцієнтах

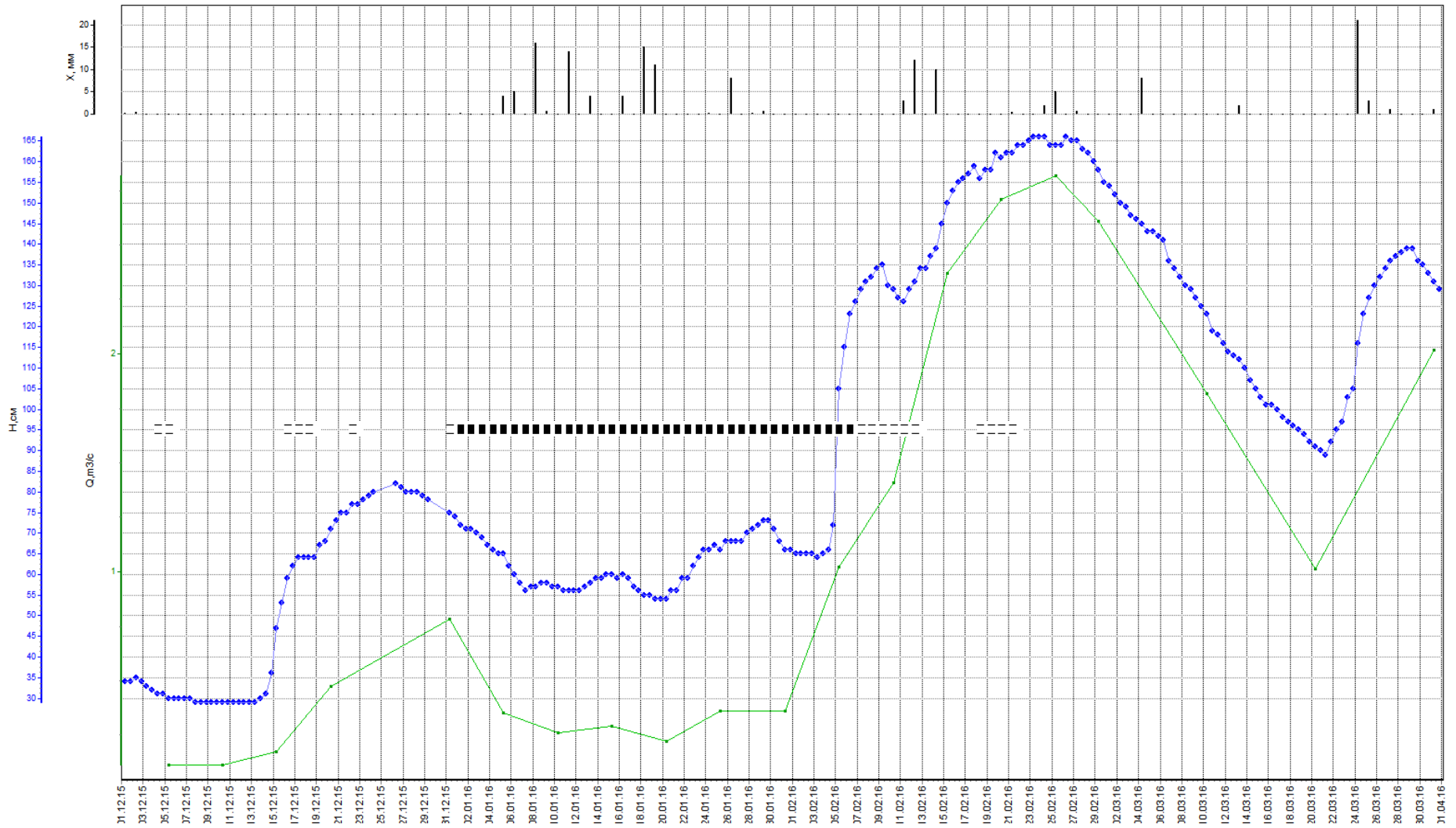


Рис 3.5 – Гідрограф стоку весняного водопілля р. Кодима - Катеринка

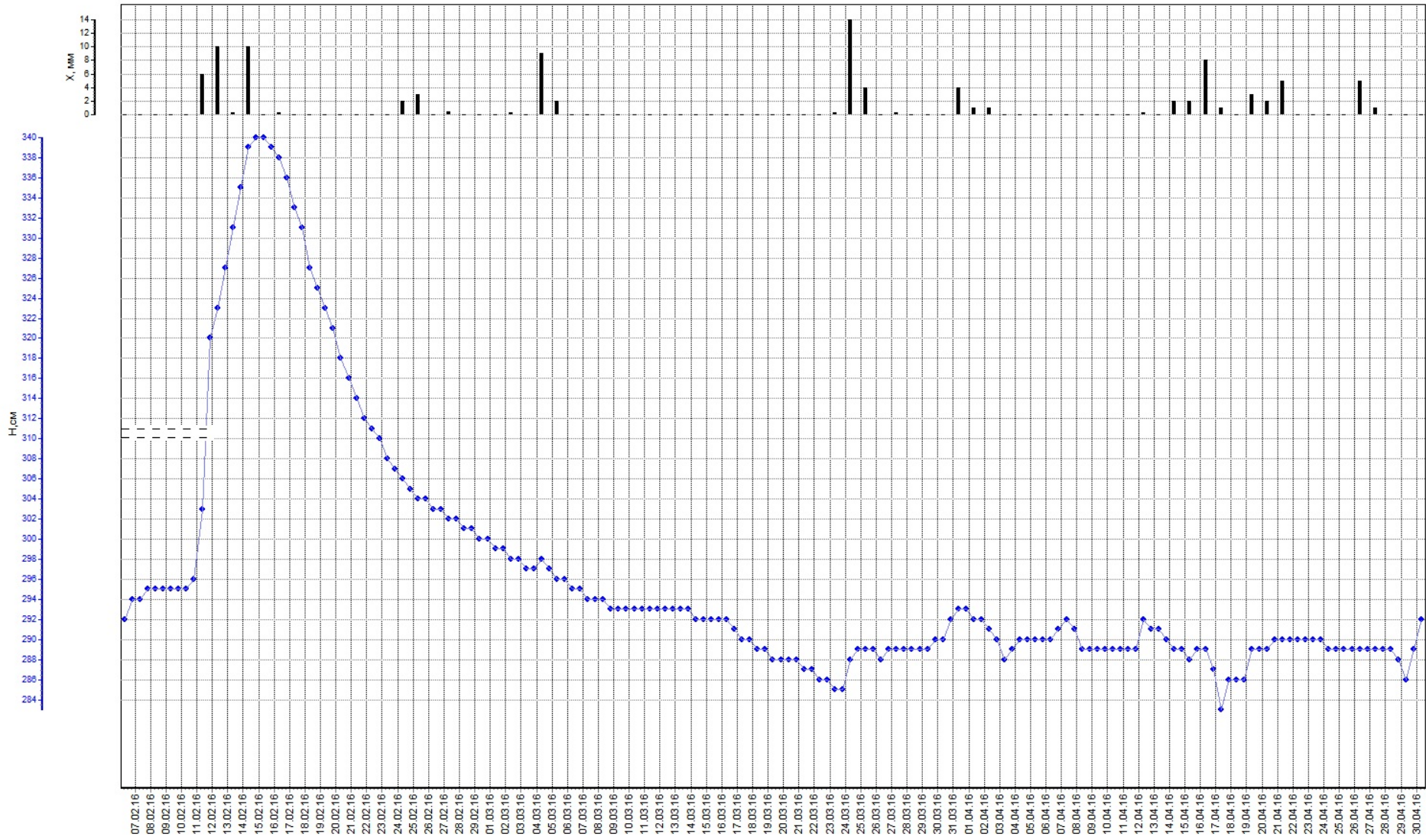


Рис 3.6 – Гідрограф стоку весняного водопілля р.Мертвovid-с.Крива Пустош

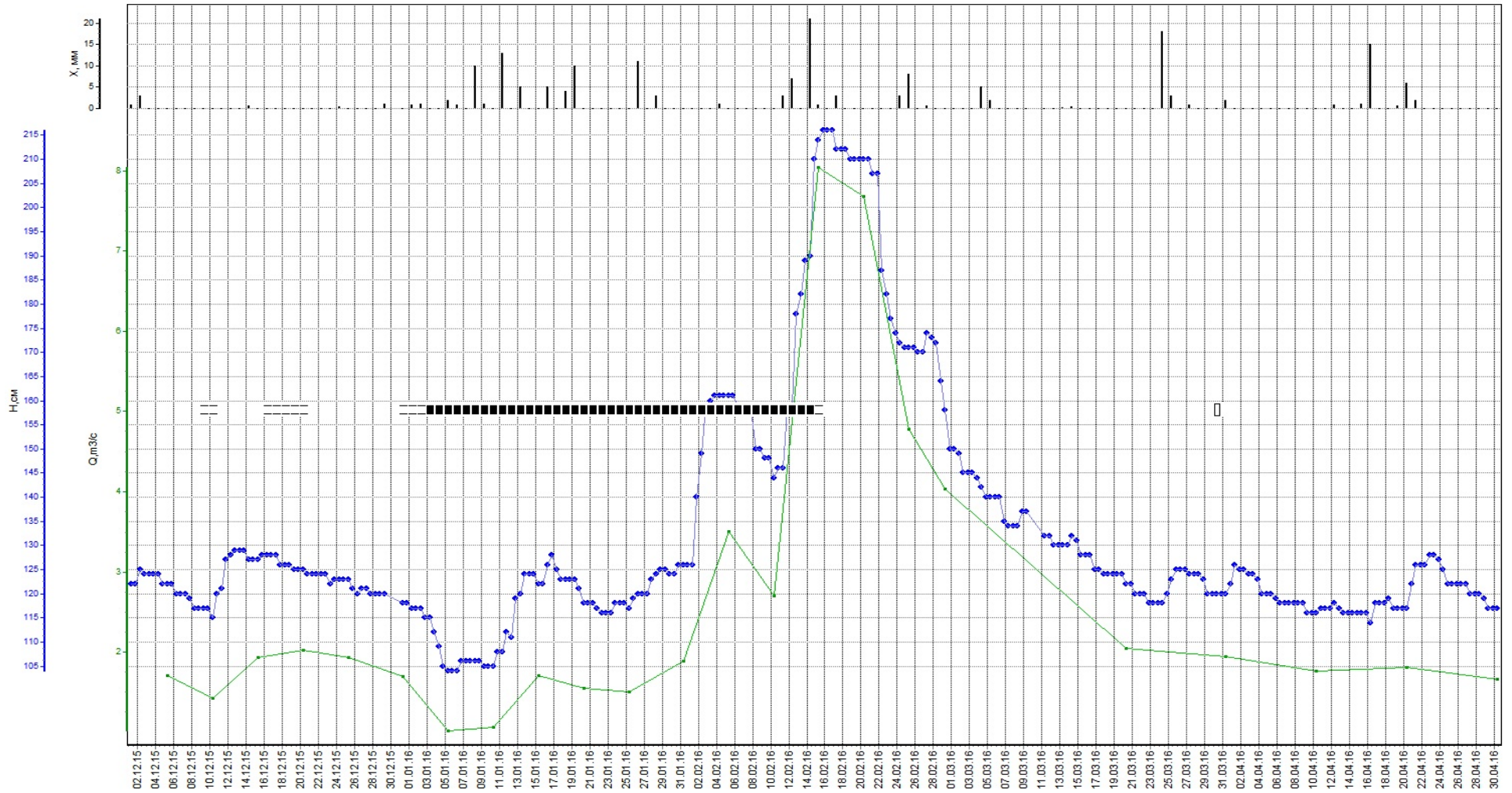


Рис 3.7 – Гідрограф стоку весняного водопілля
р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка

3.4 Схема довгострокового прогнозування максимальних витрат води по картосхемах прогнозних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості

За наявності картосхем очікуваних модульних коефіцієнтів $k_q = q_m / q_0$ та їх ймовірностей $P_Q\%$, які складаються у регіональних відділах гідрологічних прогнозів, можливі два варіанти випуску прогнозу: за наявності даних гідрологічних спостережень на водозборах або за їх відсутності.

З картосхеми модульних коефіцієнтів максимальних витрат води (наприклад, для 2016 р.) знімається (по геометричних центрах водозборів) пошукові значення модульних коефіцієнтів k_q . Прогнозні величини максимальних витрат води Q_m , м³/с будуть дорівнювати

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F, \quad (3.38)$$

де F – площа водозбору, км²;

$K_{Q_{2010}}$ – коефіцієнт, раховуючий зміну значень середньобаторічних величин максимальних витрат води за період до 2016 р., що отримується за рівнянням (φ в частках град.)

$$K_{Q_{2010}} = 0.92 - 0.022(\varphi - 50^0); \quad (3.39)$$

q_0 - норма максимального модуля водопілля, м³/(с·км²), яка визначається для кожної конкретної річки за часовими рядами спостережень на ній за

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{m_i}}{nF}, \quad (3.40)$$

де Q_{m_i} - максимальні витрати води водопілля i -х років за період спостережень n , м³/с.

За обмеженості або відсутності часових гідрологічних спостережень на річках середньобогаторічне значення максимального модуля весняного водопілля q_0 , м³/(с·км²) встановлюються за моделлю редуційних типових гідрографів водопіль за рівнянням

$$q_0 = q'_0 \Psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r \quad (3.41)$$

q_0 - норма максимального модуля водопілля, м³/(с·км²)

Так, середньобогаторічний модуль максимальних витрат води схилового припливу q'_0 , м³/(с·км²) в (3.41), визначається в рамках редуційних гідрографів

$$q'_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (3.42)$$

де $(n+1)/n$ - коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі, що приймається для басейнів рівнинних річок України на рівні 8.0;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Y_0 – середньобогаторічний шар стоку, мм.

За відсутності або при коротких часових гідрологічних рядах спостережень на річках середньобогаторічна величина шарів стоку Y_0 знімається з відповідної картосхеми по геометричних центрів водозборів

(рис.2.3). Отримати значення Y_0 , використовуючи картосхему, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_L k_{\bar{\sigma}}, \quad (3.43)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ - значення середньобагаторічних величин шарів весняного стоку, що зняті з картосхеми для геометричних центрів водозборів, мм.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності і заболоченості на середньобагаторічні величини шарів стоку визначаються за рівняннями:

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 - 0.11 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1); \quad (3.44)$$

$$k_L = 1 + 0.078 \lg(f_L + 1). \quad (3.45)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ - середньобагаторічні значення шарів весняного стоку, зняті з картосхеми для геометричних центрів водозборів річок, мм.

Визначення тривалості схилового припливу тало-дошової води на водозборах T_0 в (3.42) для невивчених у гідрологічному відношенні річок можуть бути визначені за картосхемою їх розподілу по території (рис. 2.4) при введенні поправочних коефіцієнтів на урахування впливу місцевих факторів – залісеності і заболоченості:

$$k'_L = 1 + 0.37 \lg(f_L + 1); \quad (3.46)$$

$$k'_{\bar{\sigma}} = 1 + 1.23 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1). \quad (3.47)$$

Отримати значення T_0 , використовуючи картосхему, можна за рівнянням

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_l k'_b, \quad (3.48)$$

де $(T_0)_{\text{карт}}$ - значення тривалості схилового припливу води, які зняті з картосхеми для геометричних центрів водозборів річок.

Для регіону півдня країни, де спостереження на річках взагалі відсутні (північно-західна частина Причорноморської низовини) середньобаторічні значення максимальних модулів весняного стоку також визначаються за моделлю (3.42). При цьому середньобаторічні шари стоку весняного водопілля Y_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок Північно-Західного Причорномор'я в (3.43) можуть бути визначені за регіональною залежністю від географічної широти геометричних центрів водозборів (φ , в частках град.) у вигляді

$$Y_0 = 33.0 \cdot \exp[0.32(\varphi^o - 50)], \quad (3.49)$$

Y_0 – середньобаторічний шар стоку, мм,

а тривалість схилового припливу тало-дощової води на водозборах T_0 - по залежності

$$T_0 = 24.2(\varphi - 50^o) + 507 \quad (3.50)$$

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Визначення інших складових рівнянь (3.42) і (3.43) виконується аналогічно тому, як описано в розділі 2.6.

Для оцінювання ймовірності прогнозного значення Q_m з картосхеми ймовірностей територіального прогнозу максимальних витрат води водопілля знаходиться величина забезпеченості $P_Q\%$.

Таким чином, оцінити величину максимальних витрат води весняного водопілля у даному році представляється для будь-якої річки розглядуваної території, навіть за відсутності гідрологічної інформації на ній або у цілому регіоні.

ВИСНОВКИ

В даній магістерській роботі використаний метод територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок, розроблений в ОДЕКУ, для річок Одеської області за обмеженості даних гідрометеорологічних спостережень в регіоні.

За основними результатами роботи можна зробити наступні висновки:

1) Одеська область займає територію Північно-Західного Причорномор'я від гирла Дунаю до Тілігульського лиману. Її площа – 33,3 тис.км². Одеська область характеризується помірно-теплим, сухим кліматом. Водоприймачами гідрографічної сітки є у центральній частині – річка Дністер з Дністровським лиманом, водозбірна площа – 6138 км². Всі малі річки області маловодні, більшість з них влітку пересихають;

2) за схемою, викладеною в роботі, можливе прогнозування весняних водопіль при недостатній кількості або відсутності гідрологічних спостережень у регіоні Одеської області;

3) можлива картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів) та їх забезпеченості (%);

4) розглянута можливість визначення для невивчених у гідрологічному відношенні річок Одеської області середньобогаторічних шарів стоку (за карто-схемою розподілу по території) та максимального модуля весняного водопілля (за моделлю типових редуційних гідрографів водопіль).

5) Використовувалися науково-методичні засади та практичне застосування методу територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни для весняного водопілля 2015-2016 р.

6) Оцінку прогнозу весняного водопілля 2015-2016 р стало можливим здійснити тільки для максимальних витрат води двох річок території р.Кодима-с.Катеринка та р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка (за наявності

вихідних даних) – прогноз є виправданим при $\delta/\delta_{\text{доп}}=0,1-0,2$, тобто вважається «відмінним».

7) Прогнозний метод встановлення характеристик весняного водопілля річок Одеської області і прилеглих територій може щорічно використовуватися в оперативній діяльності Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (відповідно листу-заявки на виконання теми магістерської роботи) у відділі річкових прогнозів.

8) Картографічна форма прогнозних величин та забезпеченості їх настання дає змогу оцінки ризиків затоплення та оперативної підготовка карт загроз та ризиків затоплення для запобігання, захист та зменшення негативного впливу повеней згідно Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року.

Основні результати магістерського дослідження викладені в працях автора [28,29].

Список використаних джерел

1. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6 Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и нижнее Поднепровье / Под ред. Каганера М.С. / Л.:Гидрометеиздат. – 1971. – С. 656.
2. Вишневський В. І. Гідрологічні характеристики річок України / В. І.Вишневський, О. О. Косовець. – Київ: Ніка-Центр, 2003. – 324 с
3. Состояние туристическо-оздоровительной отрасли Одесской области.- Одесса, 2001.- 100с
4. Інститут географії Національної академії наук України. Атлас України / Інститут географії Національної академії наук України. – 1999 – 2000.
5. Атлас Одеської області/[Електронний ресурс].
6. Агрокліматичний довідник по Одеській області : .(1986-2005 рр) / М-во надзвичайних ситуацій України; Гідрометеорологічний центр Чорного та Азовського морів; за ред. В. М. Ситова, Т. І. Адаменко – Одеса : Астропринт, 2011. - 204 с.
7. Ліпінський В. М. Клімат України / В. М. Ліпінський, В. А. Дячук, В. М. Бабіченко. – Київ: Вид-но Раєвського, 2003. – 343 с.
8. Клімат України: у минулому...і майбутньому ? / [М. І. Кульбіда, М. Б. Барабаш, Л. О. Єлістратова та ін.]/за ред. М.І. Кульбіди, М.Б. Барабаш: Монографія. – К.: Сталь, 2009. – 234 с.
9. Степаненко С. М. Динаміка та моделювання клімату: підручник для студентів вищих навчальних закладів / С. М. Степаненко. – Одесса: Екологія, 2013. – 204 с.
10. Кліматичний кадастр України. – Київ, 2006 р.
11. Гребінь В. В. Сучасний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) / В. В. Гребінь. – К: Ніка-Центр, 2010. – 316 с.
12. Аполлов Б. А. Курс гидрологических прогнозов / Б. А. Аполлов, Г. П. Калинин, В. Д. Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.

13. Бефани Н. Ф. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам / Н. Ф. Бефани, Г. П. Калинин. – Л.: Гидрометеоиздат., 1983. – 390 с.
14. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 358 с.
15. Гопченко Е. Д. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие / Е. Д. Гопченко, Ж. Р. Шакирзанова. – К: КНТ, 2005. – 240 с.
16. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. – Одеса: Екологія, 2011. – 336 с.
17. Шакирзанова Ж. Р. Довгострокові прогнози: Конспект лекцій / Ж. Р. Шакирзанова. – Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. – 154 с.
18. Шакирзанова Ж. Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуарій території України: монографія / Ж. Р. Шакирзанова. – Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. – 252 с.
19. Гопченко Е. Д. Гидрология с основами мелиорации / Е. Д. Гопченко, А. В. Гушля. – Л.: Гидрометеоиздат., 1989. – 302 с.
20. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 448 с.
21. GUIDE TO HYDROLOGICAL PRACTICES. DATA ACQUISITION AND PROCESSING, ANALYSIS, FORECASTING AND OTHER APPLICATIONS. – World Meteorological Organization, WMO-No. 168. - Fifth Edition, 1994. – 844 P.
22. Anderson, E. A., 1973: National Weather Service River Forecast System: Snow Accumulation and Ablation Model, Programs and Test Data. NOAA NWS-HYDRO Technical Memorandum 17.

23. Bergstroem, S., 1976: Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. SMHI Rapport No. RH07, Hydrological Oceanography.
24. Шакірманова Ж.Р. Обґрунтування методики довгострокових прогнозів максимального стоку весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрометеорологічних спостережень // Науковий вісник Чернівецького університету: збірник наукових праць. Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2014. – Вип.724-725 : Географія. – С.106-111.
25. Наставление по службе прогнозов. – Вып.3, ч.1,Л.: Гидрометеиздат. – 1962. – 194 с.
26. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – Київ.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 120 с.
27. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. – Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2015. – 70 с.
28. Сьомченко І.М. Шакірманова Ж.Р. Дослідження особливостей формування весняного водопілля річок та довгострокове прогнозування його характеристик для невивчених річок Одеської області// Історико – географічний дискурс проблем геосфери: метер. Міжнар. наук.-практ. інтернет-конф. 16 травня 2016 р.: зб. наук. праць / за ред. Л.М. Даценко. – Мелітополь: МДПУ ім. Б.Хмельницького, 2016. – С. 56 – 60.
29. Сьомченко І.М., Шакірманова Ж.Р. Використання методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля за обмеженості спостережень на території Одеської області // Матер. XV наук. конф. Молодих вчених ОДЕКУ. Одеськ.держ. екол-ний ун-т. Одесса: ТЕС, 2016. – С. 81-82.

Додатки