

УДК 504.42  
КП ХХХХХХ  
№ держреєстрації **0110U008224**  
Інв. №

Міністерство освіти і науки України  
Одеський державний екологічний університет  
(ОДЕКУ)  
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15  
тел. (0482) 63-62-09

ЗАТВЕРДЖУЮ  
Проректор з НР ОДЕКУ  
\_\_\_\_\_ Ю.С. Тучковенко  
2010.12.15

ЗВІТ  
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ  
ОЦІНКА ТА РОЗРАХУНОК ГІДРАВЛІКО-МОРФОМЕТРИЧНИХ  
ХАРАКТЕРИСТИК ВОДООБМІНУ В СИСТЕМІ «ТІЛГУЛЬСЬКИЙ  
ЛИМАН ↔ ЧОРНЕ МОРЕ» ДЛЯ РОЗРОБКИ РЕКОМЕНДАЦІЙ  
ПО ЗБЕРЕЖЕННЮ ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ ЛИМАНУ  
(заключний)

Керівник НДР  
д. геогр. н., проф.

2010.12.14

Н.С. Лобода

2010

Рукопис закінчено 14 грудня 2010 р.  
Результати цієї роботи розглянуто Науково-технічною радою ОДЕКУ  
протокол від 2010.12.15 № 6

## СПИСОК АВТОРІВ

- Науковий керівник  
провідний науковий співробітник,  
доктор географічних наук,  
професор  
Відповідальний виконавець,  
старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
асистент
- Н. Лобода  
2010.12.14 (реферат, вступ,  
розд. 3.2, 3.4,  
висновки)
- О. Гриб  
2010.12.14 (перелік умовних позначень,  
символів одиниць, скорочень і  
термінів, розд. 2.2, 4.1,  
експедиційні дослідження,  
перелік посилань)
- Провідний науковий співробітник,  
доктор географічних наук
- Ю. Тучковенко  
2010.12.14 (розд. 5, 6)
- Провідний науковий співробітник,  
доктор географічних наук,  
професор, академік АН ВШ
- Є. Голченко  
2010.12.14 (розд. 1.2.2, 1.2.3, 4.3)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- В. Белов  
2010.12.14 (розд. 4.2, експедиційні  
дослідження)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- М. Сербов  
2010.12.14 (експедиційні дослідження)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- Є. Бояринцев  
2010.12.14 (експедиційні дослідження)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- А. Лужбін  
2010.12.14 (експедиційні дослідження)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- В. Ситов  
2010.12.14 (розд. 1.2.1, збір даних  
спостережень за  
атмосферними опадами,  
температурою повітря, вітром,  
рівнем Чорного моря в районі  
лиману)
- Старший науковий співробітник,  
кандидат географічних наук,  
доцент
- М. Захарова  
2010.12.14 (розд. 1.3, підготовка  
експедиційних досліджень)

|  |  |
|--|--|
| Старший науковий співробітник,<br>асистент | О. Сахненко<br>2010.12.14 (розд. 7)  |
| Науковий співробітник                      | П. Терновий<br>2010.12.14 (експедиційні дослідження)   |
| Науковий співробітник                      | М. Монюшко<br>2010.12.14 (підготовка вихідних даних<br>для гідродинамічного<br>моделювання течій та<br>адаптація моделі до умов<br>лиману) |
| Науковий співробітник                      | К. Гриб<br>2010.12.14 (розд. 2.4, 2.5, експедиційні<br>дослідження)  |
| Науковий співробітник                      | В. Адобовський<br>2010.12.14 (розд. 2.3)   |
| Молодший науковий співробітник             | А. Яцкевич<br>2010.12.14 (розд. 2.1, 3.1, 3.3)   |
| Інженер I-ої категорії                     | Т. Захарова<br>2010.12.14 (розд. 1.1, підготовка<br>експедиційних досліджень)  |
| Нормоконтролер                             | С. Малацковська  |

## РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 178 с., 86 рис., 27 табл., 70 джерел.

*Об'єкт дослідження* – екосистема Тілігульського лиману, включаючи його водозбірний басейн, акваторію, канал «лиман-море», озера пересипу та прилеглу до лиману частину Чорного моря.

*Мета роботи* – оцінка сучасних та розрахунок оптимальних гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» (на основі гідравлічних розрахунків та гідродинамічного моделювання) для розробки рекомендацій по збереженню ресурсів лиману.

*Методи дослідження* – натурні експедиційні дослідження, обробка картографічного матеріалу та супутникових знімків території акваторії лиману, водних об'єктів пересипу та прилеглої до лиману частини моря, моделювання природного та побутового стоку води річок в басейні лиману, гідравлічні розрахунки водообміну та гідродинамічне моделювання течій в лимані й інші.

*Результати і новизна* – оцінені гідравліко-морфометричні характеристики Тілігульського лиману, з'єднувального каналу, озер пересипу та прилеглої частини моря; розраховано поверхневий стік води річок в басейні лиману; визначено водообмін між лиманом і морем при сучасних гідравліко-морфометричних характеристиках каналу та оптимальних – при яких буде підтримуватися сприятливий екологічний стан лиману (на основі гідравлічних розрахунків і гідродинамічного моделювання); розроблено науково-обґрунтовані рекомендації щодо відновлення та подальшого підтримання сприятливого екологічного стану лиманного комплексу водойми за рахунок оптимізації водообміну через канал «лиман-море» та упорядкування регулювання поверхневого припливу води з басейну водойми.

*Основні конструкторські, технологічні і техніко-експлуатаційні характеристики і показники* – сучасні об'єми та площі водної поверхні лиману, з'єднувального каналу «лиман-море», озер пересипу, плани лиману, каналу, озер пересипу та прилеглої частини моря в ізобатах, солоність й інші фізико-хімічні властивості води цих водойм (запах, прозорість, концентрація розчиненого кисню й інші), природний та побутовий (з урахуванням впливу штучних водойм й ін.) стік води з басейну лиману, показники водообміну між лиманом і морем при сучасних гідравліко-морфометричних характеристиках каналу та оптимальних – при яких буде підтримуватися сприятливий екологічний стан лиману, науково-обґрунтовані рекомендації щодо відновлення та подальшого підтримання сприятливого екологічного стану лиманного комплексу водойми за рахунок оптимізації водообміну через з'єднувальний канал «лиман-море» та утримання поверхневого припливу води.

*Ступінь впровадження* – отримані результати будуть надані Управлінню екології та природних ресурсів в Одеській області, адміністрації Тілігульського регіонального ландшафтного парку (Одеська область) та замовнику – Управлінню освіти і науки Одеської обласної державної адміністрації для визначення необхідних заходів по відновленню і підтриманню задовільного екологічного стану та водно-сольового режиму Тілігульського лиману.

*Зв'язок з іншими роботами* – науково-дослідна робота Одеського державного екологічного університету в галузі розрахунків і оцінки екосистем природних та штучних водойм.

*Рекомендації по використанню результатів роботи* – методика розрахунку та оцінки гідравліко-морфометричні характеристики Тілігульського лиману, з'єднувального каналу, озер пересипу та прилеглої частини моря, поверхневого стоку води річок в басейні лиману, результати визначення водообміну між лиманом і морем при сучасних гідравліко-морфометричних характеристиках каналу та оптимальних – при яких буде підтримуватися сприятливий екологічний стан лиману та науково-обґрунтовані рекомендації пропонуються для розробки заходів щодо відновлення та підтримання сприятливого екологічного стану лиманного комплексу водойми за рахунок оптимізації водообміну через канал «лиман-море» та упорядкування регулювання поверхневого припливу води на басейні Тілігульського лиману.

*Галузь використання* – охорона навколишнього природного середовища, водне господарство, рибне господарство, рекреація та туризм й ін.

*Значущість роботи і висновки* – результати досліджень, методики та моделі наведені в роботі дають можливість розробити заходи по відновленню та підтриманню екологічно задовільного стану та водно-сольового режиму Тілігульського лиману шляхом оптимізації водообміну з морем та упорядкування перехоплення поверхневого стоку води на водозбірному басейні лиману, а також здійснювати моніторинг гідроекологічного стану водних об'єктів лиманного комплексу для прогнозування його змін.

*Пропозиції щодо подальшого розвитку дослідження* – врахування результатів роботи та продовження досліджень у наступні роки сумісно з співробітниками інших наукових і виробничих установ та адміністрацією Тілігульського регіонального ландшафтного парку (Одеська область), а також врахування деяких рекомендацій в регіональній програмі «Збереження малих річок Одещини» як в процесі її розроблення, так і при виконанні.

**ВОДООБМІН, БАТИМЕТРИЧНА ЗЙОМКА, КАНАЛ «ЛИМАН-МОРЕ», СОЛОНІСТЬ, РІЧКОВИЙ СТІК, МОДЕЛЮВАННЯ ТЕЧІЙ**

## ЗМІСТ

|  | <i>Стор.</i> |
|--|--------------|
| ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І<br>ТЕРМІНІВ .....   | 8            |
| ВСТУП.....   | 9            |
| 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ І РЕСУРСІВ ТА<br>ЕКОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ТІЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ .....  | 12           |
| 1.1 Формування та геолого-геоморфологічна характеристика лиману .....  | 12           |
| 1.2 Кліматична характеристика території лиману.....  | 14           |
| 1.2.1 Загальна характеристика кліматичних умов території лиману.....   | 14           |
| 1.2.2 Характеристика атмосферних опадів на території лиману .....  | 15           |
| 1.2.3 Випаровування з водної поверхні лиману.....  | 17           |
| 1.3 Рекреаційні ресурси та екологічні проблеми лиману .....  | 19           |
| 2 ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМУ ТА ГІДРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА<br>ТІЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ .....   | 22           |
| 2.1 Характеристика пунктів гідрологічних спостережень .....  | 22           |
| 2.1.1 Характеристика водпоста лим. Тілігульський – смт Коблево.....  | 22           |
| 2.1.2 Характеристика водпоста р. Тілігул – смт Березівка .....   | 23           |
| 2.1.3 Характеристика водпоста р. Тілігул – с. Новоукраїнка .....   | 23           |
| 2.2 Водний режим лиману за період стаціонарних спостережень у ХХ ст. ....  | 24           |
| 2.3 Особливості сучасного гідрологічного режиму Тілігульського лиману ...  | 28           |
| 2.4 Загальна гідрохімічна характеристика Тілігульського лиману .....   | 40           |
| 2.5 Результати визначення мінералізації та фізико-хімічних властивостей<br>води на водних об’єктах Тілігульського лиману восени 2010 р.....  | 44           |
| 3 ВИЗНАЧЕННЯ ХАРАКТЕРИСТИК РІЧНОГО СТОКУ РІЧКИ ТІЛІГУЛ ТА<br>ЙОГО ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ.....   | 50           |
| 3.1 Сучасний стан водних ресурсів річки Тілігул та їх використання.....  | 51           |
| 3.2 Обґрунтування методики визначення характеристик річного стоку за<br>даними спостережень на метеорологічній мережі .....  | 57           |
| 3.3 Розрахунки норм річного стоку у природних умовах .....   | 60           |
| 3.4 Обґрунтування методики визначення характеристик річного побутового<br>стоку за стохастичною моделлю та впливу ставків та водосховищ на норму<br>природного річного стоку ..... | 67           |
| 4 ГІДРАВЛІКО-МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА РОЗРАХУНОК<br>ВОДООБМІНУ В СИСТЕМІ «ЛИМАН-МОРЕ».....  | 73           |
| 4.1 Морфометричні характеристики Тілігульського лиману.....  | 73           |
| 4.1.1 Побудова плану Тілігульського лиману в ізобатах .....  | 73           |
| 4.1.2 Побудова кривих об’ємів і площ водної поверхні лиману .....  | 74           |
| 4.2 Гідравліко-морфометричні характеристики каналу «лиман-море» .....  | 78           |

|  |            |
|--|------------|
| 4.3 Розрахунок водообміну в системі «лиман-море» за період стаціонарних водомірних спостережень з 1967 по 1987 рр. ....                            | 86         |
| <b>5 ЧИСЛОВЕ МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВОДООБМІНУ ЛИМАНУ З МОРЕМ ЧЕРЕЗ З'ЄДНУВАЛЬНИЙ КАНАЛ ТА ТРАНСФОРМАЦІЇ МОРСЬКИХ ВОД В АКВАТОРІЇ ЛИМАНУ.....</b> | <b>91</b>  |
| 5.1 Математична структура гідротермодинамічної моделі.....   | 91         |
| 5.1.1 Використані параметризації процесів.....   | 99         |
| 5.1.2 Можливі спрощення повних рівнянь гідродинамічної моделі.....   | 101        |
| 5.1.3 Граничні та початкові умови .....  | 102        |
| 5.1.4 Блок теплообміну з атмосферою .....  | 104        |
| 5.2 Блок переносу домішки.....   | 107        |
| 5.3 Особливості числової реалізації рівнянь моделі .....   | 108        |
| <b>6 МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ЛИМАНІ І ВОДООБМІНУ З МОРЕМ .....</b>  | <b>112</b> |
| <b>7 ВПЛИВ ВІТРОВОГО ХВИЛЮВАННЯ НА ЛІТОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ПРИБЕРЕЖНІЙ ЗОНІ МОРЯ .....</b>   | <b>159</b> |
| 7.1 Гідро- та літодинамічний блоки сумісної моделі прибережної вітрохвильової циркуляції вод .....   | 159        |
| 7.2 Умови проведення чисельних експериментів.....  | 165        |
| 7.3 Аналіз результатів моделювання вітрового хвилювання та літодинамічних процесів в прибережній до лиману акваторії моря .....                    | 166        |
| <b>ВИСНОВКИ.....</b>   | <b>170</b> |
| <b>ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ .....</b>  | <b>174</b> |

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ  
ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

GPS – Global position system (Глобальна система позиціонування)

WGS – World geodesic system (Світова геодезична система)

б. – балка

БС – Балтійська система висот

вдсх – водосховище

водпост, в/п. – водомірний пост

ВМО – Всесвітня метеорологічна організація

га – гектар

ГМО – гідрометеорологічна обсерваторія

ГМС – гідрометеорологічна станція

км – кілометр

лим. – лиман

м – метр

м. – місто

м. ум. – відмітка в метрах в умовній системі висот

м/п. – метеорологічний пост

м/ст. – метеорологічна станція

НДР – науково-дослідна робота

ОГМІ – Одеський гідрометеорологічний інститут

ОДЕКУ – Одеський державний екологічний університет

оз. – озеро

р. – річка, рік

РЛП – регіональний ландшафтний парк

рр. – річки, роки

с. – селище

СК-42 – система координат і висот 1942 року

см – сантиметр

сmt – селище міського типу

тис. – тисяч

УкрПівденДІПроВодГосп – Український південний державний інститут проектування водного господарства

ум. – умовна система висот

ум. од. – умовна одиниця

ШВ – штучна водойма

шт. – штук



## ВСТУП

Тілігульський лиман є однією з найбільших водойм в групі закритих лиманів Північно-Західного узбережжя Чорного моря. Цей солоний лиман відомий як досить популярний рекреаційний і бальнеологічний об'єкт з великою кількістю пляжів та запасів лікувальних мінеральних магнієво-натрієвих мулових грязей.

Актуальність НДР «Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману» обумовлена тим, що на сьогодні невпорядкованість водообміну між лиманом і морем призводить або до обміління Тілігульського лиману (за 2007-2009 рр. майже на 1 м) і як наслідок – значного підвищення солоності його води та її перегрівання влітку й переохолодження взимку, або, як наприклад, в 2010 р., до потрапляння в лиман через відкритий влітку канал чужорідних водоростей, інтенсивний розвиток і деструкція яких, призвели до гіпоксії (дефіциту кисню) на значній частині водойми і як наслідок – загибелі значної кількості риби в лимані (в липні-вересні 2010 р.).

Під загрозою зникнення опинилися близько 30 видів риб, 208 видів водоростей і багатьох інших представників унікальної флори та фауни лиману, який ще в 1971 р. включено до міжнародного списку водно-болотних угідь, що охороняються Рамсарською конвенцією. Крім того в прибережній смузі лиману мешкають рідкісні види змій, фазани, зайці, лисиці та навіть вовки й інші біонти, які також є складовою унікальної екосистеми лиману, а розташована на лимані Коса Стрільця є загальнозоологічним заповідником [1].

Однією з причин порушення та припинення водообміну лиману з морем є замулення з'єднувального каналу «лиман-море», довжина якого близько 3,7 км, а ширина майже 30 м. На сьогодні водно-сольовий і в тій або іншій мірі температурний режими Тілігульського лиману залежать головним чином від об'єму поверхневого припливу води зі стоком р. Тілігул, співвідношення кількості атмосферних опадів, що випадають на водне дзеркало лиману та об'єму випаровування з нього, а також об'єму морських вод, які надходять до водойми через з'єднувальний канал «лиман-море» [2].

Однак треба зауважити, що вплинути якимось чином на кількість атмосферних опадів та об'єм випаровування практично неможливо. Збільшити водний стік річок з водозбірного басейну Тілігульського лиману в умовах глобального потепління та значного регулювання їх природного стоку води на сьогодні також майже виключено (ставків і водосховищ в басейні р. Тілігул в різні роки налічувалося від 114 шт. – в 1987 р. [3] до 94 шт. – в 1994 р. [4]).

Отже, єдиним шляхом, який дозволить ефективно регулювати водно-сольовий режим, а відповідно й гідроекологічний стан Тілігульського лиману, залишається оптимізація водообміну через канал «лиман-море». Крім того, треба зауважити, що штучне поєднання Тілігульського лиману з Чорним морем, це фактично відновлення природного водообміну, який існував між цими водоймами до середини ХІХ сторіччя [2, 5, 6].

В зв'язку з цим, мета роботи полягала в оцінці сучасних та розрахунку оптимальних гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» (на основі гідравлічних розрахунків та гідродинамічного моделювання) для розробки рекомендацій по збереженню унікальних природних ресурсів лиману.

Для досягнення мети роботи необхідно було виконати наступні завдання:

- розрахувати поверхневий стік води річок в басейні лиману;
- оцінити гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море»;
- виконати натурні експедиційні дослідження акваторій Тілігульського лиману, водних об'єктів пересипу та прилеглої до лиману частини моря;
- адоптувати до умов лиману числову гідродинамічну модель;
- виконати розрахунок водообміну між лиманом та морем при сучасних гідравліко-морфометричних характеристик каналу та оптимальних, при яких підтримувався б сприятливий екологічний стан лиману (на основі гідравлічних розрахунків та гідродинамічного моделювання);
- розробити науково-обґрунтовані рекомендації щодо відновлення та подальшого підтримання сприятливого екологічного стану природного лиманного комплексу за рахунок оптимізації водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море».

Для досягнення мети та вирішення завдань роботи, восени 2010 р. були виконані натурні експедиційні дослідження акваторії Тілігульського лиману, водних об'єктів пересипу та прилеглої до лиману частини моря. Результати цих обстежень дозволили оцінити сучасний рельєф дна лиману, каналу, озер пересипу, прилеглої до лиману частини моря, побудувати плани водойм в ізобатах, криві об'ємів і площ водної поверхні лиману та озер.

В процесі виконання експедиційних досліджень також були проведені візуальні спостереження поверхні водойм (наявність нафтових або масляних плівок, загибель риби, рослин і т. п.), визначені солоність, мінералізація та фізико-хімічні властивості води (температура, запах, прозорість, вміст розчиненого кисню й ін.).

Крім результатів експедиційних досліджень в НДР використовувалися результати стаціонарних метеорологічних, гідрологічних й інших спостережень на гідрологічних постах Гідрометеорологічного центра Чорного та Азовського морів на Тілігульському лимані – в смт Коблеве, р. Тілігул – смт Березівка та

с. Новоукраїнка [7], на Чорному морі – в м. Южне, а також результати метеорологічних спостережень на метеостанціях в смт Любашівка, в м. Южне та в м. Одеса (дані ГМО). Крім цього використані матеріали, які в режимі вільного доступу можна знайти на електронних ресурсах мережі Інтернет [8] та в науково-довідниковій літературі [9, 10, 11, 12 й ін.].

Перед початком робіт і в процесі їх виконання постійно використовувалися растрові карти з масштабами 1:50000, 1:100000 і 1:200000, векторні карти місцевості та рельєфу поверхні з масштабом 1:20000, сучасні супутникові знімки водних об'єктів екосистеми Тілігульського лиману з масштабом 1:5000 [13] для складання схем виконання вимірювальних робіт та аналізу розташування водойм лиманного комплексу.

За результатами виконання НДР запропоновані рекомендації щодо відновлення та подальшого підтримання сприятливого екологічного стану гідроекосистеми Тілігульського лиману за рахунок оптимізації водообміну через канал «лиман-море».

## 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ І РЕСУРСІВ ТА ЕКОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ТІЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Тілігульський лиман – це найбільший закритий лиман Північно-Західного узбережжя Чорного моря (рис. 1.1). За його осьової лінією проведена адміністративна межа між Комінтернівським і Березівським районами Одеської області (західний – правий берег лиману) та Березанським районом Миколаївської області (східний – лівий берег лиману) України. У лиман впадає декілька річок, найбільшою з яких є р. Тілігул [3, 4].



Рисунок 1.1 – Місцезположення та карта-схема Тілігульського лиману

### 1.1 Формування та геолого-геоморфологічна характеристика лиману

Виникнення Тілігульського лиману, як й інших закритих лиманів в цьому регіоні відносять до середнього пліоцену, до якого Причорномор'я було низинною рівниною [6]. Підняття земної поверхні, яке відбулося в цей період, викликало процес розчленування рельєфу та утворення річкових долин, гирлові ділянки яких за період середнього та пізнього пліоцену поглибилися на 25-30 м.

Море, що наступило на ці ділянки річок, й обумовило утворення лиманів Причорномор'я. Пізніше, у зв'язку з чергуванням регресії та трансгресії, неодноразово змінювалися обриси лиманів. Наступні коливання рівня моря, у тому числі фанаторійська регресія (4,5-4,4 тис. років до н. е. – II-III ст. н. е.) і німорейська трансгресія (триває понині), вплинули на сучасні розміри та конфігурацію лиману.

У розвитку улоговини Тілігульського лиману виділяють дві стадії: річкова долина та лиман. Остання стадія поділяється на 2 етапи:

- а) етап існування відкритого естуарію;
- б) лиманний етап, коли водойма майже втратила зв'язок з морем.

Відділення Тілігульського лиману від моря відбулося, відповідно матеріалам наукової літератури, в середині XIX сторіччя [2, 5, 6, 12].

Геологічна будова Тілігульського лиману утворена палеогеновими, неогеновими та четвертинними відкладеннями. Долина водойми знаходиться нижче рівня моря на 15-20 м. Схили лиману складаються з вапнякових, глинистих і глинисто-піщаних відкладень. Останні відіграють основну роль у процесі перерозподілу відкладів та накопичення в лимані мінеральної маси.

За геоморфологічним положенням Тілігульський лиман є частиною морської акумулятивної рівнини – Причорноморської низовини, та розташований на південній частині Одеської рівнини.

Характерними геоморфологічними особливостями лиману є:

- а) надзвичайна звивистість берегової лінії водойми, що повторює меандри стародавнього русла річки, з великою кількістю кіс і балок, утворених невеликими річками та струмками, які влітку пересихають;
- б) незначна ширина лиману в порівнянні з довжиною;
- в) крутий правий берег і пологий лівий;
- г) вісь лиману розташована практично під прямим кутом до берегової лінії моря;
- д) поступовий перехід лиманної улоговини в долину річки.

Значна довжина долини (більше 60 км) і чисельні балки, що впадають в лиман, свідчать про повноводність річок, які колись існували тут. Про це також свідчать і чисельні коси та миси, що утворилися за рахунок виносу твердих речовин з водним стоком річок і балок.

За глибиною лиман поділяється на три райони:

- а) північний – мілководний район;
- б) середній – невеликий за довжиною, але найбільш глибоководний;
- в) південний – невеликий за площею і також глибоководний.

Донні відклади Тілігульського лиману різноманітні за складом і розподіляються відповідно до вказаних районів. Так у південній частині лиману переважає пісок з розбитою черепашкою, у північній – мулкий пісок, а у найглибших місцях – чорний і сірий мули з піском і черепашками.

Крім того, Тілігульський лиман є однією з небагатьох водойм Причорномор'я, в якому значну площу займають кам'янисті ґрунти, а у деяких місцях дно лиману вкрите шаром чорних мулів – лікувальні грязі [6].

Піщаний пересип Тілігульського лиману, який сформувався приблизно в кінці XVIII ст. – на початку XIX ст., з шириною 7 км та довжиною – 4 км, є своєрідним лугом з солончаками, на якому утворилися декілька солоних озер, що з'єднуються між собою протоками. Прибережна до моря частина пересипу складається з кварцового піску, а також черепашок і стулок мідій.

Топографічна і геоморфологічна особливість пересипу полягає в тому, що за його будовою добре простежується процес відділення лиману від моря, який відбувався останні 150-200 років. Аналіз цих особливостей вказує на те, що пересип утворився в результаті виносу твердого стоку річковими водами та одночасного наміву піщано-черепашкових наносів з боку моря між двома косами, які існували в проливі між лиманом та морем [6].

## 1.2 Кліматична характеристика території лиману

Клімат даної території помірно-континентальний з недостатнім зволоженням, нетривалою м'якою зимою та тривалим жарким літом. Характерні різкі коливання величин метеорологічних величин, як в перебігу року, так і на протязі діб. Однак, безпосередня близькість до моря згладжує коливання температури та вологості повітря в літній період року.

### 1.2.1 Загальна характеристика кліматичних умов території лиману

Нижче наведені загальні риси клімату території лиману за сезонами року.

Літо тривале (130-140 діб), характеризується великою кількістю сонячної радіації, високими значеннями температур повітря та їх стійкістю: більше двох місяців (липень, серпень) середня добова температура повітря перевищує 20 °С, максимальна температура – 38,3 °С відмічена в червні 1926 р.

Літом спостерігаються тривалі періоди без опадів, іноді до двох місяців. Оподи головним чином випадають у вигляді злив. Максимальна добова сума опадів зареєстрована 8 червня 1926 р. та становить 103 мм.

Влітку переважають північно-західні та північні вітри. Повторюваність їх в цей період досягає 22 %. Ці величини відображають бризовий характер циркуляції та північно-західне перенесення повітряних мас в літній період. Середньомісячні величини швидкості вітру в цей час найнижчі протягом року.

Осінь, тривалість якої становить близько 60 діб, відносно тепла. Опадів небагато (60-70 мм за сезон), випадають вони у вигляді тривалих дощів, мряки. Хмарність в цей період збільшується. У листопаді налічується до 70 % похмурих днів. Вітри – північно-західні, північно-східні та східні, їх швидкості в порівнянні з літом зростають.

Зима триває близько 80 діб і відрізняється значною мінливістю погоди. Спостерігаються часті відлиги. Середньодобова температура повітря в цей період коливається в широких межах: від мінус 20 °С до плюс 15 °С.

Найбільш холодними є друга та третя декади січня, а також перша декада лютого. Мінімальна температура повітря в цей час досягає мінус 28 °С, а середньомісячна – мінус 4,7 °С.

Зима характеризується значною хмарністю (до 77 % похмурих днів), випаданням опадів невеликої кількості (70-90 мм за сезон). Переважає вітер північного напрямку, із швидкістю значно вищою, ніж влітку та восени.

Повторюваність вітрів із швидкістю 6-10 м/с становить близько 30-32 %, а 11-15 м/с – 2,5 %.

Весна відносно коротка, близько 2 місяців, з інтенсивним наростанням кількості сонячної радіації, швидким зростанням температур повітря. Сума опадів досягає 100-110 мм, які частіше випадають у вигляді злив. Навесні переважають вітри південного (повторюваність 20 %) і північного (15 %) напрямів, що пояснюється розвитком бризів.

### 1.2.2 Характеристика атмосферних опадів на території лиману

Для характеристики атмосферних опадів на території лиману були використані річні суми опадів ( $P_o$ , мм) по м/ст. Одеса – ГМО за період з 1894 по 2008 рр. (рис. 1.2).

На рис. 1.2 можна бачити, що найбільша річна сума опадів була у 1970 р. і становила 678,7 мм, а найменша у 1921 р. – 190,9 мм. Також цей графік свідчить про те, що з 1894 по 2008 рр., має місце позитивний тренд, а річна сума опадів за ХХ ст. збільшилася майже 100 мм [14].

Якщо не враховувати перерви у спостереженнях (у 1904 і 1941-1944 рр.), то рівняння цього тренду атмосферних опадів буде мати вигляд:

$$P_o = 1,51 \cdot n + 322, \quad (1.1)$$

де  $n$  – порядковий номер років спостережень, починаючи з 1894 р.

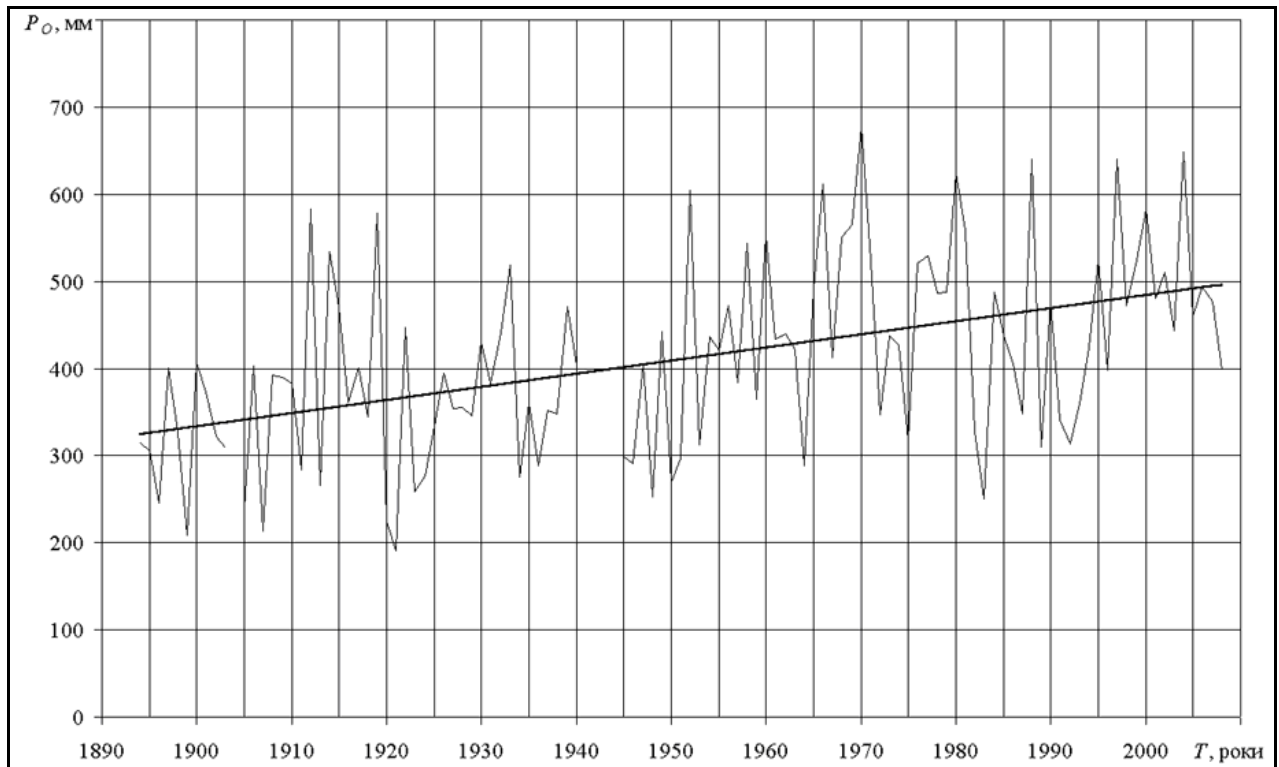


Рисунок 1.2 – Багаторічний хід річних сум атмосферних опадів,  $P_o$ , мм (за даними м/ст. Одеса – ГМО за період з 1894 по 2008 рр.) [14]

Для рядів місячних сум опадів по м/ст. Одеса – ГМО за період з 1894 по 2008 рр. були розраховані середні багаторічні місячні суми опадів ( $\bar{P}_o$ , мм), які наведені в табл. 1.1 та на рис. 1.3.

Таблиця 1.1 – Середні багаторічні суми опадів,  $\bar{P}_o$ , мм, за даними м/ст. Одеса – ГМО за період з 1894 по 2008 рр.

| Місяці           | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | За рік |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| $\bar{P}_o$ , мм | 31,2 | 29,9 | 26,3 | 28,1 | 34,9 | 47,4 | 40,2 | 34,9 | 35,0 | 32,6 | 37,3 | 33,8 | 411,6  |

Як видно з табл. 1.1 та рис. 1.3, опади досить рівномірно (за виключенням червня і липня) розподілені серед місяців року, збільшуючись від 26,3 мм – у березні, до 47,4 мм – у червні. Середня багаторічна кількість річних опадів за період з 1894 по 2008 рр. складає 411,6 мм.



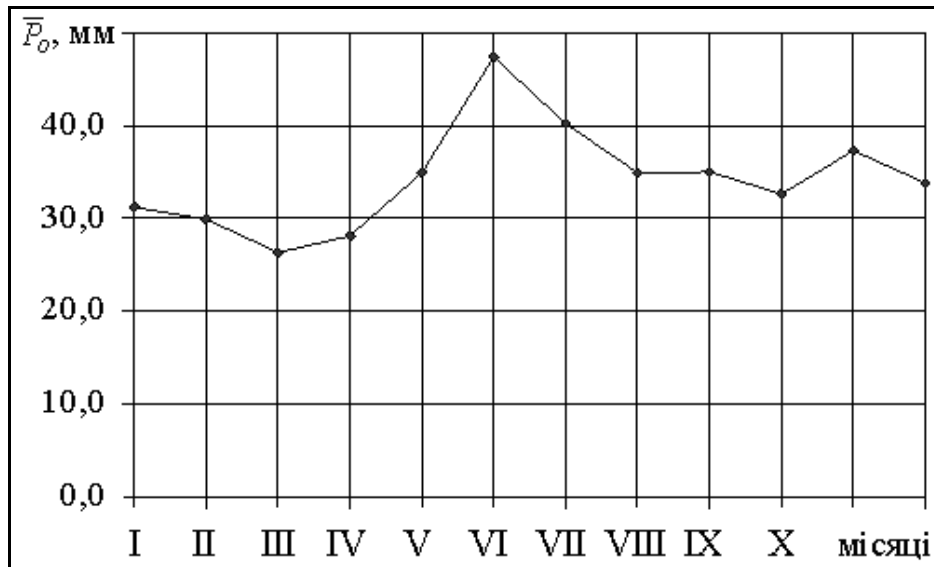


Рисунок 1.3 – Внутрішньорічний розподіл місячних сум опадів,  $\bar{P}_0$ , мм, за даними м/ст. Одеса – ГМО

### 1.2.3 Випаровування з водної поверхні лиману

Випаровування з водної поверхні прісних водойм в Північно-Західного Причорномор'я коливається від 639 до 886 мм за рік, при нормі 764 мм за рік.

Аналіз випаровування з водного дзеркала Тілігульського лиману можна виконати за даними м/ст. Болград на прісному оз. Ялпуг за період з 1960 по 2007 рр. (табл. 1.2, рис. 1.4).

Таблиця 1.2 – Середні багаторічні місячні та річна величини випаровування ( $E_B$ , мм)

| Місяці     | I | II | III  | IV   | V     | VI    | VII   | VIII  | IX   | X    | XI   | XII | За рік |
|------------|---|----|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|-----|--------|
| $E_B$ , мм | - | -  | 42,8 | 65,7 | 105,5 | 131,6 | 151,5 | 139,8 | 96,6 | 58,2 | 25,1 | 9,9 | 776,7  |

Як видно з табл. 1.2 та рис. 1.4, найбільші середньобагаторічні місячні значення випаровування спостерігаються влітку, а саме: у червні – 131,6 мм, у липні – 151,5 мм та у серпні – 139,8 мм. Середня за період з 1960 по 2007 рр. річна величина випаровування за даними м/ст. Болград на прісному оз. Ялпуг становить 776,7 мм. Найбільше річне випаровування спостерігалось у 1972 р. і складало 1151 мм, найменше – у 1978 р. і складало 645 мм.

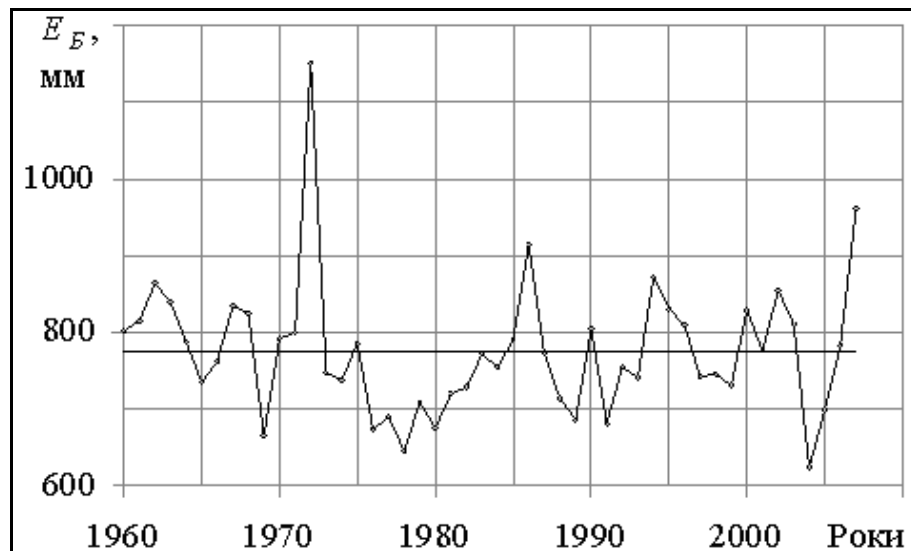


Рисунок 1.4 – Багаторічні зміни річних величин випаровування,  $E_B$ , мм (за даними м/ст. Болград на прісному оз. Ялпуг за 1960-2007 рр.) [14]

Однак, відомо, що інтенсивність випаровування з поверхні солоних водойм залежить від концентрації їх розсолів та складу солей. Для порівняння величин випаровування розсолів різної концентрації можна використовувати коефіцієнт випаровуваності  $k_S$ , який розраховується як співвідношення величин випаровування розсолу тієї чи іншої концентрації до величини випаровування прісної води. Він завжди менше одиниці та зменшується з підвищенням солоності води ( $S$ , ‰). Солоність води Тілігульського лиману та прилеглих до нього озер пересипу в залежності від водності коливалася в діапазоні від 0,24 до 40 ‰ [1]. Для води з солоністю в діапазоні від 0 до 60 ‰ середні значення перехідних коефіцієнтів для розрахунку випаровування з водної поверхні водойм наводяться у роботі Боброва С.М. [15]. З урахуванням цих даних в табл. 1.3 наведені перехідні коефіцієнти ( $k_S$ ) для розрахунку величини випаровування, при різній солоності води ( $S$ , ‰), та їх середні багаторічні значення для Тілігульського лиману ( $E_T$ , мм).

Таблиця 1.3 – Перехідні коефіцієнти  $k_S$  та середні багаторічні значення випаровування з водного дзеркала лиману  $E_T$ , мм, при різній солоності  $S$ , ‰

| $S$ , ‰ | $k_S$ | $E_T$ , мм |      |       |       |       |       |      |      |      |        |
|---------|-------|------------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|--------|
|         |       | III        | IV   | V     | VI    | VII   | VIII  | IX   | X    | XI   | За рік |
| 0       | 1,00  | 42,8       | 65,7 | 105,5 | 131,6 | 151,5 | 139,8 | 96,6 | 58,2 | 25,1 | 776,7  |
| 10      | 0,97  | 42,0       | 64,0 | 102,0 | 128,0 | 147,0 | 136,0 | 94,0 | 56,0 | 24,0 | 753,0  |
| 20      | 0,93  | 40,0       | 61,0 | 98,0  | 122,0 | 141,0 | 130,0 | 90,0 | 54,0 | 23,0 | 722,0  |
| 40      | 0,87  | 37,0       | 57,0 | 92,0  | 116,0 | 133,0 | 128,0 | 87,0 | 50,0 | 22,0 | 676,0  |

З табл. 1.3 можна бачити, що річний шар випаровування змінюється від 776,7 мм для прісної води до 676,0 мм – при солоності на рівні 40 ‰. З цієї таблиці також можна бачити, що внутрішньорічний розподіл випаровування при різній солоності води Тілігульського лиману є синхронним з внутрішньорічним розподілом випаровування з прісних водойм Північно-Західного Причорномор'я (за даними м/ст. Болград).

### 1.3 Рекреаційні ресурси та екологічні проблеми лиману

Одним з найцінніших рекреаційно-лікувальних багатств Тілігульського лиману є запаси лікувальних мінеральних магнезієво-натрієвих мулових грязей. Балансові запаси лікувальних грязей цього лиману складають за оцінками спеціалістів близько 15,8 тис. м<sup>3</sup> або 14 млн. тонн [16].

Для рекреаційного використання Тілігульського лиману незаперечне значення надається морфологічним особливостям берегів водойми. Так для значної частини узбережжя лиману характерні абразійні та абразійно-зсувні процеси – обвальні типи берегів, які поширені більш ніж на 41,8 % всієї довжини берегів. Найбільший розвиток такі зсувні процеси отримали на узбережжі біля населених пунктів: смт Коблево, с. Ташине та с. Червона Нива. Певну частину берегів руйнує яружна ерозія, яка пов'язана з формуванням тимчасових поверхневих водотоків під час весняного водопілля та паводків. Акумулятивні форми берегів переважають та займають понад 58 % узбережжя.

Отже, рекреаційна цінність пляжів, пересипу та мисів (кіс) лиману – як місце для сонячних і повітряних ванн, визначається просторістю їхніх площ, сприятливою поверхнею, захищеністю від сильних і частих вітрів, шириною мілководної зони (до глибини 1,2 м), характером і щільністю водної рослинності, спрямованістю сонячної експозиції, наявністю поблизу деревно-чагарникових насаджень і т. д. Тому лиманні коси та пересип характеризуються високим балом пляжної привабливості, а більшість пляжів розташовані поблизу прибережних поселень.

Крім того, береги лиману активно використовують для тимчасових рекреаційних форм у вигляді дачних і садових товариств та кооперативів, що отримали активний поштовх до розвитку ще в кінці ХХ ст.

На східному та західному берегах лиману в розташовані два однойменних регіональних ландшафтних парку (РЛП): РЛП «Тілігульський» в Одеській обл. (13954 га, створений в 1997 р.) та РЛП «Тілігульський» в Миколаївській обл. (8195,4 га, створений в 1995 р.) [16].

Тілігульський лиман входить в міжнародний список Рамсарської конвенції про захист водно-болотних угідь.

За оцінками багатьох експертів-екологів Тілігульський лиман є однією з найчистіших водойм України [16]. Це пов'язано з відсутністю на його берегах розвиненої інфраструктури та, пов'язаних з цим, скидів каналізаційних (комунально-побутових) вод і промислових стоків.

Забруднення лиману має локальний характер. В основному забрудненню підлягають береги в районі дачних масивів і селищ, які кожного року вкриваються пластиком і скляним посудом та іншим побутовим сміттям. Навесні його прибирають добровольці. Проте слід зауважити, що узбережжя Тілігульського лиману в цілому набагато чистіше за штучні пляжі м. Одеси.

Деяку шкоду екологічному стану водойми надає змив з поверхневим стоком води залишків добрив та отрутохімікатів з розташованих на водозбірному басейні лиману сільськогосподарських угідь селищ Кордон, Марьянівка, Пшенянове, Петрівка, Калинівка та численних садових масивів на західному «Одеському» березі.

Головною ж екологічною проблемою Тілігульського лиману впродовж останнього десятиріччя є катастрофічне обміління водойми й пов'язане з цим, збільшення солоності води та масова загибель гідробіонтів лиману. Критичним для лиману став період з 2007 по 2009 рр. Причиною цього була відсутність поверхневого припливу води до лиману з його водозбірного басейну (за рахунок регулювання річкового стоку значною кількістю ставків і водосховищ), значного випаровування з водної поверхні лиману та відсутність водообміну з морем через з'єднувальний канал «лиман-море».

Влітку, виключно посушливого, 2007 р. лиман обмілів на стільки, що навіть акваторія затоки в районі смт Любопіль (нижня, південно-західна частина лиману) пересохла на 50 %. Для того, щоб збільшити рівень води у водоймі, канал «лиман-море» було знову відкрито. Але це короточасне поєднання лиману з морем не врятувало водойму від подальшого обміління, і вже влітку 2008 р. вузькі до цього пляжі на тілігульських косах стали ширшими на 20-30 м, а Ранжева коса, зовсім «позбулася» води та почала стрімко заростати очеретом і болотяними травами (хоча ще в 2006 р. на цьому місці тягнулося мілководдя з безліччю острівців – місце гніздування значної кількості перелітних птахів).

Обміління лиману негативно впливає на видову різноманітність іхтіофауни водойми. Раніше в умовах опрісненої північної частини Тілігульського лиману у весняний період нерестилися прісноводі (сазан, карась, окунь, судак), а солонуватій південній частині – морські види (кефаль, бички, і камбала-глоса).

В результаті різкого зниження поверхневого стоку і нераціонального використання з'єднувального каналу в лимані зросла солоність води, яка сприяла зміні домінуючого солонуватого комплексу риб на морській, із значно меншим видовим різноманіттям.

Найбільш негативно цей процес відобразився на вершині лиману, яка раніше слугувала місцем нересту прісноводних і солонуватих риб. Влітку 1999, 2000, 2001, 2006, 2007 рр. в різних районах лиману спостерігалися локальні замори риб – значні загибелі бичків і глоси. Однією з причин їх загибелі було зниження кисню у воді. Але в 2010 р. значні замори риб, через зниження вмісту кисню у воді, пов'язані з потраплянням в лиман, через відкритий влітку канал, чужорідних водоростей. Інтенсивний розвиток і деструкція цих водоростей, призвели до гіпоксії (дефіциту кисню) на значній частині водойми і як наслідок – загибелі великої кількості риби в лимані (в липні-вересні 2010 р.). Регульований водообмін між лиманом та морем дозволить підвищити рибопродуктивність водойми, уникнути заморів риб і розширити видовий склад іхтіофауни.

Екологічними проблемами Тілігульського лиману є також постійнодіюча добича піску, браконьєрський вилов риби (у промислових масштабах), неконтрольоване полювання на узбережжі водойми й деякі інші.

## 2 ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМУ ТА ГІДРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТІЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Зміна рівня води в лимані відбувається при зміні об'єму водойми та при порушенні горизонтального положення поверхні води. Останнє пов'язано з вітровими згонами та нагонами води. Вітрові денівеляції рівня води на таких лиманах можуть досягати 20-40 см та більше.

В свою чергу водність лиману впливає на гідрохімічні показники води, насамперед – вміст кисню та солоність води лиману.

### 2.1 Характеристика пунктів гідрологічних спостережень

Стаціонарні спостереження за водним режимом Тілігульського лиману та річок його басейну розпочаті ще у 1860 р. і продовжуються до тепер на трьох водомірних постах [7]:

- а) лим. Тілігульський – смт Коблево;
- б) р. Тілігул – смт Брезівка;
- в) р. Тілігул – с. Новоукраїнка.

#### 2.1.1 Характеристика водпоста лим. Тілігульський – смт Коблево

Водомірний пост діяв до 1988 р. та був розташований в східній частині лиману на дамбі автотраси «Одеса-Миколаїв».

Відмітка нуля графіка становила мінус 4,11 м БС [7].

До 1930 р. спостереження за рівнем води на водомірному посту виконували з використанням з дерев'яних паль та основного репера. В 1941 р. палі водомірного посту замінили на металеві. Рівень води над нулями спостережень (над голівками паль) вимірювався металевою рейкою.

Температура води на водпосту вимірювалася в 3 м від урізу води.

Товщина льоду вимірювалася в 60-100 м від берега та біля берега.

Прилегла до водомірного поста місцевість рівнинна, поросла скудною трав'янистою рослинністю, використовується під сільськогосподарські угіддя. Берега висотою 15-25 м, круті, місцями обривисті, слабо посічені. Узбережжя низинне, складене піском та ракушняком. Дно мулисте, в прибережній полосі піщане, при вітрах північної чверті спостерігається сильне хвилювання.

В липні 1958 р. лиман було з'єднано каналом з морем [7].

### 2.1.2 Характеристика водпоста р. Тілігул – смт Березівка

Водомірний пост розташований на південній околиці смт Березівка в 40 м нижче залізничного мосту. Водомірний пост є пальовим, знаходиться на правому березі річки. Відмітка нуля графіка водпоста становить 2,91 м БС [7].

Витрати води вимірюються в гідрометричному створі № 1, який розташований вище за основного створу водомірного поста.

Температура води вимірюється в 40 м вище основного створу водомірного поста на середині річки. Товщина льоду вимірюється в основному створі водомірного поста на середині річки

Прилегла місцевість рівнинна, сильно пересічена балочною мережею. Долина річки трапецеїдальна шириною від 20 до 30 м. Схили долини досягають висоти 80 м, розітнуті ярами, суглинні, використовуються під сільськогосподарські угіддя. Заплава сягає ширини до 0,6 км, двостороння, місцями заросла очеретом, затоплюється при рівні води близько 100 см над нулем графіка водомірного поста.

Русло прямолінійне, шириною до 30 м, схильне до деформації, заросле очеретом і осокою. Дно мулисте, в'язке. При високих рівнях зліва починає діяти протока. Береги пологі, супіщані, порослі осокою й очеретом. В серпні-жовтні 1980 р. в руслі річки здійснені днопоглиблювальні роботи.

В маловодні сезони річка пересихає. Взимку може перемерзати, а в 2,0 км вище поста спостерігаються затори льоду.

Природний стік води річки регулюється господарською діяльністю – вище створу водомірного поста здійснюється забір води на промислове та комунальне водопостачання. Об'єми забору води становлять в середньому  $0,088 \text{ м}^3/\text{с}$ , а скидів –  $0,017 \text{ м}^3/\text{с}$  [7].

### 2.1.3 Характеристика водпоста р. Тілігул – с. Новоукраїнка

Водомірний пост розташований на південно-західній околиці с. Новоукраїнка, в 1,5 км нижче земляної греблі. Водпост є пальовим, знаходиться на лівому березі річки. Відмітка нуля графіка водомірного поста становить 46,96 м БС [7]. На водпосту вимірюються уклон водної поверхні. Верхнім уклонним постом є основний пост, нижній уклонний пост розташований в 166 м нижче основного водпоста.

Витрати води вимірюються в гідрометричному створі № 2 та 4, які розташовані відповідно в 120 м вище та 195 м нижче основного створу водомірного поста, обладнані дерев'яними кладками.

Одиничні проби води на мутність відбираються в гідрометричному створі № 4 в 8,0 м від постійного початку одноточковим способом батометром-пляшкою на штанзі. Проби для визначення механічного складу донних відкладів відбираються також в гідрометричному створі № 4 донним щупом.

Температура води вимірюється в основному створі водпоста біля берега.

Товщина льоду вимірюється основному створі водпоста біля берега та на середині річки.

Прилегла місцевість рівнинна, досить сильний пересічена балочною мережею. Долина річки трапецоїдальна, шириною до 1,5 км. Схили долини сягають висоти 90 м, круті, розітнуті незначно, супіщані, використовуються під сільськогосподарські угіддя. Заплава шириною 250-300 м, зволожена, заросла луговою та болотяною рослинністю, очеретом, затоплюється при рівні води близько 420 см над нулем графіка водомірного поста.

Русло річки звивисте, нестійке, заростає вищою водною рослинністю. У 0,5 км нижче водомірного поста, в результаті постійного розчищення русла, утворилися перекати. Дно на перекатах піщане, тверде, на плесах мулисте.

Береги річки пологі, супіщані, в 0,5 км нижче водомірного поста, за рахунок розчистки русла, берега круті, заввишки 1,5 м, місцями зарослі осокою.

Влітку річка пересихає, а взимку – може перемерзати в 100-150 м вище та в 50-100 м нижче водомірного поста.

На водний режим річки впливають попуски з водосховища, яке розташоване в 1,5 км вище водомірного поста. Природний стік води річки регулюється господарською діяльністю – вище створу водомірного поста здійснюється забір води на промислове та комунальне водопостачання. Об'єми забору води становлять в середньому  $0,088 \text{ м}^3/\text{с}$ , а скидів –  $0,017 \text{ м}^3/\text{с}$  [7].

## 2.2 Водний режим лиману за період стаціонарних спостережень у ХХ ст.

У багаторічному ході середньомісячних та середньорічних рівнів ( $H$ , см) Тілігульського лиману (рис. 2.1-2.3, табл. 2.1) можна відзначити циклічність, що полягає в чергуванні підйомів і спадів рівня відносно середньорічного його значення. Найбільший інтерес представляють зміни рівнів води, пов'язані зі змінами об'єму води в лимані після будови з'єднувального каналу «лиман-море» (1958 р.) [7].

Так, якщо кількість води, що надходить до лиману (атмосферні опади, річкові та морські води й ін.), переважає над її витратами на випаровування, стік води в море й ін., то відбувається підвищення рівня води в лимані, при зворотному співвідношенні – рівень води знижується.



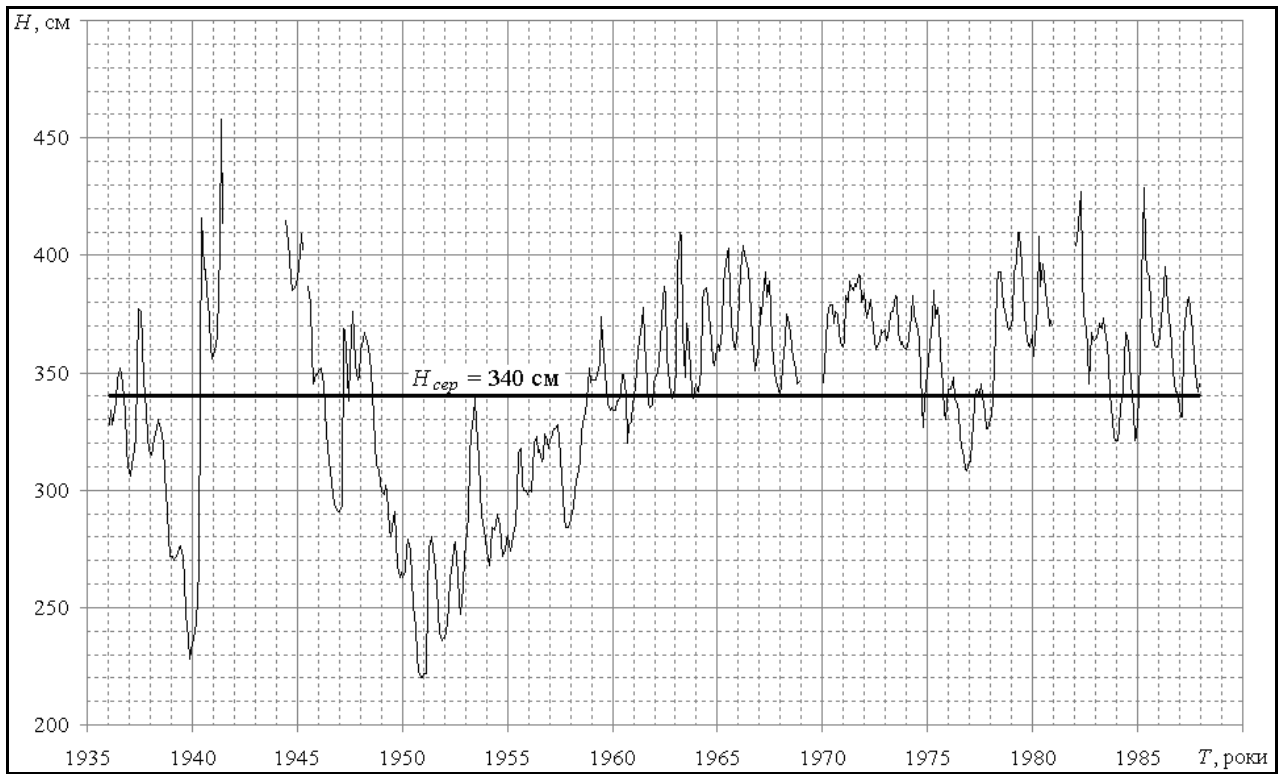


Рисунок 2.1 – Гідрограф середньомісячних рівнів води Тілігульського лиману ( $H$ , см) за період стаціонарних спостережень з 1936 по 1987 рр.



Рисунок 2.2 – Гідрограф середньорічних рівнів води Тілігульського лиману ( $H$ , см) за період стаціонарних спостережень з 1936 по 1987 рр.

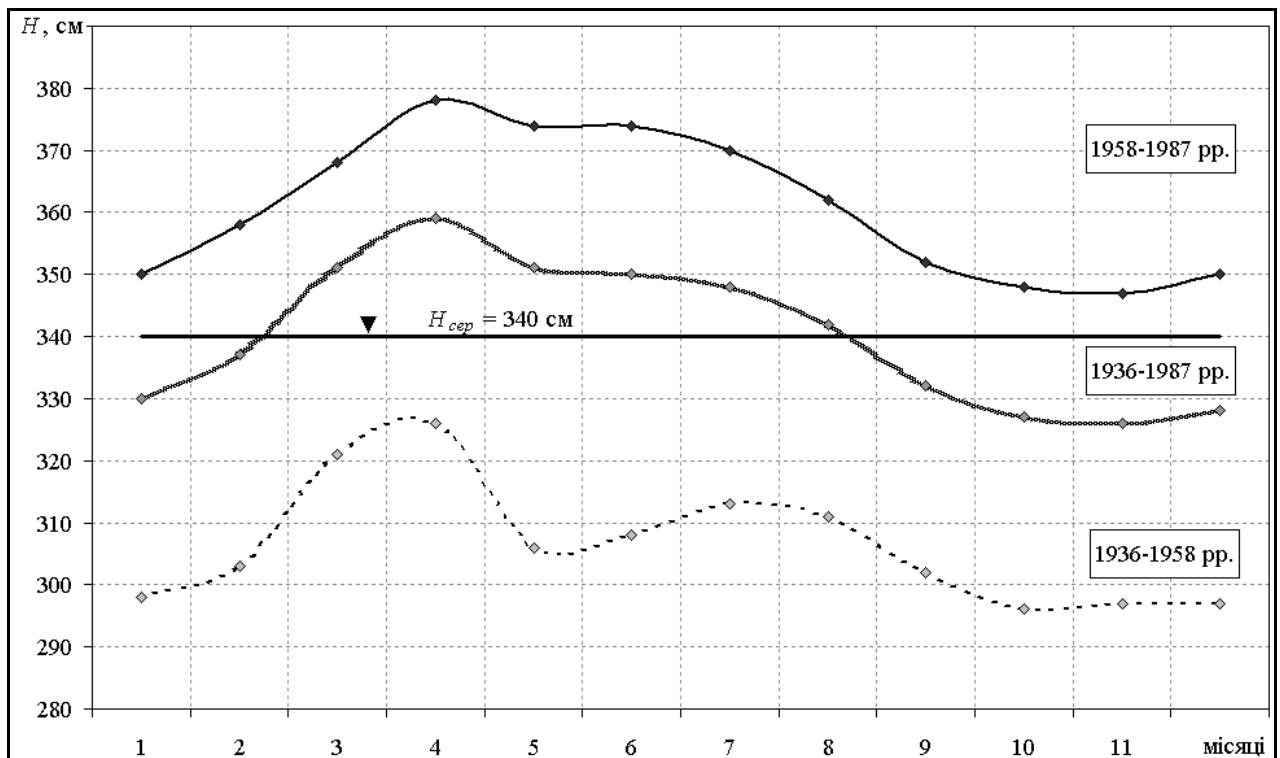


Рисунок 2.3 – Гідрографи середніх багаторічних середньомісячних рівнів води Тілігульського лиману ( $H$ , см) за період стаціонарних спостережень з 1936 по 1987 рр. (з урахуванням дії каналу «лиман-море»)

Таблиця 2.1 – Середньомісячні та річні рівні води Тілігульського лиману ( $H$ , см, над «0» графіка водпоста) за період з 1936 по 1987 рр.

| Рік\Місяць | I        | II       | III      | IV       | V        | VI       | VII      | VIII     | IX        | X         | XI        | XII       | Річні     |
|------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| <i>I</i>   | <i>2</i> | <i>3</i> | <i>4</i> | <i>5</i> | <i>6</i> | <i>7</i> | <i>8</i> | <i>9</i> | <i>10</i> | <i>11</i> | <i>12</i> | <i>13</i> | <i>14</i> |
| 1936       | 328      | 334      | 338      | 347      | 352      | 350      | 345      | 333      | 319       | 310       | 306       | 311       | 331       |
| 1937       | 314      | 322      | 351      | 377      | 376      | 362      | 347      | 334      | 323       | 317       | 315       | 318       | 338       |
| 1938       | 322      | 326      | 330      | 328      | 324      | 319      | 307      | 291      | 281       | 272       | 272       | 270       | 304       |
| 1939       | 271      | 273      | 275      | 276      | 271      | 262      | 247      | 237      | 228       | 232       | 237       | 240       | 254       |
| 1940       | 243      | 267      | 345      | 416      | 294      | 394      | 385      | 373      | 361       | 356       | 359       | 362       | 346       |
| 1941       | 366      | 403      | 458      | 413      | -        | -        | -        | -        | -         | -         | -         | -         | 410       |
| 1942       | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -         | -         | -         | -         | -         |
| 1943       | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -        | -         | -         | -         | -         | -         |
| 1944       | -        | -        | -        | -        | -        | 415      | 411      | 399      | 390       | 385       | 386       | 388       | 396       |
| 1945       | 390      | 401      | 409      | 402      | -        | -        | 387      | 380      | 359       | 345       | 349       | 349       | 377       |
| 1946       | 351      | 352      | 348      | 345      | 324      | 319      | 312      | 304      | 298       | 294       | 292       | 291       | 319       |
| 1947       | 291      | 293      | 369      | 368      | 349      | 338      | 355      | 376      | 366       | 353       | 347       | 348       | 346       |

Продовження таблиці 2.1

| <i>1</i> | <i>2</i> | <i>3</i> | <i>4</i> | <i>5</i> | <i>6</i> | <i>7</i> | <i>8</i> | <i>9</i> | <i>10</i> | <i>11</i> | <i>12</i> | <i>13</i> | <i>14</i> |
|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1948     | 359      | 364      | 367      | 365      | 361      | 256      | 251      | 331      | 320       | 311       | 308       | 303       | 325       |
| 1949     | 299      | 298      | 302      | 299      | 283      | 280      | 284      | 291      | 279       | 268       | 263       | 265       | 284       |
| 1950     | 263      | 265      | 275      | 279      | 274      | 263      | 251      | 242      | 230       | 223       | 220       | 220       | 250       |
| 1951     | 222      | 222      | 256      | 275      | 280      | 275      | 272      | 259      | 248       | 239       | 236       | 237       | 252       |
| 1952     | 237      | 243      | 251      | 262      | 269      | 276      | 278      | 264      | 252       | 247       | 259       | 271       | 259       |
| 1953     | 277      | 289      | 314      | 324      | 332      | 339      | 329      | 313      | 300       | 289       | 283       | 279       | 306       |
| 1954     | 274      | 268      | 274      | 284      | 283      | 285      | 290      | 285      | 278       | 272       | 274       | 279       | 279       |
| 1955     | 281      | 274      | 277      | 281      | 286      | 257      | 316      | 318      | 303       | 300       | 300       | 298       | 291       |
| 1956     | 300      | 299      | 308      | 320      | 323      | 316      | 317      | 312      | 314       | 324       | 321       | 318       | 314       |
| 1957     | 321      | 324      | 326      | 326      | 328      | 322      | 314      | 298      | 288       | 284       | 284       | 285       | 308       |
| 1958     | 288      | 293      | 299      | 304      | 308      | 313      | 325      | 331      | 333       | 338       | 352       | 346       | 319       |
| 1959     | 347      | 347      | 347      | 349      | 354      | 374      | 364      | 351      | 343       | 337       | 334       | 335       | 349       |
| 1960     | 334      | 334      | 338      | 338      | 342      | 349      | 349      | 341      | 320       | 328       | 329       | 337       | 337       |
| 1961     | 339      | 351      | 360      | 364      | 371      | 378      | 364      | 346      | 337       | 335       | 336       | 345       | 352       |
| 1962     | 348      | 350      | 355      | 363      | 381      | 387      | 383      | 357      | 346       | 341       | 339       | 343       | 358       |
| 1963     | 352      | 394      | 410      | 408      | 367      | 348      | 371      | 367      | 352       | 342       | 339       | 345       | 366       |
| 1964     | 343      | 342      | 351      | 380      | 385      | 386      | 383      | 375      | 364       | 355       | 353       | 360       | 365       |
| 1965     | 362      | 359      | 369      | 388      | 393      | 401      | 403      | 383      | 365       | 362       | 360       | 370       | 376       |
| 1966     | 382      | 393      | 404      | 401      | 398      | 394      | 386      | 374      | 358       | 351       | 354       | 362       | 380       |
| 1967     | 378      | 375      | 388      | 393      | 382      | 389      | 378      | 362      | 351       | 346       | 345       | 341       | 369       |
| 1968     | 344      | 353      | 364      | 375      | 373      | 367      | 361      | 356      | 352       | 345       | 346       | 347       | 357       |
| 1970     | 346      | 353      | 373      | 377      | 379      | 379      | 371      | 376      | 375       | 367       | 363       | 361       | 368       |
| 1971     | 363      | 383      | 380      | 389      | 387      | 385      | 388      | 387      | 392       | 391       | 380       | 384       | 384       |
| 1972     | 379      | 373      | 378      | 381      | 375      | 364      | 360      | 361      | 363       | 368       | 367       | 368       | 370       |
| 1973     | 364      | 365      | 375      | 376      | 376      | 383      | 382      | 367      | 362       | 363       | 361       | 360       | 370       |
| 1974     | 361      | 365      | 374      | 383      | 375      | 370      | 368      | 363      | 337       | 327       | 339       | 350       | 359       |
| 1975     | 355      | 362      | 372      | 385      | 373      | 378      | 372      | 358      | 344       | 333       | 330       | 343       | 359       |
| 1976     | 343      | 343      | 348      | 339      | 338      | 334      | 323      | 319      | 314       | 309       | 308       | 312       | 328       |
| 1977     | 312      | 321      | 336      | 342      | 343      | 341      | 345      | 340      | 333       | 326       | 326       | 330       | 333       |
| 1978     | 331      | 339      | 369      | 386      | 393      | 393      | 385      | 379      | 374       | 370       | 368       | 370       | 371       |
| 1979     | 373      | 393      | 397      | 410      | 410      | 396      | 386      | 375      | 364       | 362       | 361       | 366       | 383       |
| 1980     | 327      | 365      | 378      | 408      | 387      | 396      | 391      | 385      | 376       | 370       | 372       | 370       | 377       |
| 1982     | 404      | 407      | 413      | 427      | 394      | 375      | 369      | 361      | 345       | 367       | 365       | 364       | 383       |
| 1983     | 365      | 367      | 371      | 369      | 373      | 369      | 362      | 354      | 341       | 330       | 323       | 321       | 354       |

Продовження таблиці 2.1

| <i>1</i> | <i>2</i> | <i>3</i> | <i>4</i> | <i>5</i> | <i>6</i> | <i>7</i> | <i>8</i> | <i>9</i> | <i>10</i> | <i>11</i> | <i>12</i> | <i>13</i> | <i>14</i> |
|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1984     | 321      | 326      | 335      | 343      | 355      | 367      | 363      | 355      | 346       | 334       | 321       | 322       | 341       |
| 1985     | 339      | 358      | 388      | 429      | 403      | 393      | 391      | 379      | 369       | 362       | 361       | 361       | 378       |
| 1986     | 365      | 373      | 378      | 395      | 388      | 378      | 368      | 362      | 351       | 342       | 342       | 339       | 365       |
| 1987     | 331      | 331      | 365      | 376      | 380      | 382      | 372      | 368      | 356       | 345       | 342       | 346       | 358       |
| Середні  | 330      | 337      | 351      | 359      | 351      | 350      | 348      | 342      | 332       | 327       | 326       | 328       | 340       |

Найбільш високі рівні спостерігаються навесні у квітні за рахунок припливу поверхневих вод. Потім вони плавно знижуються протягом літа та восени, а в жовтні-листопаді спостерігається їх мінімум. Збільшення рівня води з грудня по квітень пов'язано зі зменшенням випаровування в зимово-весняний період, а також наявністю водного стоку в лиман р. Тілігул та інших водотоків. Упродовж періоду з травня по жовтень – відбувається зменшення об'ємів води, накопичених узимку та навесні. Особливо інтенсивне зменшення відзначається з липня по жовтень через значне випаровування, невеликі опади та майже відсутній приплив поверхневих вод.

З рис. 2.1-2.3 та табл. 2.1 можна бачити, що у багаторічному ході рівня води Тілігульського лиману можна виділити три періоди: а) 1936-1960 рр. – період, коли рівень води змінювався від 220 до 460 см; б) 1961-1975 рр. – період, коли середньорічні рівні води, за рахунок дії каналу «лиман-море», не знижувалися нижче свого середнього багаторічного значення, яке становить 340 см; в) 1976-1987 рр. – період зі значними змінами рівня води від 300 до 430 см, коли суттєві зниження рівня води пов'язані з багаторічними перервами в роботі каналу «лиман-море», а підвищення рівня води – з річковим стоком у багатоводні роки та епізодичною дією каналу.

### 2.3 Особливості сучасного гідрологічного режиму Тілігульського лиману

Тілігульський лиман є водоймою, що має обмежений, періодично регульований водообмін з морем. Станом на липень 2007 р., при відмітці поверхні води в лимані мінус 0,6 м БС, його довжина від пересипу до с. Вікторівка по осьовій лінії складала 68 км. Площа водного дзеркала становила 148 км<sup>2</sup>, з яких 135 км<sup>2</sup> – відкритої водної поверхні, з якої 13 км<sup>2</sup> – зарослою очеретом й іншою водяною рослинністю акваторії (у верхів'ї лиману, на ділянці від с. Волкове до с. Вікторівка).

Основним водотоком, який впадає в лиман, і раніше багато в чому визначав його гідрологічний режим, є р. Тілігул. Довжина річки 173 км, площа водозбору 3550 км<sup>2</sup> [17].

У періоди, коли велися регулярні спостереження за гідрологічним режимом р. Тілігул, відмічався край нерівномірний розподіл стоку, як внутрішньорічний, так і в різні за водністю роки. У 1953–1980 рр. середньодобова витрата води в річці в складала 1,01 м<sup>3</sup>/с, а середньорічний об'єм стоку води – 31,9 млн. м<sup>3</sup>. У окремі роки водність річки різко зменшувалася і вона або пересихала, або стік був зникаюче малим (менше 0,001 м<sup>3</sup>/с). Так, в 1976 і 1977 рр. стік води взагалі був відсутнім – річка пересохла. У 1979 р. стік води відбувався з 4 по 19 лютого та з 23 березня по 2 травня, тобто протягом тільки 42 діб [18]. В останні роки було виконано декілька вимірювань витрат води р. Тілігул (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 – Виміряні витрати води, р. Тілігул – смт Березівка за 2004-2010 рр.

| Дата          | Пункт         | Виміряні витрати води,<br>м <sup>3</sup> /с | Добовий стік води,<br>тис. м <sup>3</sup> /д |
|---------------|---------------|---|--|
| 23.03.2004 р. | сmt Березівка | 1,40  | 120  |
| 06.10.2004 р. | сmt Березівка | 0,205                                       | 17,7   |
| 23.03.2005 р. | сmt Березівка | 4,97  | 430  |
| 29.07.2010 р. | сmt Березівка | 0,992                                       | 85,7   |

Стік р. Тілігул, ще у минулому мав досить значний вплив на гідрологічний режим лиману і, особливо, на його північну частину, але на сьогодні не відіграє такої ролі. При об'ємі стоку води в липні 2010 р. близько 2,7 млн. м<sup>3</sup>, за той же період часу тільки з акваторії лиману між с. Волкове та с. Вікторівка, площею 13 км<sup>2</sup>, випарилося близько 3,2 млн. м<sup>3</sup>.

Регулярні спостереження за гідрологічним режимом лиману з деякими перервами продовжувалися 53 роки, з 1936 р. по 1988 р. У жовтні 1988 р. гідрологічні спостереження на водомірному посту в смт Коблеве припинені.

За період спостережень середній за рік мінімальний рівень води спостерігався в 1950 р. та становив мінус 161 см БС, максимальний середньодобовий рівень води припадає на 1979 і 1982 рр. – мінус 24 см БС. Найбільший з спостережених строкових рівнів води дорівнює 62 см БС та спостережений 03.04.1963 р., а найнижчий рівень води – мінус 194 см БС, 28-31.12.1950 р. [19]. Середнє значення річного рівня за період спостережень склало мінус 67 см БС.

Взаємозв'язок між шаром атмосферних опадів, в басейні лиману і його рівнем, простежується дуже слабо. Коефіцієнт кореляції між середніми за рік рівнями і річними сумами опадів становить тільки 0,3, але якщо здвинути значення рівня води на 1 рік, коефіцієнт кореляції зростає до 0,51.

При згладжуванні значень рівнів води і сум опадів по 3-річних циклах, коефіцієнт кореляції між ними становить 0,59. Графік ходу, згладжених по 3-х літнім циклам, середньорічних значень рівнів води і сум атмосферних опадів наведений на рис. 2.4.

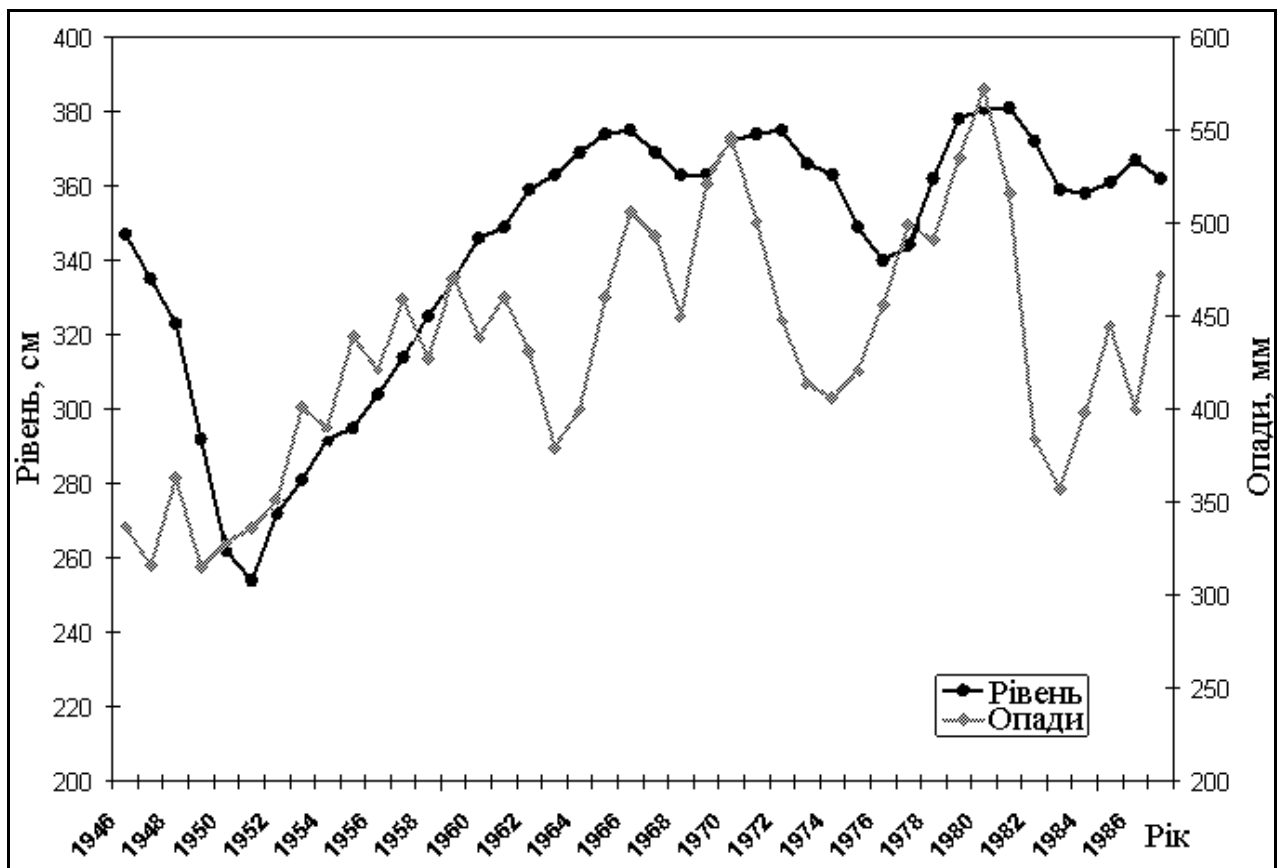


Рисунок 2.4 – Суміщений графік ходу, згладжених по 3-х літнім циклам, середньорічних рівнів води (над «0» графіка вод поста з відміткою мінус 4,11 м БС) і річних сум опадів (за даними м/ст. Одеса – ГМО) за період з 1946 по 1987 рр.

Внутрішньорічний хід середньомісячних значень рівнів характеризувався їх зростанням від мінімального до максимального значення – з січня до квітня, стабільним періодом – в травні-липні, та зниженні, починаючи з серпня, до мінімального значення – в листопаді, яке трималося до січня (рис. 2.5).

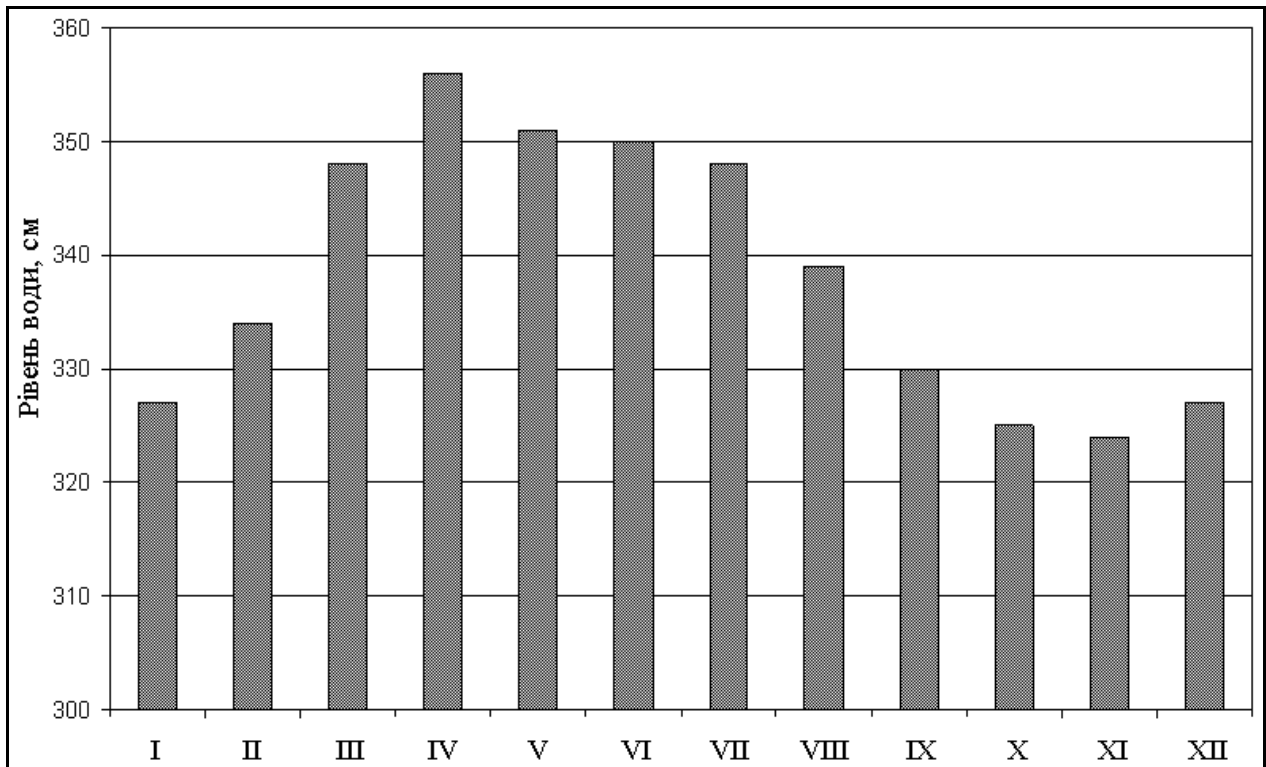


Рисунок 2.5 – Сезонний хід середньомісячних рівнів води Тілігульського лиману (над «0» графіка водпоста з відміткою мінус 4,11 м БС), усереднених за періоди 1934-1941 та 1944-1988 рр.

Після тривалої перерви, в 2003 р. були відновлені спостереження за рівнем води в лимані, які носять епізодичний характер. Це дозволяє хоч би приблизно охарактеризувати режим рівнів води в лимані на сучасному етапі.

Так з березня 2003 р. по листопад 2010 р. було виконано 38 спостережень за рівнем води. Середнє значення рівня за результатами цих спостережень становить мінус 23 см БС. Максимальне значення спостерігалось 19.03.2003 р. та становило 30 см БС, мінімальне – 18.10.2007 р., яке склало мінус 95 см БС. Отже, діапазон коливань рівня в лимані за цей період склав 125 см (рис. 2.6).

Найбільш високі рівні були відмічені весною 2003 р., коли в результаті інтенсивного весняного водопілля в лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком р. Тілігул.

В березні-квітні 2003 р. в Чорне море через канал «лиман-море» поступало щодоби 0,8-1,8 млн. м<sup>3</sup> води [20]. Лише 18 червня цей з'єднувальний канал було закрито.

Середньомісячні відмітки поверхні води в Чорному морі в березні-червні 2003 р., за даними МГС порт Южний, змінювалися від мінус 10 см БС до мінус 17 см БС, а відмітки поверхні води в лимані – від мінус 9 до 30 см БС.

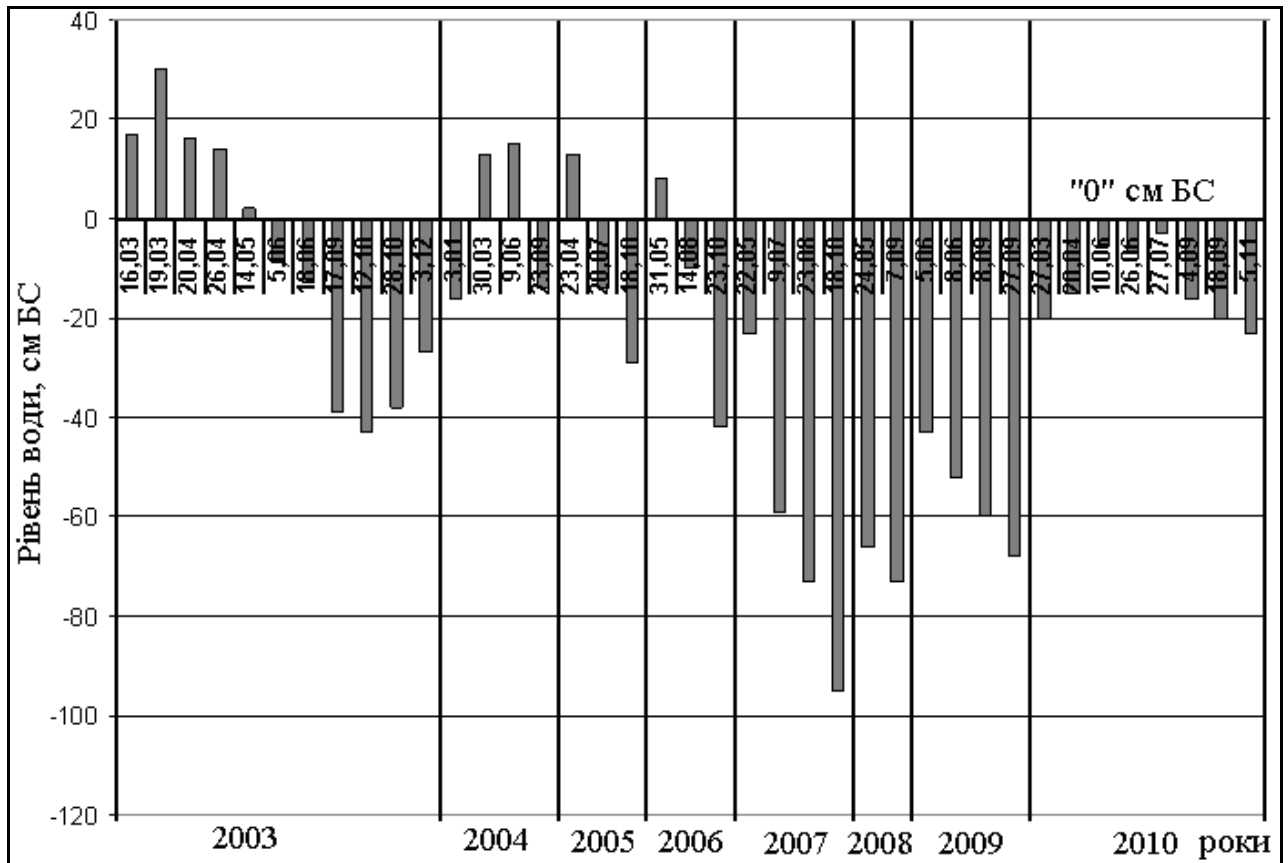


Рисунок 2.6 – Виміряні рівні води Тілігульського лиману в 2003-2010 рр.

Після закриття каналу «лиман-море» почалося зниження рівня води лиману і до кінця 2003 р. він наблизився до відмітки мінус 43 см БС.

До середини 2006 р. зберігалася певна стабільність рівневого режиму, діапазон коливань рівня складав близько 40 см. При відкритті каналу, яке проводилося у весняні місяці, рівень води лиману дещо підвищувався, а в другій половині року – відбувалося його зниження.

З кінця 2006 р. до кінця 2009 р. рівень води лиману різко знизився – до відміток нижче мінус 40 см БС. Періоди, коли канал відкривався, були тривалими, тому кількість морської води, яка поступала через канал в лиман, істотного впливу на рівень води лиману не мала.

Станом на кінець вересня 2009 р. рівень води лиману становив мінус 68 см БС.

У 2007-2009 рр. середня температура повітря за період випаровування – весняно-літньо-осінній період, була 18,1 °С, що на 1,0 °С вище, ніж в період 2003-2006 рр. Це підсилило випаровування з водної поверхні лиману.

За цей же період кількість атмосферних опадів була нижча за річні норми на 10-40 мм. В результаті – рівень води лиману значно знизився.



Взимку 2009-2010 рр. випало 275 мм опадів, при нормі 97 мм. У лиман надійшла значна кількість води з поверхневим стоком. Крім того, з середини березня 2010 р. був відкритий канал на пересипі.

В першому півріччі 2010 р. середній рівень моря становив 8 см БС. При цьому, в березні перевищення рівня моря над рівнем води лиману в середньому складало 30 см. Тому в березні-травні в лиман щодоби через канал надходило 400-500 тис. м<sup>3</sup> води, а в червні-вересні – 140-200 тис. м<sup>3</sup> води за добу. В другій половині вересня канал «лиман-море» було закрито.

В результаті великих об'ємів поверхневого стоку, випадання атмосферних опадів на водну поверхню лиману і надходження морської води через канал рівень лиману до кінця липня 2010 р. підвищився до мінус 3 см БС, тобто об'єм водної маси лиману, не дивлячись на випаровування, збільшився приблизно на 1 км<sup>3</sup>. Різке підвищення температури повітря в серпні 2010 р. (середньомісячна 26,2 °С, при нормі 21,4 °С) активізувало випаровування і рівень води лиману почав знижуватися.

Закриття у вересні 2010 р. каналу «лиман-море» призвело до зниження рівня на 20 см (станом на початок листопада) від максимального значення – в липні. В цілому, в 2010 р. дія каналу на рівне вий режим лиману продовжувалася протягом майже 6 місяців.

Відомо, що Тілігульський лиман у XVII-XIX ст. періодично з'єднувався з Чорним морем. Ще в 1779-1823 рр. існувала дуже широка протока в тілі пересипу. Надалі лиман то відділявся від моря, то знову з'єднувався з ним. Це зумовило значні коливання рівня та солоності води лиману. Солоність води в 1870 р. становила 40,0 ‰, 1883 р. – 5,0-15,0 ‰, 1926 р. – 17,6 ‰, 1978 р. – 14,0-15,0 ‰ [21]. Просторовий розподіл солоності в XX ст. змінювався від 8,6 ‰ у північній частині до 15,0 ‰ у південній [22]. Стаціонарні спостереження за солоністю води лиману не велися.

В серпні 2002 р. був виконаний гідрологічний розріз з 10 станцій по осьовій лінії лиману від с. Софіївка до пересипу. Температура води ( $T_w$ , °С) на акваторії складала від 23,2 до 24,6 °С. Це свідчить про інтенсивне прогрівання всієї водної маси лиману і відсутності температурної стратифікації. Різниця між значеннями солоності ( $S$ , ‰) поверхневого і придонного шарів водної товщі не перевищувала 0,2 ‰, тобто водна маса лиману була однорідною.

В липні 2003 р., коли в лимані відчувалися наслідки весняного водопілля, в північній частині водойми – с. Софіївка, солоність води становила 9,8 ‰, в с. Златоусове в поверхневому шарі води – 11,7 ‰, а в придонному, на глибині 2,7 м – 12,9 ‰. На траверсі с. Калинівка солоність води в поверхневому шарі була 13,1 ‰, а на глибині 3 м – 14,5 ‰. В південній частині – в с. Кошари, солоність була дещо більшою – 16,4 ‰.

Таким чином, значення солоності води в липні 2003 р. змінювалася від північної частини до пересипу з 10,0 до 17,0 ‰.

В вересні 2003 р. солоність води підвищилася до 16,7 ‰ – поблизу с. Калинівки, та до 19,2 ‰ – в районі пересипу.

У жовтні 2003 р., коли канал вже був закритим, солоність морської води була в районі пересипу Тілігульського лиману становила 9,5 ‰, а в каналі, відокремленому від моря перемишкою шириною близько 85 м, – 12,6 ‰. Солоність води на виході каналу в лиман становила 16,4 ‰, при цьому з водойм пересипу та каналу в лиман поступало в середньому 2,70 м<sup>3</sup>/с. Встановлено, що при закритому каналі, рівень води моря перевищував рівень води лиману на 42 см. Враховуючи, що солоність води в каналі була нижча за солоність води в лимані і те, що напрям руху води був з каналу в лиман, можна зробити висновок, що в лиман вода надходила не тільки з водойм пересипу (під дією південного вітру з швидкістю 5,00-7,00 м/с), але й за рахунок фільтрації певних об'ємів води з моря в канал через перемичку, яка їх відокремлювала.

За останні десять років солоність води в лимані змінювалася у значних межах. За результатами спостережень в південній частині лиману – вхід в канал, і поблизу с. Кошари – в 4 км від пересипу, а також в північній частині лиману – поблизу с. Калинівка (26 км від пересипу), побудовано діаграму розподілу солоності в поверхневому шарі води лиману (рис. 2.7).

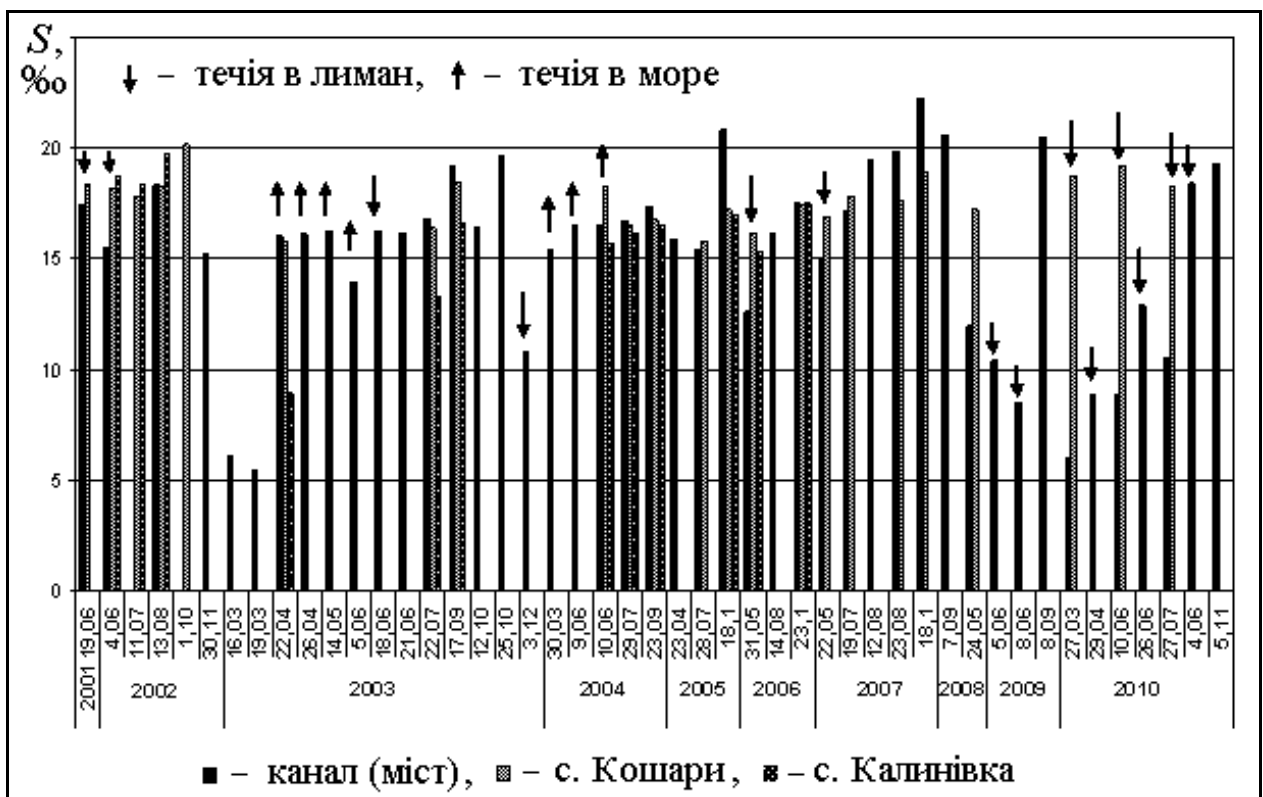


Рисунок 2.7 – Діаграма розподілу солоності води Тілігульського лиману за результатами берегових спостережень в 2001-2010 рр.

З рис. 2.7 можна бачити, що найменші значення солоності – 5,5-6,0 ‰, в південній частині лиману спостерігались навесні 2003 р., що пов'язано з поверхневим припливом прісних вод під час весняного водопілля, а солоності більше 20,0 ‰ – характерні всім осіннім сезонам 2005-2009 рр.

У листопаді 2010 р., не дивлячись на те, що в продовж 6 місяців з моря по каналу поступали великі об'єми води, з середньою солоністю близько 10,0 ‰, після закриття каналу солоність вже на початку листопада досягла 19,3 ‰.

У районі с. Кошари, тобто 4 км на північ від входу в каналу з лиману, солоність води в середньому становила на 2 ‰ вище, ніж біля моста.

В кінці 2003 р. – першій половині 2004 р., солоність води в північній частині лиману – в с. Калинівка, була декілька нижча, ніж в південній, що пов'язано зі значними атмосферними опадами в кінці 2003 р. та весняним водопіллям 2004 р., тобто – зі збільшенням стоку р. Тілігул.

Починаючи з другої половини 2004 р., солоність води в північному і південному районах вирівнюються. Дещо вищі значення солоності води в південній частині лиману пояснюються тим, що з водойм пересипу, де солоність іноді досягає 50,0-70,0 ‰, вода в результаті вітрового згону поступає в цю частину лиману.

Починаючи з 2007 р., здійснюються періодичні спостереження за солоністю і температурою води в прибережній зоні центральної частини лиману – на правому березі між Чиловою та Ранжевою косами, в 12 км від пересипу. В 2007-2009 рр. в цьому районі влітку спостерігалися високі значення температури води – 25,0 °С і вище. Температури води вище 20,0 °С спостерігалися з травня по вересень. Солоність води тільки до червня 2007 р. була нижча 17,0 ‰, а потім в трималася в діапазоні 18,0-19,0 ‰ і в кінці літа 2009 р. перевищила 20,0 ‰ (рис. 2.8).

Аномальні кліматичні умови 2010 р. значно вплинули на температурний режим водних мас. Влітку  $T_w$  в прибережній зоні на відстані 100 м від берега не опускалася нижче 25 °С та навіть в першій половині вересня вона становила 24,5-24,6 °С. Максимальна ж за період спостережень температура води відмічена 5 серпня 2010 р. (о 18<sup>00</sup>) та становить 32,1 °С (рис. 2.9).

Значні атмосферні опади, які випали на водну поверхню лиману та надходження через канал морських вод з меншою ніж в лимані солоністю води майже не вплинули на солоність води центральної частини лиману, що знаходилася в діапазоні 19,2-19,9 ‰.

У липні 2010 р. були виконані гідрологічні розрізи від західного до східного берега в середній частині лиману в створі с. Кордон (26 км від пересипу) і в південній частині в створі с. Кошари (4 км від пересипу). В північній частині температура води на поверхні становила 25,6-29,0 °С, причому вища  $T_w$  відмічена біля західного берега.

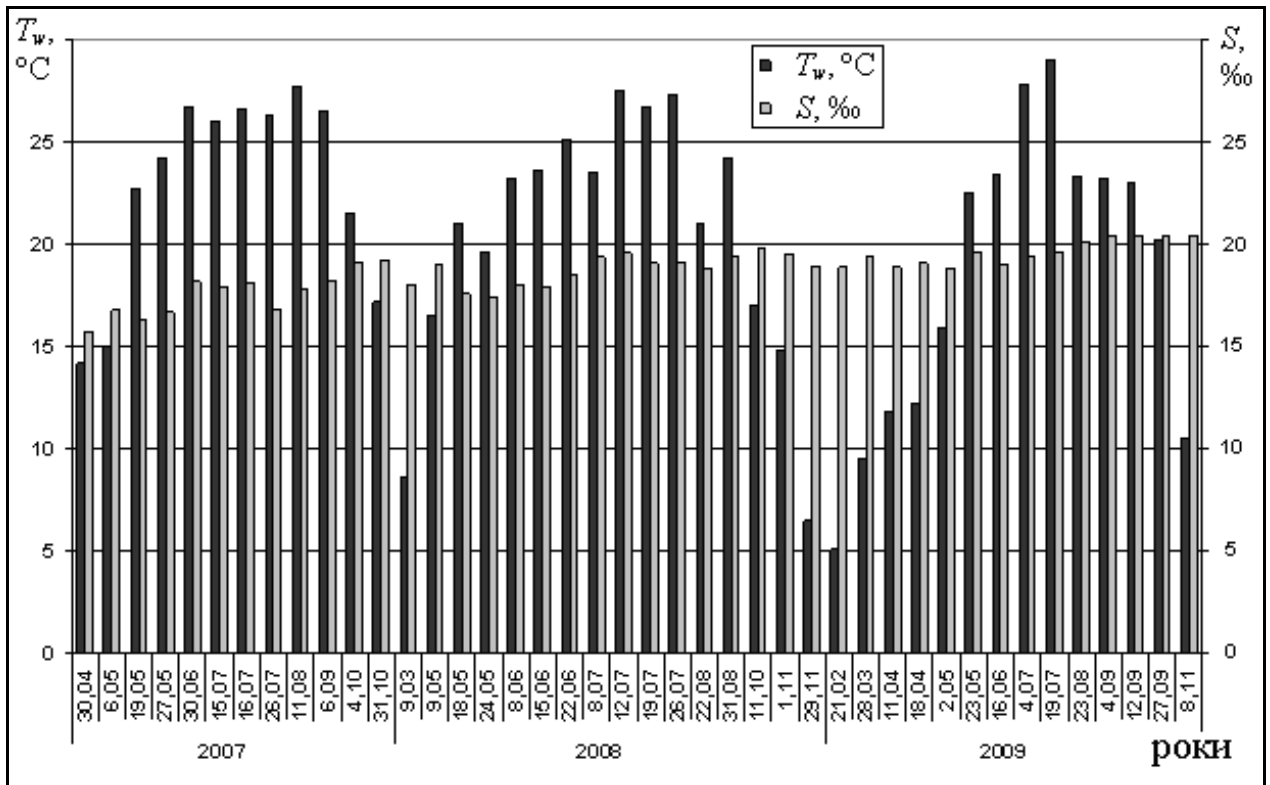


Рисунок 2.8 – Діаграма значень температури ( $T_w, ^\circ\text{C}$ ) і солоності ( $S, \text{‰}$ ) води в центральній частині Тілігульського лиману в 2007-2009 рр.

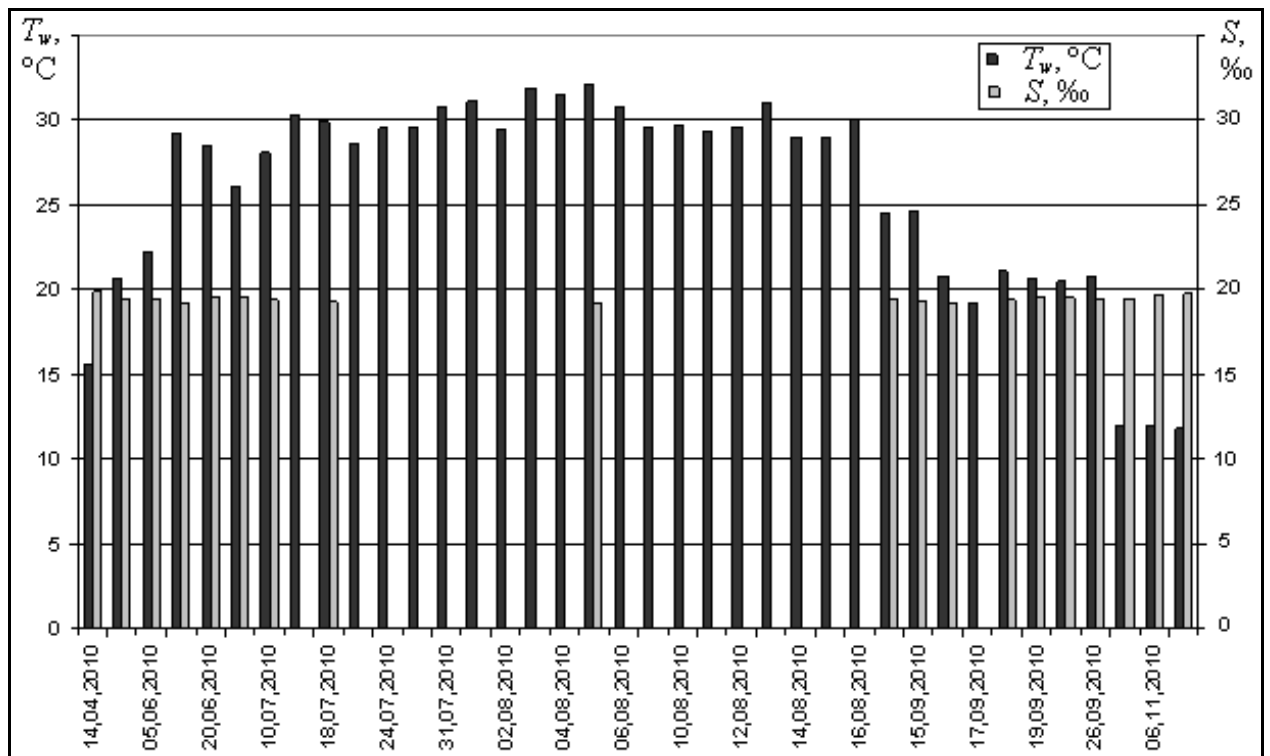


Рисунок 2.9 – Діаграма значень температури ( $T_w, ^\circ\text{C}$ ) і солоності ( $S, \text{‰}$ ) води в центральній частині Тілігульського лиману в 2010 р.

Придонні  $T_w$ , на глибинах 3,0-5,5 м, були в межах 25,6-27,2 °С. Солоність води змінювалась незначно – в межах 19,6-20,0 ‰. На гідрологічному розрізі в південній частині лиману  $T_w$  змінювалася в діапазоні 27,6-31,0 °С – в поверхневому шарі, та 18,5-28,3 °С – в придонному.

Найбільша поверхнева  $T_w$  відмічена поблизу східного берега. На станції в центрі лиману, з глибиною 14,0 м,  $T_w$  в шарі 0,0-5,0 м – 28,0-28,3 °С, а потім знижувалася до дна – по 1,0 °С на 1 м глибини. Солоність води за глибиною на всіх станціях становила 18,0-18,8 ‰.

В липні-вересні 2010 р. виконані гідрологічні станції в центральній частині лиману між Чиловою та Ранжевою косами, в 12 км від пересипу. Станції виконувалися в центрі лиману на глибинах 14-15 м.

Розподіл температури ( $T_w$ , °С) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману на гідрологічних станціях наведено на рис. 2.10 – 2.14.

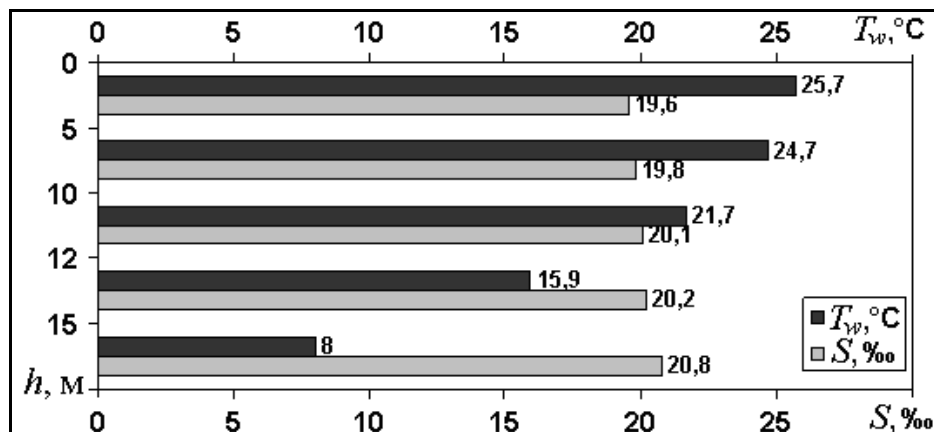


Рисунок 2.10 – Розподіл температури ( $T_w$ , °С) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману 04.07.2010 р. в центральній частині

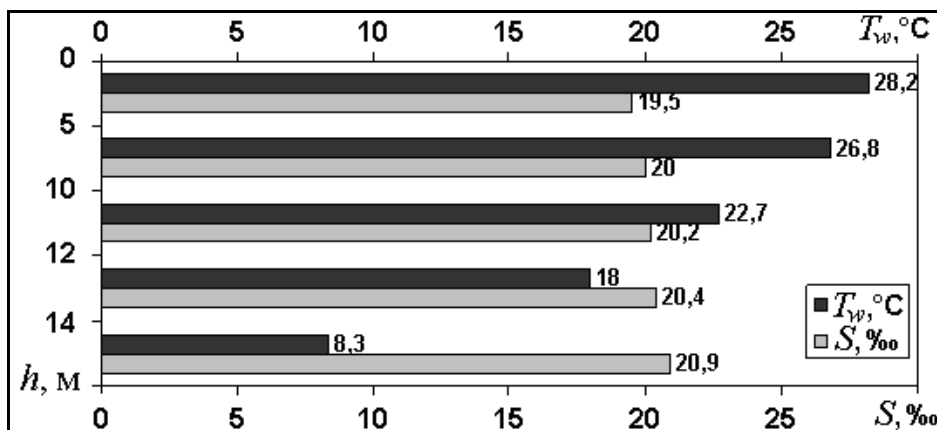


Рисунок 2.11 – Розподіл температури ( $T_w$ , °С) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману 18.07.2010 р. в центральній частині

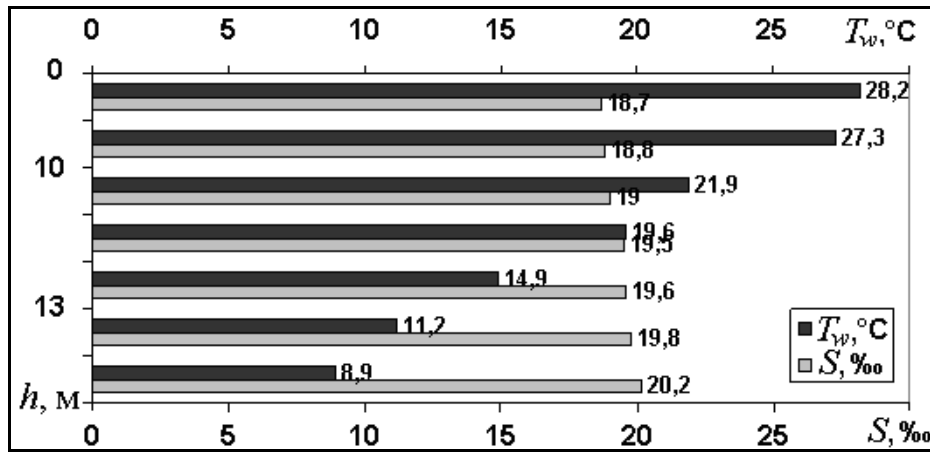


Рисунок 2.12 – Розподіл температури ( $T_w$ , °C) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману 01.08.2010 р. в центральній частині

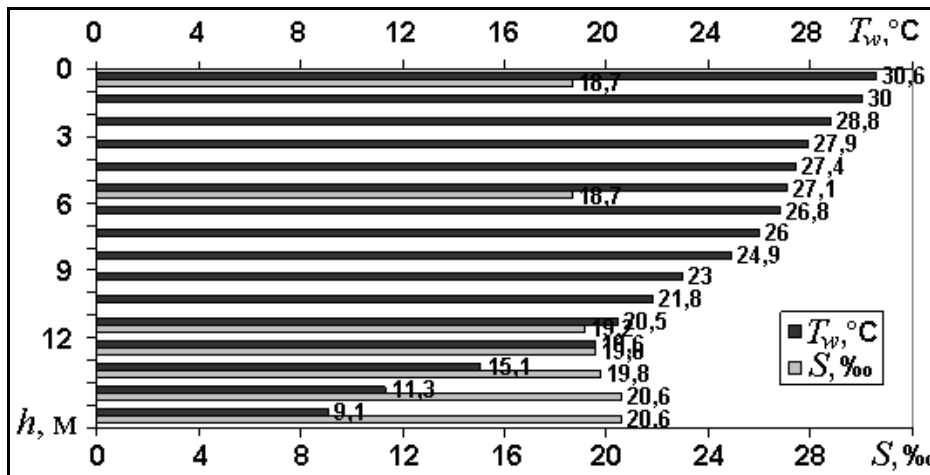


Рисунок 2.13 – Розподіл температури ( $T_w$ , °C) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману 05.08.2010 р. в центральній частині

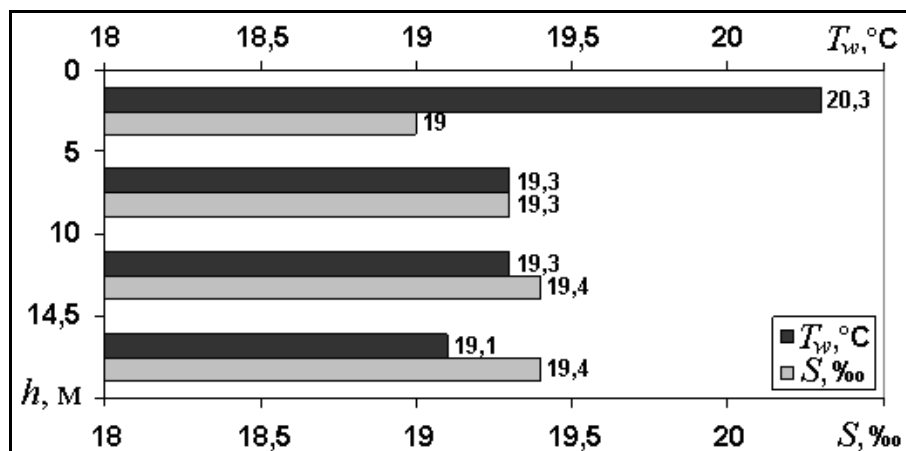


Рисунок 2.14 – Розподіл температури ( $T_w$ , °C) і солоності ( $S$ , ‰) води по глибині ( $h$ , м) Тілігульського лиману 18.09.2010 р. в центральній частині

Солоність води на цих станціях в липні була 19,5-19,6 ‰ – на поверхні, поступово збільшуючись до 20,8-20,9 ‰ – у придонному шарі. Стратифікацію водної маси можна бачити тільки по температурі води, яка досягає в придонному шарі (12-15 м) градієнта 3,5 °С/м.

До середини вересня відбулося вирівнювання як  $T_w$  так і  $S$  по всій глибині. Різниця між  $T_w$  на поверхні та придонному шарі води становила 1,2 °С, а солоності – 0,4 ‰.

При аналізі розподілу  $T_w$  по глибині можна бачити, що до першої половини серпня в придонному шарі, завтовшки 1-2 м, спостерігалися значення 8,0-9,0 °С, тоді як південніше Чилової коси на більш глибоководних станціях  $T_w$  в придонному шарі наближувалися до 18,0-19,0 °С (рис. 2.15).

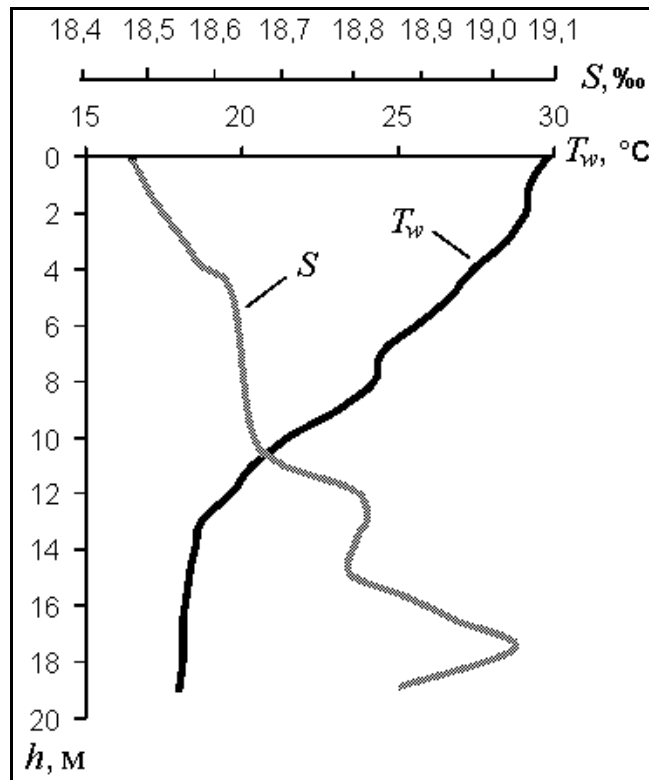


Рисунок 2.15 – Вертикальний розподіл температури і солоності води по глибині ( $h$ , м) в глибоководній частині Тілігульського лиману 06.08.2010 р.

Характерною особливістю Тілігульського лиману – є його розділення косами на окремі басейни з різним ступенем ізольованості друг від друга.

Одна з таких меж (коса) проходить по лінії від окраїни Чилової коси до західного берега лиману. Ширина лиману в цьому місці становить 0,7 км, причому підводне продовження коси простежується далі. Це ускладнює внутрішній водообмін в лимані.

Опріснення лиману водою з меншою солоністю, яка надходить до південної (нижньої) частини лиману через канал з моря, почалося в поверхневому шарі водної товщі центральної частини водойми тільки на початку серпня, а в придонному шарі – у вересні, коли канал вже був закритий. В.М. Тімченко оцінює надходження морської води через канал в 14 млн. м<sup>3</sup> на рік [10]. За приблизними підрахунками за період з березня по вересень, коли канал був відкритий, в лиман з моря надійшло близько 70 млн. м<sup>3</sup> води, з солоністю 3,8-15,3 ‰.

Враховуючи, що за січень-жовтень 2010 р. випало 662 мм атмосферних опадів (за даними м/ст. Одеса – ГМО), то тільки на водну поверхню лиману (у вигляді атмосферних опадів) надійшло близько 98 млн. м<sup>3</sup> води. Не дивлячись на таке значне надходження прісних і солонуватих вод, солоність води поверхневого шару в центральній частині лиману в 2010 р. становила 19,5 ‰, тобто майже не змінилася в порівнянні з 2009 р. ( $S = 19,6 ‰$ ).

Істотні зміни водно-сольового режиму лиману відбувалися тільки після екстремального весняного водопілля в 2003 р., коли рівень води лиману перевищив рівень води моря на 0,5 м, а солоність поверхневого шару води в південній частині лиману знизилася до 6,0 ‰ [23]. Наслідки опріснення води лиману за рахунок дії екстремального водопілля в тому або іншому ступені відчувалися наступні 3 роки, а потім знову почалося підвищення солоності води Тілігульського лиману.

## 2.4 Загальна гідрохімічна характеристика Тілігульського лиману

Зміни солоності та температури води, вмісту розчиненого у воді кисню й інших газів і хімічних речовин в Тілігульському лиману постійно впливають на біоценози цієї гідроекосистеми: видовий склад, чисельність і біомасу планктонних організмів, бентосу, вищої водної рослинності, риби продуктивність, склад іхтіофауни й умови нагулу та відтворення риб й ін.

Нажаль, стаціонарні спостереження за хімічним складом та солоністю Тілігульського лиману не ведуться.

Проте, з літературних джерел відомо, що внутрішньорічні коливання солоності характеризуються внутрішньорічним ходом рівнів води в лимані, а саме: при максимальних рівнях навесні спостерігається мінімальна солоність води, а при мінімальних рівнях в осінньо-зимовий період – максимальна солоність. Взимку режим солоності найбільш стабільний, а навесні – нестійкий.

Аналіз наукової літератури дозволив зібрати дані про середі значення солоності води у періоди з різною водністю, наявністю чи відсутністю зв'язку лиману з морем (табл. 2.3).



Таблиця 2.3 – Солоність води,  $S$ , ‰, Тілігульського лиману [21, 22]

| Роки      | Рівень води на в/п., $H$ , см | Солоність води, $S$ , ‰ |            |             | Зв'язок з морем |
|-----------|-------------------------------|-------------------------|------------|-------------|-----------------|
|           |                               | середня                 | мінімальна | максимальна |                 |
| 1929      | 330                           | 17,5                    | 14,0       | 21,0        | Відсутній       |
| 1940-1947 | 366                           | 8,0                     | 2,7        | 8,0         | Існує           |
| 1954      | 279                           | 4,5                     | 3,0        | 6,0         | Існує           |
| 1960-1968 | 362                           | 7,5                     | 0,4        | 14,1        | Існує           |
| 1969-1972 | 374                           | 9,0                     | 0,2        | 12,1        | Відсутній       |
| 1973-1975 | 363                           | 10,2                    | 3,6        | 16,8        | Відсутній       |
| 1979-1981 | 380                           | 7,2                     | 2,8        | 11,7        | Відсутній       |
| 1985-1990 | 367                           | 10,0                    | 8,5        | 16,7        | Відсутній       |
| 1998-2000 | -                             | 16,0                    | 15,2       | 23,0        | Існує           |

З урахуванням даних табл. 2.3, для визначення розрахунково-прогностичних значень солоності води, побудовані емпіричні залежності  $S = f(H)$  солоності  $S$  від рівня води  $H$  в лимані при існуючому водообміні з морем та за його відсутності (рис. 2.16). Встановлені залежності апроксимуються лінійними рівняннями (2.1) – при існуючому водообміні з морем, та (2.2) – при відсутності водообміну:

$$S = 0,04 \cdot H - 7,48, \quad (2.1)$$

$$S = 0,20 \cdot H + 83,71, \quad (2.2)$$

де  $S$  – солоність води, ‰;

$H$  – рівень води над «0» графіка водомірного поста, см.

В Тілігульському лимані, як і в інших закритих лиманах Північно-Західного Причорномор'я, в багатоводні періоди загальна концентрація солей зменшувалася, тобто лиман опріснювався, а у маловодні – збільшувалася, лиман осолонявся.

Основними чинниками, що впливають на формування гідрохімічного режиму є поверхневий стік, гідрометеорологічні умови в регіоні, динаміка водних мас і життєдіяльність гідробіонтів.

На сьогодні одним з вирішальних чинників, що формують хімічний склад і температуру води, впливає на вміст кисню та солоність води, є канал «лимани-море», який з'єднує південну частину лиману з Чорним морем.

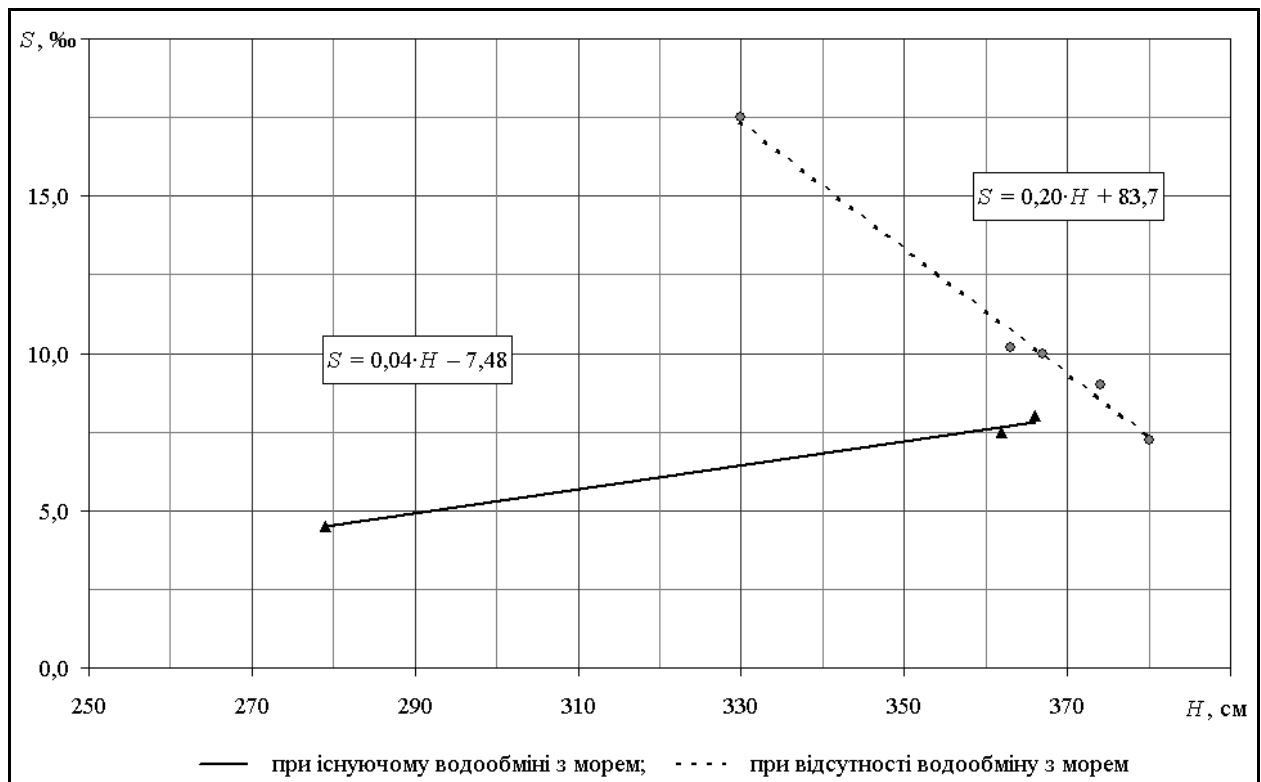


Рисунок 2.16 – Емпіричні залежності солоності від рівня води Тілігульського лиману при наявності чи відсутності водообміну з морем

Температура води лиману змінюється в широких межах, а саме: від мінус 0,1-0,2 °С – взимку, до 32,0-35,0 °С – на мілководдях влітку. Взимку на лимані спостерігається льодостав, тривалість якого зазвичай 1-2 місяці. Влітку температура води в лимані коливається в межах 24,0-26,0 °С, що створює відмінні умови для нагулу і зростання багатьох гідробіонтів, які її населяють.

Якість води та гідрохімічний режим лиману до будівництва у 1958 р. [7] з'єднувального каналу «лиман-море» визначалися головним чином природними чинниками. В непорушених природних умовах (до 1958 р.) вміст розчиненого у воді кисню змінювався від 1,00 до 18,10 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup>, а насичення води киснем коливалося від 12 до 191 %. Максимальний вміст кисню спостерігався навесні, а мінімальний – влітку (у липні-серпні). На окремих ділянках лиману, нижче фотичного шару води, спостерігалася гіпоксія.

Солоність води лиману коливається в широких межах від 40,0 ‰ – в 1870 р., до 5,0 ‰ – в 1945 р. [21, 22].

Найбільш прісні води спостерігаються у верхів'ях лиману, але в окремі роки солоність тут може підвищуватися до 23,0 ‰ і більше. Найбільш стабільним режим солоності є у нижній частині лиману, а сольовий режим середньої частині схильний до значних коливань, що пов'язано з впливом морських вод.

Після будівництва каналу можна виділити такі періоди:

- а) 1959-1975 рр. – коли гідрохімічний режим формувався при значному припливі морських вод через канал «лиман-море»;
- б) 1976-1999 рр. – епізодична дія каналу з багаторічними перервами;
- в) 2000-2006 рр. – багатководний період з активним водообміном між лиманом та морем;
- г) 2007-2009 рр. маловодний період з епізодичною дією каналу;
- д) 2010 р. – активний водообмін між лиманом та морем через канал, який діяв з березня по вересень, при значному поверхневому припливі води в період весняного водопілля.

Робота каналу в період з 1959 по 1975 рр. значною мірою поліпшила екологічний стан лиману, особливо в маловодні періоди, коли водно-сольовий режим почав формувався при значному припливі морських вод. Це перш за все сприяло зменшенню органічного забруднення водойми алохтонного та автохтонного походження. Так в періоди роботи каналу середній вміст органічних речовин знизився, про що свідчить величина перманганатного окиснення, яка змінювалася від 1,79 до 11,50 мг/дм<sup>3</sup>.

З 1976 по 1999 рр. канал працював епізодично, з багаторічними перервами, що вплинуло на хімічний склад води лиману. Так середній вміст кисню становив 9,20 мг/дм<sup>3</sup>, а насичення води киснем – 91 %, величина рН коливалася від 7,60 до 8,80. Також суттєво змінювався вміст біогенних речовин: фосфатів – від 0,013 до 0,462 мг/дм<sup>3</sup>, азоту амонійного – від 0 до 1,64 мг/дм<sup>3</sup>, нітратів – від 0 до 1,035 мг/дм<sup>3</sup>, кремнію – від 0 до 5,55 мг/дм<sup>3</sup>.

Концентрація органічних речовин в залежності від сезону змінювалася від 3,2 до 37,6 мг/дм<sup>3</sup>, а середньорічні значення – від 17,3 до 22,8 мг/дм<sup>3</sup>.

Солоність води в лимані коливалася від 5,3 до 17,7 ‰ залежно від району водойми та сезону року. Найменша солоність спостерігалася навесні – 5,5-10,0 ‰ при збільшенні поверхневого стоку з водозбірного басейну лиману.

Влітку солоність води зростала до 10,0-14,0 ‰ і вирівнювалася за глибиною водойми. Солоність води в південному районі лиману завжди була вища, ніж в північному. Восени солоність води в лимані коливалася в межах 10,0-17,0 ‰, а її вертикальний градієнт знижувався до 1,0 ‰. Найбільш стійкий режим солоності характерний для зимового сезону (9,0-11,0 ‰ по всій акваторії лиману). З 1990 по 1994 рр. солоність води в Тілігульському лимані зростала у весняний період до 11,5-17,0 ‰, а в осінній – до 15,0-23,0 ‰.

Період з 2002 по 2003 рр. характеризується як багатководний, з активним водообміном з морем. В лимані активно розвиваються продукційні процеси, але при цьому кисневий режим, як і в попередні роки, залишався нестабільним. Навесні та влітку в поверхневому фотичному шарі води – зоні активного фотосинтезу, насичення води киснем становить понад 100 %, але в придонному шарі води окремих ділянок лиману формувалася гіпоксія.

Величина рН зростала до 9,20, а концентрація основних біогенних сполук азоту та фосфору була на порядок нижче, ніж у період з кінця 70-х до початку 80-х рр. ХХ ст. Так вміст азоту органічного – основного показника продуктивності водойми, у теплий період року, становив 90-95 % від загального балансу азоту. Восени в придонному шарі води на окремих ділянках лиману відзначалися гіпоксія (насичення води киснем не перевищувало 20 %) та значні концентрації амонійного азоту – до 0,323 мг/дм<sup>3</sup>.

Вміст фосфатів у лимані, незважаючи на їхнє значне споживання, при розвитку продукційних процесів навесні, залишався високим. Це відбулося за рахунок екскрементів птахів, колонії яких мешкають в його південній частині, та надходжень з донних відкладень, особливо в періоди розвитку придонної гіпоксії. Проте слід відмітити, що інтенсивний розвиток продукційно-деструкційних процесів, які особливо інтенсивно протікають у вузькій, мілководній прибережній частині лиману, знизили вміст фосфатів у воді лиману, але при бурхливому розвитку макрофітів концентрація фосфору органічного сягнула максимального для лиману значення – 0,458-0,524 мг/дм<sup>3</sup>.

Характерним в період з 2002 по 2003 рр. було зниження в 2-3 рази вмісту органічних речовин в порівнянні з періодом 1976-1999 рр. Вірогідніше за все, це пов'язано зі зменшенням припливу алохтонних органічних речовин з водозбірного басейну лиману та загальним зниженням антропогенного навантаження на водойму і прилеглі водоохоронні території.

## 2.5 Результати визначення мінералізації та фізико-хімічних властивостей води на водних об'єктах Тілігульського лиману восени 2010 р.

Визначення мінералізації та солоності води, візуальні спостереження поверхні води, визначення фізико-хімічних властивостей води виконувалися в поверхневому шарі води на 8 гідрохімічних станціях: 6 станцій на лимані (від північної частини – вершини, до південної – поблизу каналу), 1 станція – в каналі «лиман-море», 1 – на морі, поблизу берега (табл. 2.4).

Гідрохімічні спостереження включали польові роботи та камеральні (лабораторні) дослідження.

До польових робіт належали:

- візуальні спостереження поверхні водойми;
- вимірювання температури води;
- визначення запаху води;
- вимірювання прозорості води;
- вимірювання концентрації розчиненого у воді кисню;
- визначення мінералізації та солоності води (солеміром).

Таблиця 2.4 – Результати гідрохімічних досліджень поверхневого шару води на водних об'єктах Тілігульського лиману восени 2010 р.

| №<br>п/п<br>(пункт)   | Мінералізація<br>води,<br>$\alpha$ , г/дм <sup>3</sup> | Солоність<br>води,<br>$S$ , ‰ | Температура<br>води,<br>$t_{\text{води}}$ , °С |
|-----------------------|--|-------------------------------|--|
| <b>1</b>              | <b>2</b>   | <b>3</b>                      | <b>4</b>                                       |
| 1<br>(с. Златоусове)  | 23,910   | 23,580                        | –  |
| 2<br>(с. Прогресівка) | 23,170   | 22,828                        | –  |
| 3<br>(с. Широке)      | 22,488   | 22,199                        | –  |
| 4<br>(с. Кордон)      | 21,688   | 21,367                        | 19,29  |
| 5<br>(Чилова коса)    | 21,268   | 20,995                        | 19,24  |
| 6<br>(с. Кошари)      | 20,570   | 20,346                        | 19,00  |
| 7<br>(канал)          | 20,290   | 20,030                        | 18,50  |
| 8<br>(море)           | 15,296   | 15,115                        | 19,70  |

Продовження таблиці 2.4

| №<br>п/п<br>(пункт)   | Запах води,<br>З, бал |          | Прозорість<br>води,<br>П, м | $O_2$<br>мг $O_2$ /дм <sup>3</sup> |
|-----------------------|-----------------------|----------|-----------------------------|------------------------------------|
|                       | характер              | бал      |                             |                                    |
| <b>1</b>              | <b>5</b>              | <b>6</b> | <b>7</b>                    | <b>8</b>                           |
| 1<br>(с. Златоусове)  | немає                 | 0        | –                           | –                                  |
| 2<br>(с. Прогресівка) | немає                 | 0        | –                           | –                                  |
| 3<br>(с. Широке)      | немає                 | 0        | –                           | –                                  |
| 4<br>(с. Кордон)      | немає                 | 0        | 0,15                        | 4,75                               |
| 5<br>(Чилова коса)    | немає                 | 0        | > 0,50                      | 6,86                               |
| 6<br>(с. Кошари)      | немає                 | 0        | –                           | –                                  |
| 7<br>(канал)          | немає                 | 0        | –                           | –                                  |
| 8<br>(море)           | немає                 | 0        | –                           | –                                  |

Продовження таблиці 2.4

| №<br>п/п              | Твердість води,<br><i>T</i> , мг-екв/дм <sup>3</sup> |           |           | <i>Ca</i> <sup>2+</sup> |                    | <i>Mg</i> <sup>2+</sup> |                    |
|-----------------------|--|-----------|-----------|-------------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|
|                       | заг.   | карб.     | некарб.   | мг-екв/дм <sup>3</sup>  | мг/дм <sup>3</sup> | мг-екв/дм <sup>3</sup>  | мг/дм <sup>3</sup> |
| <b>1</b>              | <b>9</b>   | <b>10</b> | <b>11</b> | <b>12</b>               | <b>13</b>          | <b>14</b>               | <b>15</b>          |
| 1<br>(с. Златоусове)  | 24,25  | 2,88      | 21,37     | 5,00                    | 100,20             | 19,25                   | 234,08             |
| 2<br>(с. Прогресівка) | 24,50  | 2,93      | 21,57     | 4,55                    | 91,18              | 19,95                   | 242,59             |
| 3<br>(с. Широке)      | 22,65  | 2,78      | 19,87     | 4,80                    | 96,192             | 17,85                   | 217,06             |
| 4<br>(с. Кордон)      | 16,15  | 1,97      | 14,53     | 4,70                    | 94,19              | 11,45                   | 139,23             |
| 5<br>(Чилова коса)    | 15,63  | 1,62      | 14,01     | 5,20                    | 104,21             | 10,43                   | 126,83             |
| 6<br>(с. Кошари)      | 14,38  | 1,33      | 13,05     | 5,15                    | 103,21             | 9,23                    | 112,24             |
| 7<br>(канал)          | 12,38  | 1,28      | 11,10     | 6,60                    | 132,26             | 5,78                    | 70,28              |
| 8<br>(море)           | 13,25  | 1,31      | 11,94     | 9,60                    | 192,38             | 3,65                    | 44,38              |

Продовження таблиці 2.4

| №<br>п/п              | $HCO_3^-$              |                    | $SO_4^{2-}$            |                    | $Cl^-$                 |                    | Сума<br>іонів      |
|-----------------------|------------------------|--------------------|------------------------|--------------------|------------------------|--------------------|--------------------|
|                       | мг-екв/дм <sup>3</sup> | мг/дм <sup>3</sup> | мг-екв/дм <sup>3</sup> | мг/дм <sup>3</sup> | мг-екв/дм <sup>3</sup> | мг/дм <sup>3</sup> | мг/дм <sup>3</sup> |
| <b>1</b>              | <b>16</b>              | <b>17</b>          | <b>18</b>              | <b>19</b>          | <b>20</b>              | <b>21</b>          | <b>22</b>          |
| 1<br>(с. Златоусове)  | 2,88                   | 175,68             | 8,03                   | 385,44             | 3,32                   | 114,37             | 1009,77            |
| 2<br>(с. Прогресівка) | 2,93                   | 178,73             | 7,80                   | 374,40             | 4,82                   | 166,05             | 1052,95            |
| 3<br>(с. Широке)      | 2,78                   | 169,58             | 7,53                   | 361,44             | 3,82                   | 131,60             | 975,77             |
| 4<br>(с. Кордон)      | 1,97                   | 120,17             | 2,64                   | 126,72             | 4,82                   | 166,05             | 646,32             |
| 5<br>(Чилова коса)    | 1,62                   | 98,82              | 9,15                   | 439,20             | 3,07                   | 105,76             | 874,82             |
| 6<br>(с. Кошари)      | 1,33                   | 81,13              | 8,03                   | 385,44             | 2,92                   | 100,59             | 782,61             |
| 7<br>(канал)          | 1,28                   | 78,08              | 6,58                   | 315,84             | 3,37                   | 116,10             | 712,56             |
| 8<br>(море)           | 1,31                   | 79,91              | 2,30                   | 110,40             | 4,02                   | 138,49             | 565,56             |



Камеральні (лабораторні) дослідження включали визначення мінералізації (солоності) за сухим залишком та вмісту головних іонів (катионів і аніонів):

- твердість води (загальна, карбонатна та некарбонатна);
- вміст головних катионів ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ );
- вміст головних аніонів ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ).

Результати визначення солоності, фізико-хімічних властивостей, твердості води (загальної, карбонатної, некарбонатної) та вмісту головних аніонів ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ) і катионів ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) наведені в табл. 2.4.

З табл. 2.4 видно, що підчас експедиційних досліджень восени 2010 р. нафтова або масляна плівка, загибель рослин і т. п. були відсутні. Запах води не відчувався. Але треба відмітити наявність масової загибелі риби в серпні та вересні, що насамперед могло відбуватися через дефіцит кисню, який був поглинутий на деструкційні процеси речовин органічного походження.

Вміст розчиненого кисню в поверхневому шарі води змінювався від 4,75 до 6,86  $\text{mgO}_2/\text{dm}^3$ , що вірогідніше за все, пов'язано з деструкцією та розкладанням речовин органічного походження в кінці літа і в осінній період, при ще сприятливих для цього температурах води (більше 19,0 °C).

Прозорість води лиману (восени 2010 р.) змінювалась від 0,15 м – в середній частині водойми, де відбувався масовий розвиток фітопланктону, до більш ніж 0,50 м – поблизу східного берегу лиману.

Максимальна солоність води – 23,580 ‰, відмічена в верхній частині лиману (поблизу с. Златоусове), а мінімальна – 20,346 ‰, в південній частині (поблизу с. Кошари). В середній частині лиману (в створі с. Кордон) солоність в поверхневому шарі води була близько 20,995 ‰. В каналі «лиман-море» солоність становила 20,030 ‰, а прибережній частині моря – 15,115 ‰.

Такий розподіл солоності води по довжині лиману – її зменшення від вершини лиману (північна частина) до низовій (південна частина), пов'язано з опрісненням лиманної води солонуватою морською, що надходила через канал, який в 2010 р. був відкритим аж до середини вересня.

### 3 ВИЗНАЧЕННЯ ХАРАКТЕРИСТИК РІЧНОГО СТОКУ РІЧКИ ТІЛГУЛ ТА ЙОГО ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ

На сьогодні у межах України практично не лишилося річок, стік яких не був би перетворений водогосподарськими заходами [24]. На території Південної України початок гідрологічних спостережень у більшості випадків співпадає з початком інтенсифікації водогосподарських заходів, що значно утруднює аналіз та передбачення стану водних ресурсів в результаті антропогенної діяльності. Вплив водогосподарських заходів на стан водних ресурсів обумовлюється не тільки масштабами водогосподарських перетворень, але й кліматичними умовами. Відомо, що при постійних у часі кількісних показниках масштабів водогосподарських заходів на водозборі, їх дія на стан водних ресурсів залежить від загальної зволоженості території й посилюється у періоди малої водності [25]. В результаті водогосподарських перетворень природний (непорушений водогосподарською діяльністю) стік річок трансформується, внаслідок чого аналіз вихідної гідрологічної ускладнюється. Так, ізолінії норм річного стоку на території Північно-Західного Причорномор'я проведені у нормативних документах [26] пунктиром, що свідчить про наблизений розв'язок проблеми оцінки водних ресурсів як у природних, так і перетворених водогосподарськими заходами умовах. Необхідне звертання до аналізу метеорологічних даних, насамперед, даних про опади та температури повітря, які є проявами клімату. Клімат обумовлює фонові або зональні величини стоку.

З метою визначення водних ресурсів водозборів річок з відсутністю або нестачею даних спостережень, а також у випадках значної трансформації стоку водогосподарською діяльністю У Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ) під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи розроблена модель «клімат-стік», у якій процес формування стоку розглядається у послідовності «клімат → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік» [27].

Початковий (природний) стан водних ресурсів визначається, насамперед, кліматичними умовами. Тому розроблення методів оцінки характеристик стоку за метеорологічними даними є основою такого роду підходу. Ідея застосування метеорологічної інформації до оцінки стану природних водних ресурсів реалізується через метод водно-теплогового балансу, в якому ураховуються головні кліматичні чинники формування стоку. Стік, розрахований за рівнянням водно-теплогового балансу, отримав назву «кліматичного» [28].

В результаті апробації моделі встановлено, що норми річного кліматичного стоку, які є інтегральними характеристиками водних ресурсів, можна ототожнювати із величинами природного зонального річного стоку.

Природний зональний стік обумовлюється закономірностями просторово-часового розподілу кліматичних чинників, без впливу факторів підстильної поверхні, у тому числі й антропогенного походження. Стан водних ресурсів, оцінений за метеорологічними даними, розглядається як вхід при моделюванні побутового стоку. Побутовий стік є результатом трансформації природного стоку при наявності на водозборах річок водогосподарських перетворень. Моделювання побутового стоку відбувається за допомогою детерміновано-стохастичної моделі, у якій ураховується ймовірнісна природа величин стоку та окремих складових водогосподарських перетворень, що підкорюються законам розподілу (норми зрошування, норми осушування, додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм й ін.) [29]. Установлення впливу водогосподарських перетворень на водні ресурси зводиться до пошуку оператора перетворень вихідного стану гідрологічної системи у змінене водогосподарською діяльністю. Результати математичного моделювання представлені у вигляді «функцій антропогенного впливу», які ще мають назву «функцій відгуку». Ці функції у математичній формі описують реакцію характеристик стоку на різні види водогосподарських перетворень (зрошування, осушування, перекид стоку, створення штучних водойм) в залежності від заданих на вході кліматичних умов та масштабів водогосподарської діяльності.

За отриманими функціями антропогенного впливу визначаються наслідки водогосподарської діяльності: допустимі масштаби окремих її видів або можливі їх сполучення в існуючих кліматичних умовах. Модель також застосовувалася для визначення стану водних ресурсів України при глобальному потеплінні (на основі кліматичних сценаріїв ВМО).

### 3.1 Сучасний стан водних ресурсів річки Тілігул та їх використання

Найбільшою річкою, яка впадає в Тілігульський лиман є р. Тілігул. Площа водозбору Тілігульського лиману становить 5420 км<sup>2</sup>, середня площа його водної поверхні – 80 км<sup>2</sup>. Довжина річки становить 173 км, площа водозбору – 3550 км<sup>2</sup> [17], тобто площа водозбору р. Тілігул займає 47 % від усієї площі водозбору Тілігульського лиману. Окрім р. Тілігул до лиману впадають річки Балайчук та Царега (табл. 3.1).

Водозбір р. Тілігул майже повністю розташований у степовій природній зоні [30, 31, 32]. Сумарна сонячна радіація змінюється від 3560 МДж/м<sup>2</sup> – у квітні-вересні, до 1051 МДж/м<sup>2</sup> – у жовтні-березні. Річна величина сонячної радіації становить у середньому 2200 МДж/м<sup>2</sup>. З точки зору геоморфологічного районування цей водозбір належить до Причорноморської низовини, а з точки

зору агрокліматичного – до Північного та Південного степу, де коефіцієнт зволоження становить 1,0-1,2 та 0,8-1,0, відповідно. Кількість днів за рік із середніми добовими температурами понад 15,0 °С дорівнює 120-130 дням у Північному Степу та 130-140 дням у Південному [30]. Середня місячна температура повітря у місці витоку річки Тілігул у січні становить мінус 5,0 °С, у квітні – 8,0 °С, у липні – 21,0 °С, у жовтні – 9,0 °С. Середня місячна температура повітря у гирлі р. Тілігул у січні становить мінус 3,5 °С, у квітні – 9,0 °С, у липні – 22,0 °С, у жовтні – 10,5 °С [32, 33]. Найбільша кількість днів із температурою 30 °С і вище спостерігалася саме на територіях, що належать до гирлових частин річок Великий Куяльник та Тілігул.

Таблиця 3.1 – Характеристика річок та балок басейну Тілігульського лиману

| № п/п | Назва річки (балки) | Куди впадає        | Права (п) чи ліва (л) притока | Відстань від гирла основної річки, км | Довжина, км | Ухил, ‰ | Площа басейну, км <sup>2</sup> |
|-------|---------------------|--------------------|-------------------------------|---------------------------------------|-------------|---------|--------------------------------|
| 1     | р. Балайчук         | лим. Тілігульський | -                             | -                                     | 52          | 1,6     | 586                            |
| 2     | р. Тілігул          | лим. Тілігульський | -                             | -                                     | 173         | 0,9     | 3550                           |
| 3     | р. Липецька         | р. Тілігул         | п                             | 135                                   | 33          | 2,1     | 293                            |
| 4     | р. Меланка          | р. Тілігул         | л                             | 106                                   | 25          | 5,2     | 221                            |
| 5     | р. Журавка          | р. Тілігул         | п                             | 64                                    | 63          | 1,0     | 709                            |
| 6     | р. Дубова           | р. Тілігул         | п                             | 52                                    | 29          | 4,2     | 201                            |
| 7     | р. Сліпуха          | р. Тілігул         | л                             | 38                                    | 19          | 2,7     | 186                            |
| 8     | б. Тартакай         | р. Тілігул         | л                             | 29                                    | 23          | 2,5     | 153                            |
| 9     | б. Кологлія         | р. Тілігул         | л                             | 27                                    | 10          | 5,4     | 74,1                           |
| 10    | б. Стара Донська    | р. Тілігул         | п                             | 11                                    | 11          | 8,0     | 75,6                           |
| 11    | б. Стадня           | р. Тілігул         | л                             | 2,7                                   | 16          | 5,0     | 76,7                           |
| 12    | р. Царега           | лим. Тілігульський | -                             | -                                     | 46          | 1,7     | 657                            |

Річна кількість опадів у басейні р. Тілігул змінюється від 550 до 500 мм. Основна частина опадів випадає у теплий період року (квітень-жовтень), але ці опади витрачаються, головним чином, на випаровування з поверхні суші. Середня багаторічна величина опадів (за даними м/ст. Любашівка) до 1980 р. становила 525 мм, а після – 530 мм, тобто суттєвих змін у величинах річних опадів не відбувається. Те ж саме відмічається для середніх багаторічних температур повітря – найбільш високі температури повітря спостерігалися у 1939 р. та 1948 р. і дорівнювали 12,5 °С (рис. 3.1 та 3.2).

Ймовірність бездошових періодів тривалістю 40 днів становить у гирловій ділянці річки 70 % [31, 32]. Загальна тривалість швидкостей вітру  $u$  (за даними м/ст. Любашівка) змінюється від 4290 годин за рік (при  $u \geq 3$  м/с) до 520 годин за рік (при  $u \geq 10$  м/с). За даними м/ст. Одеса-порт загальна тривалість вітру збільшується: від 5960 годин за рік (при  $u \geq 3$  м/с) до 1490 годин за рік (при  $u \geq 10$  м/с). За повторюваністю переважають північний та північно-західний напрямки вітру.

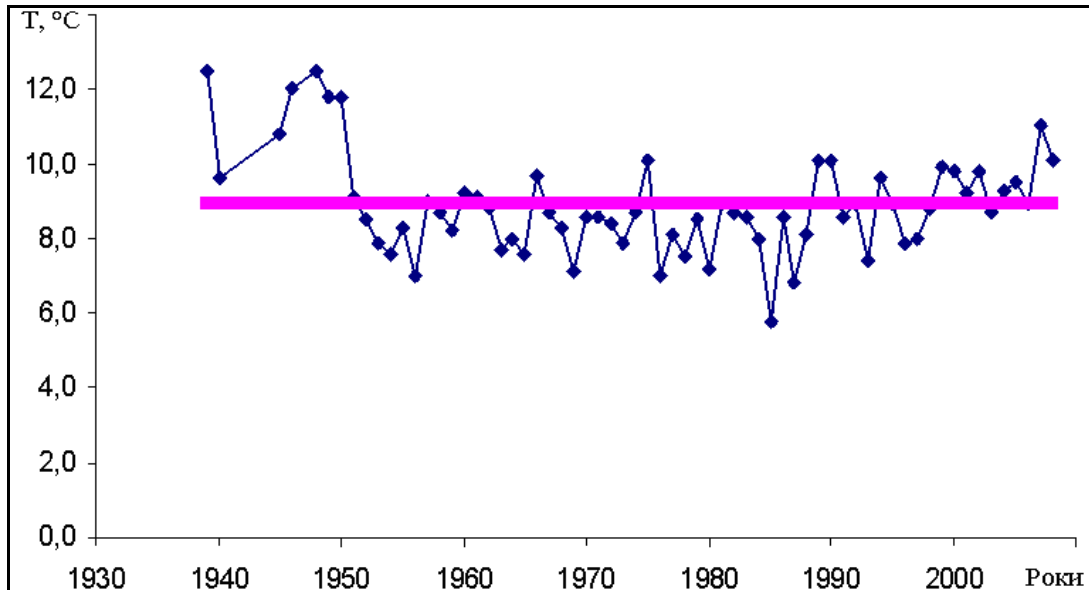


Рисунок 3.1 – Багаторічний хід середньорічних температур повітря (за даними м/ст. Любашівка)

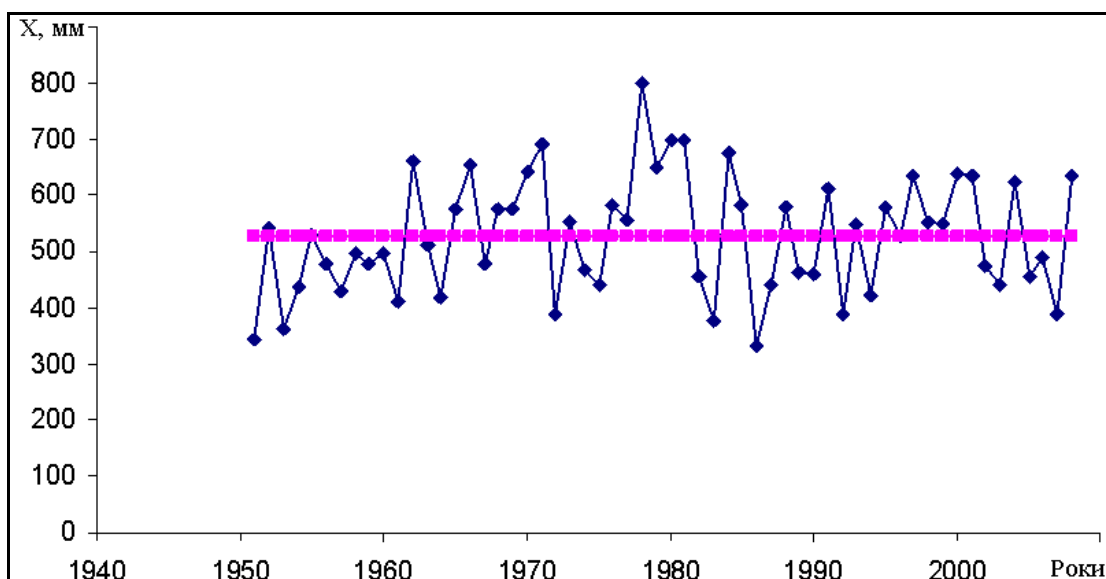


Рисунок 3.2 – Багаторічний хід річних сум атмосферних опадів (за даними м/ст. Любашівка)

За гідрогеологічним районуванням водозбір р. Тілігул відноситься до північного крила Причорноморського артезіанського басейну, де переважають підземні води верхньосарматських та середньосарматських відкладень (Дністровсько-Дніпровська північно-стєпова провінція). Перша критична площа, при якій р. Тілігул починає отримувати підземне живлення згідно із районуванням В.Г. Сорокіна змінюється від 20 км<sup>2</sup> – у верхній течії, до 100 км<sup>2</sup> – у нижній течії. Норма інфільтрації річних опадів у підземні водоносні горизонти змінюється від 5,0 мм – поблизу витoku річки, до 1,5 – поблизу гирла річки [34]. Норма поверхневого живлення у верхній частині водозбору становить 15 мм [34]. Для нижньої частини водозбору дані про поверхневе живлення річки відсутні.

За просторово-часовими узагальненнями побутового стоку, виконаними А. І. Шерешевським та П.Ф. Вишневським [35] середня багаторічна величина річного стоку р. Тілігул змінюється від 0,6 л/(с·км<sup>2</sup>) – на півночі, до 0,2 л/(с·км<sup>2</sup>) – при впадінні річки у Тілігульський лиман, коефіцієнт варіації річного стоку змінюється від 0,8 до 1,0. На р. Тілігул були відкриті 2 гідрологічних пости в с. Новоукраїнка (в 1955 р.) та в смт Березівка (в 1953 р.).

Площа водозбору р. Тілігул – с. Новоукраїнка становить 810 км<sup>2</sup>, а р. Тілігул – смт Березівка – 3170 км<sup>2</sup>. Озерність на обох водозборах менша за одиницю. Заболоченість на водозборі р. Тілігул – с. Новоукраїнка відсутня, а у створі р. Тілігул – смт Березівка менша за одиницю. Середня висота водозбору р. Тілігул – с. Новоукраїнка становить 170 м, а р. Тілігул – смт Березівка – 120 м [5].

Середня багаторічна величина річного стоку р. Тілігул значно зменшується із зростанням площі водозбору (табл. 3.2). Норма річного стоку змінюється від 27 мм до 7 мм. Тривалість розрахункового періоду не має особливого значення: середня багаторічна величина річного стоку у створі р. Тілігул – смт Березівка змінюється від 10 до 7 мм.

Таблиця 3.2 – Статистичні параметри річного стоку р. Тілігул

| Назва створу    | Період спостереження, роки | $\bar{Y}$ , мм | $\varepsilon_{\bar{Y}}$ , % | $C_v$ | $\varepsilon_{C_v}$ , % | $C_s$ | $\sigma_{C_s}$ |
|-----------------|----------------------------|----------------|-----------------------------|-------|-------------------------|-------|----------------|
| с. Новоукраїнка | 1955-1987<br>(весь період) | 27             | 26,0                        | 0,52  | 17,8                    | 1,10  | 2,58           |
| смт Березівка   | 1953-2007                  | 7              | 16,0                        | 1,11  | 16,0                    | 2,08  | 1,40           |
|                 | 1986-2007                  | 6              | 30,2                        | 1,31  | 30,2                    | 2,96  | 2,89           |

Найбільше значення річного стоку до 1980 р. становило 74 мм для водозбору р. Тілігул – с. Новоукраїнка та 48 мм для створу р. Тілігул – смт Березівка. Після 1980 р. спостереження на р. Тілігул – с. Новоукраїнка припинилися, а у створі р. Тілігул – смт Березівка найбільше значення річного стоку становило 35 мм – у 2003 р. Найменше значення річного стоку за період спостережень до 1980 р. дорівнює 6,2 мм (с. Новоукраїнка) та 0,8 мм (свт Березівка). Найбільша витрата води в створі р. Тілігул – с. Новоукраїнка (до 1980 р.) виміряна 28.06.1955 р. і становила  $61,6 \text{ м}^3/\text{с}$ , а у створі р. Тілігул – смт Березівка – 18.03.1969 ( $86,4 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Після 1980 р. найбільші витрати води спостерігалися у створі р. Тілігул – смт Березівка: в березні 2003 р. –  $54,9 \text{ м}^3/\text{с}$ , та в березні 1985 р. –  $53,7 \text{ м}^3/\text{с}$ . Найменші зимові витрати води та найменші витрати періоду відкритого русла дорівнювали нулю.

Аналіз коливань річного стоку Правобережної України [36, 37] дозволив установити, що водність її річок перебуває у маловодній фазі, на фоні якої можливе формування короткотривалих сплесків водності. Загальну картину підтверджують коливання у створі р. Тілігул – смт Березівка (рис. 3.3).

Маловодна фаза почалася з 1970 р., на фоні якої сформувались багатоводні фази з 1979 по 1985 рр. та 2003 р. Після 2003 р. знов відбувся перехід до маловодної фази.

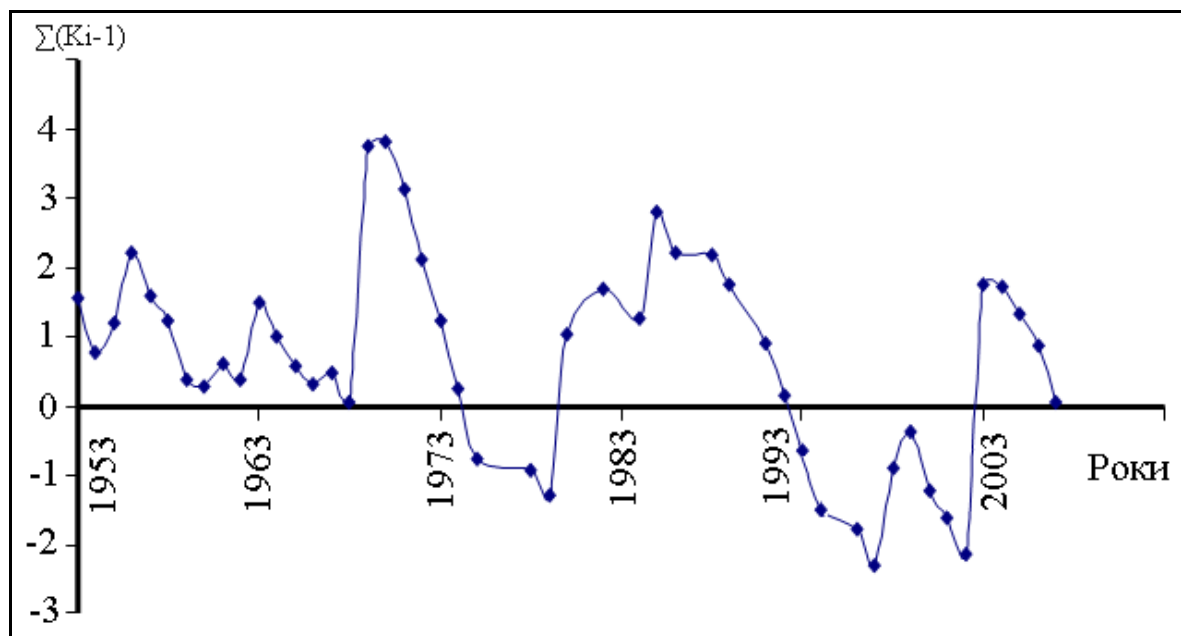


Рисунок 3.3 – Різницєва інтегральна крива річного стоку р. Тілігул (за даними в/п. смт Березівка за період з 1953 по 2007 рр.)

За даними спостережень (1953-2007 рр.) на в/п. смт Березівка виконані розрахунки внутрішньорічного розділу стоку по місяцях та сезонах (табл. 3.3).





### 3.2 Обґрунтування методики визначення характеристик річного стоку за даними спостережень на метеорологічній мережі

Актуальність проблеми обумовлена необхідністю оцінки і прогнозу можливих змін водних ресурсів України в умовах антропогенного впливу, включаючи й зміни клімату, з метою раціонального та ефективного використання запасів води в народному господарстві України. Основою такого роду оцінок і прогнозів є природні (непорушені господарською діяльністю) водні ресурси території.

Традиційним підходом в гідрології при вирішенні даної проблеми є приведення побутового (спостереженого) стоку до природного шляхом урахування (за допомогою методу водогосподарського балансу) усього комплексу антропогенних факторів, що впливають на стік. Однак, на більшій частині розглянутої території відомості про прибуткові й видаткові складові водогосподарчого балансу практично відсутні. Крім того, водогосподарський баланс розглядає процес стоку поза зв'язком із кліматичними умовами формування стоку, що не дозволяє надалі враховувати вплив змін клімату на стік. У зв'язку з цим першорядною стає задача розробки методики оцінки водних ресурсів на основі моделей типу «клімат-стік», яка спирається на використання у розрахунках стоку метеорологічних характеристик.

Рівняння водно-теплогового балансу [38], має диференціальну форму

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \quad (3.1)$$

де  $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$  – складові рівняння водного балансу ( $H$  – ресурси зволоження,  $E$  – випаровування з поверхні суші,  $Y$  – стік води), представлені у виді відношень до характеристики теплоенергетичних ресурсів клімату  $E_m$ .

Величина  $E_m$  (максимально можливе випаровування) входить до прибуткової частини теплового балансу й добуток  $LE_m$  розглядається як граничні ресурси енергії, які забезпечують процес випаровування у визначених кліматичних умовах

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (3.2)$$

де  $R^+$  – позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу підстильної поверхні;

$P^+$  – позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що приходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло;

$(B_1 - B_2)$  – зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті  $\Delta B$ );

$L$  – приховане тепло пароутворення;

$LE$  – витрата тепла на випаровування.

Величина  $E_m$  має назву «теплоенергетичний еквівалент» або «максимально можливе випаровування» і є шаром води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату  $LE_m$

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \quad (3.3)$$

Під характеристикою зволоження  $H$  розуміють опади  $X$ , що випадають за розрахунковий період, та зміни  $(w_1 - w_2)$  запасів вологи в ґрунті.

Граничні умови складових рівняння (3.1) записуються наступним чином

$$0 \leq \beta_E \leq 1 \text{ при } 0 \leq \beta_H \leq \infty \text{ та } 0 \leq \beta_Y \leq \beta_H \leq \infty. \quad (3.4)$$

Після наближеного розв'язку (3.1) часткове рівняння зв'язку між складовими водного та теплового балансів представлене у такий спосіб [38]

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.5)$$

де  $n$  – параметр, що інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку.

З урахуванням позначень  $\beta_H = \frac{H}{E_m}$ ;  $\beta_E = \frac{E}{E_m}$ ;  $\beta_Y = \frac{Y}{E_m}$ , прийдемо до рівняння, яке використовується для розрахунків випаровування з поверхні суші

$$E = E_m \left[ 1 + \left( \frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (3.6)$$

Тоді рівняння водного балансу ділянки суші ( $H = E + Y$ ) набуде виду

$$H = Y + E_m \left[ 1 + \left( \frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (3.7)$$

Рівняння (3.7) містить складову, яка входить у тепловий баланс земної поверхні (випаровування з поверхні суші  $E$ ), у зв'язку з чим, вираз (3.7) отримав назву «рівняння водно-теплового балансу».

Балансове співвідношення (3.7), виражене відносно величини стоку  $Y$ , можна представити в такий спосіб

$$Y = H - E_m \left[ 1 + \left( \frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (3.8)$$

У випадку, коли розрахунковий шар дорівнює глибині залягання ґрунтових вод або при глибокому заляганні ґрунтових вод, що характерно для степової та пустельної зон, рівняння (3.8) записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[ 1 + \left( \frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (3.9)$$

Різниця ( $w_1 - w_2$ ), яка є зміненням вологовмісту розрахункового шару ґрунту, приймає істотні позитивні та негативні значення у середині року (місяці, декади) і в окремі роки (групи років). У середньому ж, для багаторічного періоду, виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0. \quad (3.10)$$

В зв'язку з цим балансове співвідношення (3.9) набуває вигляду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[ 1 + \left( \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.11)$$

де  $\bar{Y}$ ,  $\bar{X}$ ,  $\bar{E}_m$  – багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента, відповідно.

Результати досліджень [28] показали, що при розрахунках норм річного стоку достатньо використовувати  $n = 3$ .

Норма стоку, що розрахована за (3.11), визначається кліматичними факторами – нормою річних опадів і максимально можливого випаровування, які підкоряються закону географічної зональності та можуть бути представлені у вигляді карт ізоліній. Отже, розраховані при постійному  $n$  величини стоку залежать від співвідношення ресурсів тепла  $\bar{E}_m$  і вологи  $\bar{X}$  та відображають їхню взаємодію.

Матеріалами необхідними для визначення кліматичної норми річного стоку є складові радіаційного та теплового балансів підстильної поверхні за багаторічний період, а також середні багаторічні дані по опадах та температурах за календарні місяці та рік.

Для визначення середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування отримані емпіричні регіональні залежності  $\bar{E}_m$  від сум температур повітря, розроблені для території України Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою [27]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94, \quad (3.12)$$

$$\bar{E}_m = 0,224 \sum \bar{T}_{>10} + 226, r = 0.91, \quad (3.13)$$

$$\bar{E}_m = 0,209 \sum \bar{T}_{>0} + 179, r = 0.87, \quad (3.14)$$

де  $\sum_V^{IX} \bar{T}_M$  – сума норм середньомісячних температур повітря за літній період (із травня по вересень, включно);

$\sum T_{>10}$  – сума температур повітря більше 10 °С;

$\sum T_{>0}$  – сума температур повітря більше 0 °С;

$r$  – коефіцієнт кореляції.

### 3.3 Розрахунки норм річного стоку у природних умовах

Еквівалентом ресурсів зволоження території є норма річних опадів. Для характеристики просторового розподілу норм опадів у межах України і Молдови використані дані більш ніж по 80 метеорологічних станціях та постах. У [33] надаються осереднені річні суми опадів, приведені до багаторічного

періоду, за матеріалами спостережень до 1965 р. Подовження рядів до 1980 р. показало, що середнє багаторічне значення річних опадів практично не змінюється: середнє відносне відхилення величин, що зіставляються, дорівнює  $\pm 3\%$ , а найбільше відхилення становить  $\pm 7\%$ .

До величин середньомісячних опадів, відповідно до рекомендацій [39], крім виправлень на змочування опадоміру та вітрове видування, додатково уведенє виправлення, що враховує втрати на випар з опадоміру. Уведення виправлення здійснювалося за таким виразом

$$\bar{X} = \bar{X}' + k_E \bar{X}_H, \quad (3.15)$$

де  $\bar{X}$  – місячна норма опадів з обліком усіх систематичних помилок у показаннях опадоміру, мм;

$\bar{X}'$  – місячна норма опадів з урахуванням виправлень на змочування відра опадоміру та вітрове видування, мм;

$\bar{X}_H$  – місячна норма опадів, розрахована за даними спостережень;

$k_E$  – поправковий коефіцієнт, що враховує втрати опадів на випарювання.

За уточненими значеннями річних норм опадів побудована карта ізоліній на топографічній основі 1:500000 (рис. 3.4). Зменшення опадів відбувається з півночі на південь від 550 до 450 мм. На північному заході Причорноморської низовини спостерігаються найбільші величини річних опадів, що обумовлено як орографією (у цьому напрямі знаходяться Молдавські Кодри та Волино-Подільська височина), так і переважаючим в Україні західним переносом повітряних мас, які забезпечують більшу зволоженість західних областей України, ніж східних.

Карта ізоліній норм максимально можливого випаровування (рис. 3.5) побудована на топографічній основі 1:500000 за даними 20 метеорологічних станцій. Просторова зміна максимально можливого випаровування підкоряється закону широтної географічної зональності. Величина  $\bar{E}_m$  зростає від 900 мм – на півночі, до 1000 мм – на півдні. Норма річного стоку, яка розрахована за рівнянням водно-теплового балансу (3.11) як функція співвідношення ресурсів тепла і вологи, відображає вплив тільки кліматичних факторів і тому також представляється картою ізоліній (рис. 3.6).

Розраховані величини норм кліматичного стоку відносяться до числа точкових характеристик. Карта ізоліній норм кліматичного стоку відповідає тим картам, що наведені в нормативних документах СНП 2.01.14-83 та сучасній літературі [35]. Зменшення загальної кількості опадів та зростання максимально можливого випаровування у напрямку північ-південь обумовлює малі величини річного стоку, норми якого зменшуються від 50 мм на півночі Причорноморської низовини до 20 мм на узбережжі Чорного моря.

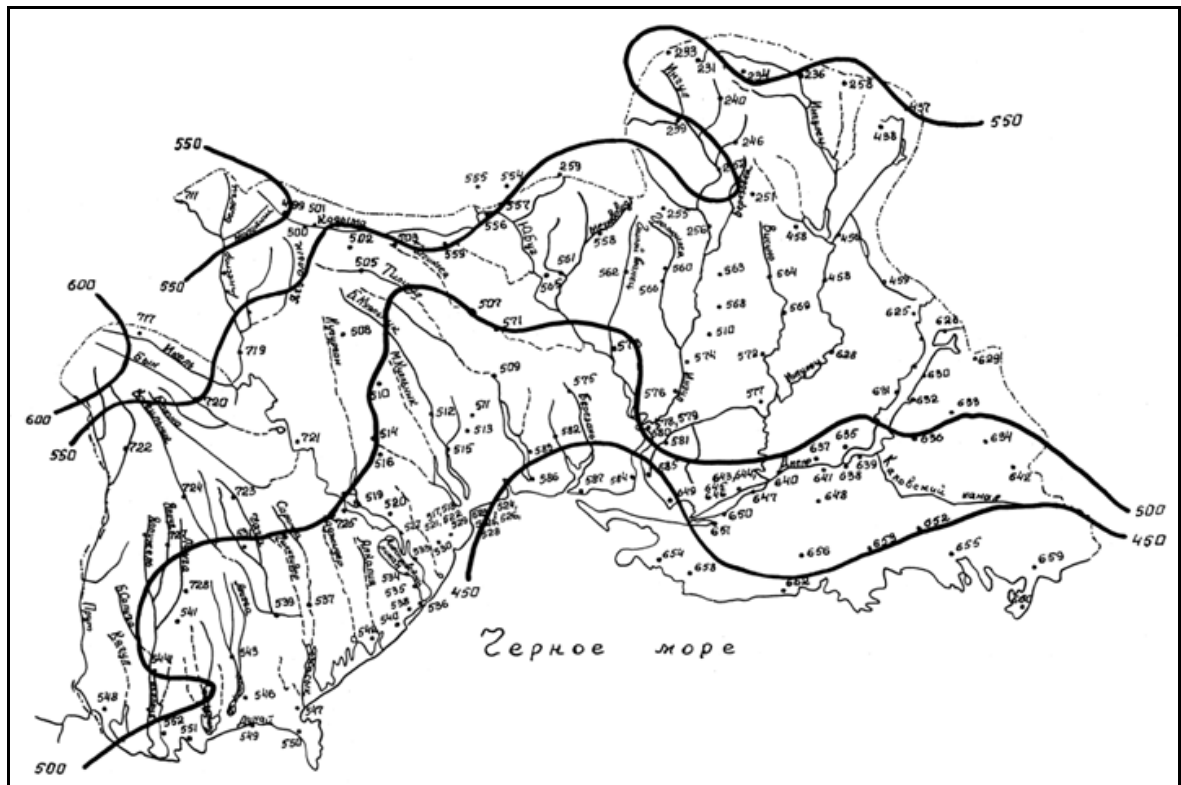


Рисунок 3.4 – Норми річних опадів (мм)  
на території Північно-Західного Причорномор'я [27]

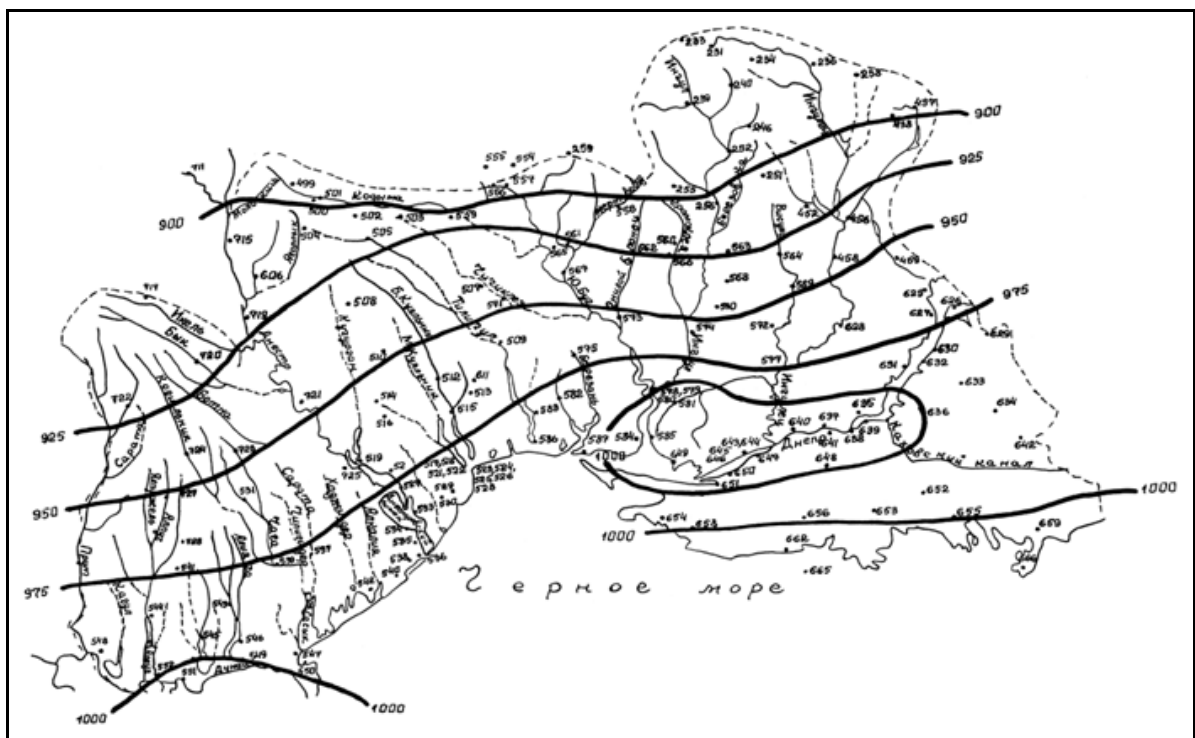


Рисунок 3.5 – Норми річного максимально можливого випаровування (мм)  
на території Північно-Західного Причорномор'я [27]

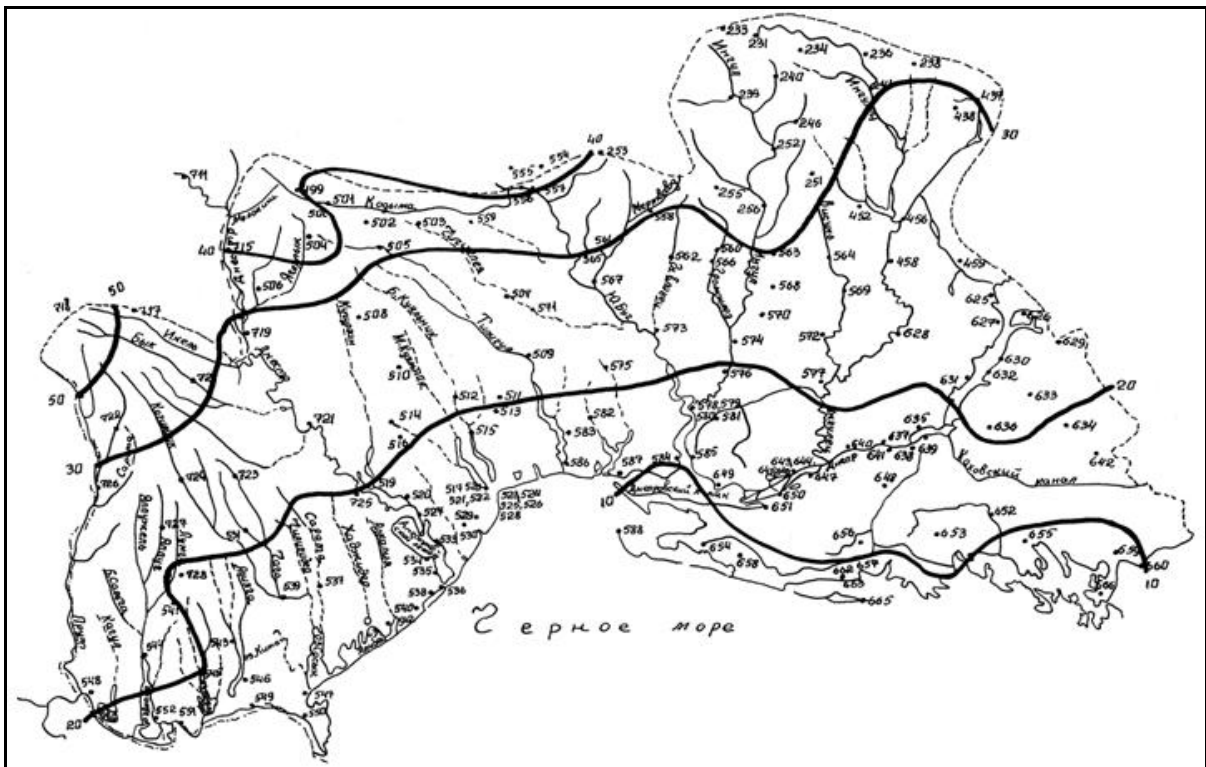


Рисунок 3.6 – Норми річного кліматичного стоку (мм) на території Північно-Західного Причорномор'я [27]

Розташування ізоліній норм кліматичного стоку (рис. 3.6) відповідає характеру просторового розподілу норм річних опадів. На базі даних про природний стік (здебільшого відновлений за рівнянням водогосподарського балансу) для різних регіонів України встановлено, що для великих водозборів рівнинної частини норма кліматичного стоку може бути ототожненою з нормою природного (непорушеного водогосподарчою діяльністю) стоку [28].

За А.М. Бефані (1957 р.) до великих, віднесено водозбори з площею більшою другої критичної, тобто з площею при якій ґрунтове живлення річки стабілізується. Порівняльний аналіз норм природного стоку, визначених за рівняннями водогосподарського балансу, та норм кліматичного стоку показав, що у зоні достатнього зволоження для великих водозборів відносно відхилення цих величин знаходиться у межах  $\pm 5\%$ , а у зоні недостатнього зволоження – у межах  $\pm 10\%$ . Побудова карти норм кліматичного стоку є особливо важливою для регіонів південної України, де річок зі стоком у природних умовах його формування практично не збереглося, а початок стаціонарних спостережень збігається з інтенсифікацією водогосподарських перетворень.

На сьогодні, як відомо, у практиці гідрологічних розрахунків використовується карта ізоліній норм річного стоку, яку рекомендовано нормативним документом СНІП 2.01.14-83, де ізолінії на території Причорномор'я і Степового Криму проведені пунктиром.

За рівнянням (3.9) були виконані розрахунки кліматичного стоку по місяцях за тридцятирічний період, що дозволило для території Північно-Західного Причорномор'я одержати наступні співвідношення між основними статистичними параметрами природного річного стоку [27]

$$C_V = \frac{5,6}{\bar{Y}_K^{0,62}}; C_S = 1,7C_V; r(1) \cong 0, \quad (3.16)$$

де  $C_V$  – коефіцієнт варіації річного стоку;

$C_S$  – коефіцієнт асиметрії;

$r(1)$  – коефіцієнт автокореляції.

На більшості малих та середніх водозборів, особливо у зоні недостатнього зволоження, норма кліматичного стоку відрізняється від природного. Відносні відхилення можуть досягати 30 % і більше, що пояснюється впливом інтразональних факторів формування стоку, роль яких підвищується із зменшенням площі водозбору та зростанням посушливості клімату. З метою урахування впливу факторів підстильної поверхні були встановлені поправкові коефіцієнти до норм кліматичного стоку  $\bar{Y}_K$ , визначених за картою ізоліній

$$k = \frac{\bar{Y}_П}{\bar{Y}_K}, \quad (3.17)$$

де  $k$  – поправковий коефіцієнт до норми кліматичного річного стоку;

$\bar{Y}_П$  – норма природного річного стоку.

За отриманими в такий спосіб коефіцієнтами та кількісними показниками факторів підстильної поверхні розроблялися регресійні рівняння (з покрововим вибором оптимальних предикторів), що мають відображати вплив найбільш вагомих інтразональних та азональних факторів на формування стоку малих та середніх водозборів. За характером отриманих залежностей територію південної України можна розділити на області як додатних, так і від'ємних виправлень до норми кліматичного стоку. У області додатних виправлень  $k = \frac{\bar{Y}_i}{\bar{Y}_K} > 1$ , тобто кліматичний (зональний) стік нижче природного стоку малих та середніх річок, а в області від'ємних  $k = \frac{\bar{Y}_i}{\bar{Y}_K} < 1$  – вище.

Границя між областями відповідає границі зим зі стійким сніговим покривом, який спостерігається менш, ніж у 50 % випадків. Сніговий покрив, запас води у якому визначає об'єм стоку за весняну повінь і головну частину



стоку за рік у цілому, розподіляється у лісостеповій та степовій зонах по площі водозбору нерівномірно. Під впливом вітру відбувається перерозподіл снігового покриву в гідрографічній мережі з наступною акумуляцією його в ярах та балках, що приводить до зменшення норм стоку збільшенням площі водозбору. Фактично діюча площа водозборів, на якій формується основний об'єм стоку повені у замикальному створі, значно менше загальної площі водозбору. У результаті річні норми природного стоку малих водозборів перевищують зональний (кліматичний) стік

$$k = 2,4 - 0,7[\lg(F + 1) - 1], \text{ при } F < 1000\text{км}^2 \text{ та } k = 1 \text{ при } F \geq 1000\text{км}^2. \quad (3.18)$$

У підзоні Південного степу, де стійкий сніговий покрив утворюється дуже рідко, а перевага у формуванні річного стоку належить дощовим опадам, серед факторів підстильної поверхні значне місце займають втрати на затримку поверхневих вод у зниженнях рельєфу. Непрямим показником втрат стоку на поверхневу затримку може служити ухил водозбору. Дані про середньозважені ухили в довідковій літературі є не по усіх водозборах, тому для практичного застосування була запропонована залежність коефіцієнта переходу від середньої висоти водозбору, значення якої певним чином зв'язані з ухилом. Поправкові коефіцієнти зменшуються від 1 до нуля в міру зниження висоти місцевості, але лише в межах висот менших за 280 м

$$k = 1 - 0,003(280 - H_{cp}), \text{ при } H_{cp} < 280\text{м} \text{ та } k = 1 \text{ при } H_{cp} \geq 280\text{м}, \quad (3.19)$$

де  $H_{cp}$  – середня висота водозбору.

Розроблена методика визначення норм природного стоку на основі кліматичного має велике практичне значення і була використана для оцінки природних водних ресурсів південно-західного Причорномор'я, де дані спостережень за стоком практично відсутні, як вихідна база при математичному моделюванні побутового стоку.

Норма кліматичного стоку р. Тілігул за прийнятою моделлю становить 23 мм. Басейн річки входить до області від'ємних виправлень. Середня висота водозбору становить 120 м. Коефіцієнт переходу від норми кліматичного стоку до природного, розрахований за (3.19) дорівнює 0,55. Таким чином, норма природного річного стоку дорівнює 13 мм, коефіцієнт варіації – 1,16, коефіцієнт асиметрії – 2,0 (табл. 3.4).

На основі типового розподілу стоку по місяцях та сезонах [3, 40] отримані величини стоку у характерні по водності роки (табл. 3.5).

Таблиця 3.4 – Параметри природного річного стоку водозбору р. Тілігул

| Норма кліматичного стоку, $\bar{Y}_K$ , мм | Середня висота водозбору, $H_{cp}$ , м | Площа водозбору, $F$ , км <sup>2</sup> | Перехідні коефіцієнти, $K_1, K_2$ | Параметри природного стоку |           |           | Величина стоку у роки різної забезпеченості (за методом моментів), мм |              |              |              |              |
|--|--|--|-----------------------------------|----------------------------|-----------|-----------|---|--------------|--------------|--------------|--------------|
|  |  |  |                                   | $\bar{Y}_{PP}$ , мм        | $C_{vPP}$ | $C_{sPP}$ | $Y_{PP5\%}$   | $Y_{PP25\%}$ | $Y_{PP50\%}$ | $Y_{PP75\%}$ | $Y_{PP95\%}$ |
| 23   | 120                                    | 3300                                   | 0,55                              | 13,0                       | 1,14      | 1,9       | 43,2  | 18,9         | 8,33         | 2,29         | 0,00         |

Таблиця 3.5 – Величини шарів стоку (мм)у характерні по водності роки за типовим розподілом стоку по місяцях та сезонах для XV району [3],

| Водність року                      | Шар річного природного стоку, мм | Розподіл стоку, % |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |      |             |              |             |             |
|------------------------------------|----------------------------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|------|-------------|--------------|-------------|-------------|
|                                    |                                  | За місяцями       |      |      |      |      |      |      |      |      |      | За сезонами |      |             |              |             |             |
|                                    |                                  | III               | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | I           | II   | Весна III-V | Літо VI-VIII | Осінь IX-XI | Зима XII-II |
| Шари стоку, мм                     |                                  |                   |      |      |      |      |      |      |      |      |      |             |      |             |              |             |             |
| Багатоводний<br>$P = 25\%$         | 18,9                             | 4,13              | 9,15 | 0,99 | 0,91 | 0,74 | 0,54 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,69 | 0,54        | 0,91 | 14,3        | 2,19         | 0,00        | 2,14        |
| Середній за водністю<br>$P = 50\%$ | 8,33                             | 0,84              | 2,14 | 0,28 | 0,27 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,12        | 0,29 | 3,27        | 0,40         | 0,00        | 0,49        |
| Маловодний<br>$P = 75\%$           | 2,29                             | 0,09              | 0,17 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00        | 0,02 | 0,30        | 0,03         | 0,00        | 0,02        |

У роки різної водності найбільші шари стоку будуть спостерігатися у весняний сезон, а найменші – у осінній. Для багатоводного року ( $Y_{25\%}$ ) за типовою схемою стік відсутній з вересня по листопад, у рік середній за водністю ( $Y_{50\%}$ ) – стік відсутній з серпня по листопад, у маловодний ( $Y_{75\%}$ ) – річка буде пересихати з липня місяця по січень.

3.4 Обґрунтування методики визначення характеристик річного побутового стоку за стохастичною моделлю та впливу ставок та водосховищ на норму природного річного стоку

Запропонована математична модель річного побутового стоку поєднує стохастичний та детерміністичний підходи [27]. У її основі лежить рівняння водогосподарчого балансу водозбору, яке можна записати в такий спосіб [25]

$$W_{ПБ} = W_{ПР} - \Delta W_{БП} + \Delta W_{СК}, \quad (3.20)$$

де  $W_{ПБ}, W_{ПР}$  – об'єми побутового та природного стоку;

$\Delta W_{БП}$  – безповоротні вилучення стоку з поверхневих водотоків;

$\Delta W_{СК}$  – скидання води в поверхневі водотоки.

Надалі здійснюється перехід до ймовірнісної форми запису загального рівняння (3.20), в якому розглядаються величини природного та побутового стоку заданої забезпеченості. Для стохастичного опису багаторічних коливань природного стоку залучено модель простого ланцюга Маркова [41], на вході в яку використовуються статистичні параметри природного стоку. Основна проблема полягає в установленні зв'язків між природним стоком та складовими водогосподарських балансів у роки з різною забезпеченістю.

Такий вид водогосподарських перетворень у межах водозборів як створення штучних водойм для переважно сезонного регулювання стоку одержав інтенсивний розвиток наприкінці 50-их – початку 60-их рр. ХХ ст. Для Північно-Західного Причорномор'я було характерним створення так званих «копаней», розташованих у 50-200 м від русла річки, у які вода накачується насосом. Згодом з'ясувалося, що ефективність такого роду споруджень невисока. Рівнинна місцевість з ґрунтами, що легко змиваються, примітивні водоскидні спорудження привели в кінцевому рахунку до замулення водойм і, отже, до погіршення якості води. В умовах посушливого клімату, з високими теплоенергетичними ресурсами, такі водойми починають відігравати роль штучних випарників, що істотно знижують стік річок.

Вплив ставків і водойм як штучних (неприродних) об'єктів ландшафту може бути описаний наступним балансовим співвідношенням

$$Y_{ПБ}F = Y_{ПР}(F - \sum F_B) - (E_B - X)\sum F_B, \quad (3.21)$$

де  $Y_{ПР}, Y_{ПБ}$  – природний та побутовий річний стік, виражений у мм шару стоку;

$E_B$  – випаровування з водної поверхні;

$X$  – сумарні опади на водну поверхню;

$\sum F_B$  – сумарна площа водної поверхні у межах водозбору.

Втрати стоку в результаті додаткового випару з водної поверхні визначаються різницею  $(E_B - X)$ , яка підкоряється зональному (широтному) закону розподілу гідрометеорологічних величин і зв'язана з водністю року. Площа водної поверхні встановлювалася з використанням постулатів інваріантності в морфології водойм посушливої зони [42].

Розглядаючи ставки і водосховища Причорноморської низовини як генетично однорідну групу водойм, визначені основні морфологічні характеристики не для одного, а для декількох водойм, розташованих у межах водозбору. Безпосередньо для стохастичного моделювання використане балансове співвідношення виду

$$Y_{ПБ,Р} = Y_{ПР,Р}(1 - \alpha_P f_B), \quad (3.22)$$

де  $\sum F_B$  – сумарна площа водної поверхні штучних водойм, виражена в частках від загальної площі водозбору;

$\alpha_P$  – безрозмірний коефіцієнт, який можна представити у виді функції водності року заданої забезпеченості  $P$ .

Для Північно-Західного Причорномор'я ця функція може бути представленою у вигляді залежності

$$\alpha_P = \frac{602}{Y_P^{1,14}}. \quad (3.23)$$

У (3.22) виконане відокремлення не випадкової, що задається директивно, складової  $f_B$  та «кліматичної»  $\alpha_P$ , яка є випадковою й описується стохастичним законом розподілу. Запропонований прийом дозволяє виконувати числові експерименти в моделюванні, при яких значення  $f_B$  в кожному

випробуванні задається постійним, що дозволяє зберегти стаціонарність ряду, який моделюється.

Результатом такого роду експерименту є залежність норми побутового стоку від  $f_B$ . Вплив штучних водойм (ШВ), що не мають значної регулюючої ємності, у зоні недостатнього зволоження обертається для водних ресурсів не тільки зниженням норми річного стоку, але й збільшенням його багаторічної мінливості й асиметричності розподілу.

Посилення нерівномірності багаторічного розподілу стоку означає, в першу чергу, зниження стоку маловодних років, які й у природних умовах є лімітуючими для сільського господарства. Інтенсивність змін стоку стає більш вираженою при переході від зони достатнього зволоження ( $\bar{Y}_K = 50\text{мм}$ ) до зони недостатнього зволоження ( $\bar{Y}_K = 20\text{мм}$ ), а також при збільшенні площ водної поверхні ШВ.

Виходом моделі є статистичні параметри річного побутового стоку при заданих кліматичних умовах та масштабах водогосподарської діяльності. Результати стохастичного моделювання узагальнювалися у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою «функції відгуку» характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення [43]. Оскільки в межах однієї і тієї ж річки кількісний та якісний склад чинників може змінюватися, з метою урахування сумісного впливу водогосподарських чинників запропоновано «коефіцієнти антропогенного впливу»

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \quad (3.24)$$

де  $A_0$  – значення того або іншого статистичного параметра річного стоку в природних умовах;

$A_f$  – значення параметра побутового стоку при заданих показниках антропогенного впливу.

Установлено, що вплив антропогенних чинників посилюється у міру збільшення площ, які знаходяться під дією водогосподарських перетворень, а також у міру переходу від зони достатнього зволоження до зони недостатнього [25]. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма природного річного стоку.

Сумісна дія  $m$  водогосподарських чинників може бути урахована за наступним рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)]. \quad (3.25)$$

За наявності трьох чинників водогосподарської діяльності сумісний облік впливу чинників господарської діяльності виконувався за таким виразом

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 + k_3 - 2), \quad (3.26)$$

а за наявності двох чинників господарської діяльності

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 - 1), \quad (3.27)$$

де  $k_1, k_2, k_3, \dots, k_m$  – коефіцієнти, які кількісно ураховують зміни статистичних параметрів річного стоку.

Для практичного застосування були виконані узагальнення результатів імітаційних випробувань на основі моделі множинної регресії [43].

Загальний вид аналітичних рівнянь для оцінки коефіцієнтів антропогенного впливу при наявності на водозборах штучних водойм, які є штучними об'єктами ландшафту, описується таким чином

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{YA} f_B}, \quad (3.28)$$

$$k'_{Cv} = e^{\alpha_{Cv} f_B}, \quad (3.29)$$

$$k'_{Cs} = e^{-\alpha_{Cs} f_B}, \quad (3.30)$$

де  $k'_{\bar{Y}}, k'_{Cv}, k'_{Cs}$  – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри  $A$ ;

$\alpha_A$  – коефіцієнти, які залежать від співвідношення ресурсів вологи та тепла  $\beta_H$  або від норми кліматичного стоку – як інтегрального показника зволоженості водозбору [29].

Згідно з даними наведеними у [3] сумарна площа водної поверхні у межах водозбору р. Тілігул становить 7,8 км<sup>2</sup>. За формулами (3.28-3.33) були установлені коефіцієнти антропогенного впливу (табл. 3.7) та розрахований стік у роки різної водності.

З табл. 3.7 можна бачити, що норма побутового стоку становить 12 мм, коефіцієнт варіації – 1,5, коефіцієнт асиметрії – 2,0, при відносній площі водного дзеркала – 0,24 %.

Різниця між природнім та побутовим стоком в роки різної водності представлена у табл. 3.8.

Таблиця 3.7 – Параметри побутового стоку р. Тілігул при наявності на басейні ШВ

| Площа водозбору, $F$ , км <sup>2</sup> | Коефіцієнти антропогенного впливу |          |          | Параметри побутового стоку |      |      | Величина стоку у роки різної забезпеченості |                 |                 |                 |                 |
|--|-----------------------------------|----------|----------|----------------------------|------|------|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|  | $k_{\bar{Y}}$                     | $k_{Cv}$ | $k_{Cs}$ | $\bar{Y}_{ПОВ}$ , мм       | $Cv$ | $Cs$ | $Y_{5\%}$ , мм                              | $Y_{25\%}$ , мм | $Y_{50\%}$ , мм | $Y_{75\%}$ , мм | $Y_{95\%}$ , мм |
| 3300                                   | 0,95                              | 1,03     | 1,02     | 12,0                       | 1,17 | 2,0  | 40,8  | 17,6            | 7,54            | 1,78            | 0,00            |

Таблиця 3.8 – Зміна річного стоку р. Тілігул при наявності на басейні ШВ

| Зміни водності  | Дуже багатоводний | Багатоводний | Середній за водністю | Маловодний | Дуже маловодний |
|---|-------------------|--------------|----------------------|------------|-----------------|
| $\varepsilon = \frac{Y_{ПОВ,Р} - Y_{ПР,Р}}{Y_{ПР,Р}} \cdot 100\%$ | -5,47 %           | -6,70 %      | -9,48 %              | -22,6 %    | –               |

Встановлено, що за рахунок додаткового випаровування з водної поверхні ШВ стік р. Тілігул у дуже багатоводний рік зменшується в незначній мірі – на 9 %, у багатоводний – на 6 %, у середній по водності – на 12 %, у маловодний – на 14,5 %. У дуже маловодні роки стік відсутній, як у природних умовах, так і при водогосподарських перетвореннях.

При величині природного річного стоку 13 мм, загальний об'єм води, який надходить до Тілігульського лиману становить 42,9 млн. м<sup>3</sup>. Коефіцієнт наповнення ШВ становить 0,98 (при сумарному об'ємі 2,66 млн. м<sup>3</sup>).

Таким чином, при одноразовому наповненні штучних водойм буде вилучено 2,60 млн. м<sup>3</sup>, що становить 6,0 % від усього припливу води.

Такі результати указують на те, що ставки та інші водойми здатні суттєво впливати на водний режим р. Тілігул. При поєднанні коефіцієнту регулюючої ємності та коефіцієнту антропогенного впливу сумарний антропогенний вплив буде становити  $K_{\bar{Y}} = (0,06 + 0,95 - 1) = 0,91$ , а  $\bar{Y}_{ПОВ} = 12,0$  мм.

Коефіцієнт варіацій встановлюється за (3.16) і становить 1,19. Виходячи з того, що  $Cs = 1,7Cv$ , коефіцієнт асиметрії буде дорівнювати 2,02.

Параметри побутового річного стоку р. Тілігул при втратах на додаткове випаровування з водної поверхні наведені в табл. 3.9, а сумарна зміна річного стоку води при втратах на заповнення штучних водойм та додаткове випаровування – в табл. 3.10.

Таблиця 3.9 – Параметри побутового річного стоку р. Тілігул при втратах на заповнення та додаткове випаровування з водної поверхні ШВ

| Параметри побутового стоку |       |       | Величини побутового стоку у роки різної забезпеченості (метод моментів), мм |                |                |                |                |
|----------------------------|-------|-------|---|----------------|----------------|----------------|----------------|
| $\bar{Y}_{ПОВ}$ , мм       | $C_v$ | $C_s$ | $Y_{ПОВ 5\%}$   | $Y_{ПОВ 25\%}$ | $Y_{ПОВ 50\%}$ | $Y_{ПОВ 75\%}$ | $Y_{ПОВ 95\%}$ |
| 11,8                       | 1,20  | 2,04  | 40,6  | 17,6           | 7,57           | 1,76           | –              |

Таблиця 3.10 – Сумарна зміна річного стоку при втратах на заповнення та додаткове випаровування з водної поверхні ШВ

| Зміни водності  | Дуже багатоводний | Багатоводний | Середній за водністю | Маловодний | Дуже маловодний |
|---|-------------------|--------------|----------------------|------------|-----------------|
| $\varepsilon = \frac{Y_{ПОВ,Р} - Y_{ПР,Р}}{Y_{ПР,Р}} \cdot 100\%$ | -6,02 %           | -6,95 %      | -9,03 %              | -23,1 %    | –               |



## 4 ГІДРАВЛІКО-МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА РОЗРАХУНОК ВОДООБМІНУ В СИСТЕМІ «ЛИМАН-МОРЕ»

З урахуванням того, що річковий стік в лимані майже відсутній (пов'язано з його регулюванням ставками і водосховищами й ін.), водообмін в лимані відбувається головним чином за рахунок припливу-відтоку води через канал «лиман-море». Одними з головних чинників, що визначають водообмін лиману з морем через цей канал – це перепад рівнів води та вітрові умови.

### 4.1 Морфометричні характеристики Тілігульського лиману

До основних морфометричних характеристик Тілігульського лиману, які необхідні для обчислення його водообміну відносяться: площа водного дзеркала ( $F$ , млн. м<sup>2</sup>) та об'єм води лиману ( $W$ , млн. м<sup>3</sup>), при різних рівнях води на водомірному посту ( $H$ , м БС). Для того щоб обчислити необхідні морфометричні характеристики треба побудувати план лиману в ізобатах.

#### 4.1.1 Побудова плану Тілігульського лиману в ізобатах

Побудова плану лиману в ізобатах виконувалася за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення Surfer 7.04. План лиману побудовано при відмітці рівня води мінус 0,4 м БС. Для його побудови були використані дані батиметричної зйомки, виконаної в восени 2010 р., карти масштабу 1:500000 та 1:100000 і супутникових знімків.

Батиметрична зйомка (проміри глибин) – це вид гідрологічних вимірювань, який дозволяє отримати інформацію про відстань від поверхні води до дна, тобто глибину водойми, для визначення рельєфу її дна.

При виконанні промірів глибин виконуються наступні роботи: призначаються промірні створи (галси); визначається положення промірних точок (вертикалей); фіксуються рівні води на початку та по завершенню промірних робіт (на основному або тимчасовому водомірному постах); вимірюються глибини на промірних вертикалях у створах; одночасно визначається характер ґрунту дна водойми.

Проміри глибин виконуються дискретним методом (глибини вимірюються в окремих точках) акустичним способом (ехолокацією) або

механічним – з використанням гідрометричної штанги. Визначення координат промірних вертикалей виконується за допомогою GPS-навігатора (приймача).

При промірних роботах використовувався електронний ехолот Fishfinder-250, фірми Garmin (s/n 50508248). Цей електронний ехолот є сонаром нового покоління, завдяки своїм малим габаритам та інтеграції з комп'ютером і GPS-навігаторами по COM-порту. Випромінювач ехолоту було закріплено на транці промірного човна.

Для координування промірів глибин (визначення координат промірних вертикалей), точок нівелювання, пунктів визначення мінералізації, фізико-хімічних властивостей води та гідробіологічних досліджень було використано сучасні GPS-навігатори фірми Garmin, а саме: GPS-72 (s/n 82335369) та GPS-72, Int'I (s/n 13400382). При цьому точність планової прив'язки (визначення місця положення промірної вертикалі, точок нівелювання тощо) при використанні таких GPS-приймачів завжди складає до 1-4 м (в залежності від кількості прив'язок до супутників).

План водойми в ізобатах побудовано в системі координат WGS-84, де  $X$ , м та  $Y$ , м – це прямокутні координати в цій системі (рис. 4.1).

#### 4.1.2 Побудова кривих об'ємів і площ водної поверхні лиману

Для визначення площі та об'єму Тілігульського лиману при будь-яких рівнях води будуються криві залежностей між рівнем води в лимані та його площами  $F = f(H)$  і об'ємами  $W = f(H)$ .

Площі водного дзеркала лиману  $F$ , визначалася за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення Surfer 7.04 з використанням електронного плану лиману в ізобатах.

Об'єми води в лимані  $W$  розраховувалися складанням часткових об'ємів ( $W_1, W_2, \dots, W_i$ ) між ізобатами та визначалися за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення Surfer 7.04.

Часткові об'єми дорівнюють

$$W_i = \frac{F_1 + F_2}{2} h_{\text{пер}}, \quad (4.1)$$

де  $F_i$  – площа, обмежена  $i$ -ю ізобатою;

$h_{\text{пер}}$  – відстань між ізобатами по висоті.

Координати цих кривих, а саме, рівні води та відповідні до них площі й об'єми, наведено в табл. 4.1. З використанням цих даних побудовані необхідні криві  $F = f(H)$  та  $W = f(H)$ , які наведено на рис. 4.2.

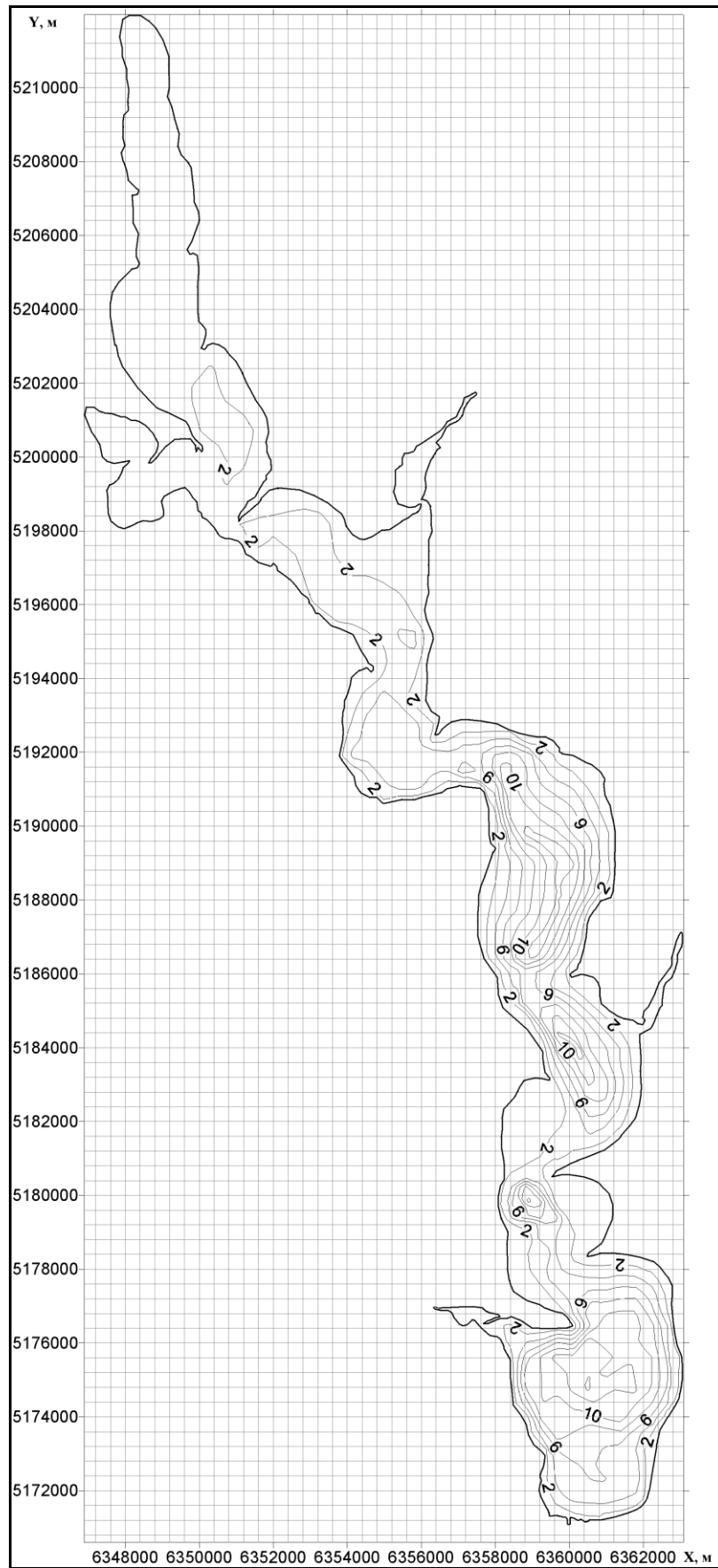


Рисунок 4.1 – План Тілігульського лиману в ізобатах  
(рівень води становить мінус 0,40 м БС, система координат WGS-84)

Таблиця 4.1 – Координати кривої площ водного дзеркала  $F = f(H)$  та кривої об'ємів води  $W = f(H)$  Тілігульського лиману (за даними батиметричної зйомки восени 2010 р., картами М 1:50000 та М 1:100000)

| № п/п | Відмітка рівня води, $H$ , м БС | Площа водної поверхні, $F$ , млн. м <sup>2</sup> | Об'єм води, $W$ , млн. м <sup>3</sup> |
|-------|---------------------------------|--|---------------------------------------|
| 1     | -0,40                           | 170  | 452                                   |
| 2     | -1,40                           | 100  | 352                                   |
| 3     | -2,40                           | 67,6   | 276                                   |
| 4     | -3,40                           | 53,9   | 216                                   |
| 5     | -4,40                           | 43,5   | 167                                   |
| 6     | -5,40                           | 35,0   | 128                                   |
| 7     | -6,40                           | 29,0   | 96,0                                  |
| 8     | -7,40                           | 24,4   | 69,6                                  |
| 9     | -8,40                           | 20,4   | 47,2                                  |
| 10    | -9,40                           | 16,6   | 28,7                                  |
| 11    | -10,40                          | 11,8   | 14,2                                  |
| 12    | -11,40                          | 6,37   | 5,55                                  |
| 13    | -12,40                          | 2,29   | 1,38                                  |
| 17    | -22,00                          | 0  | 0                                     |

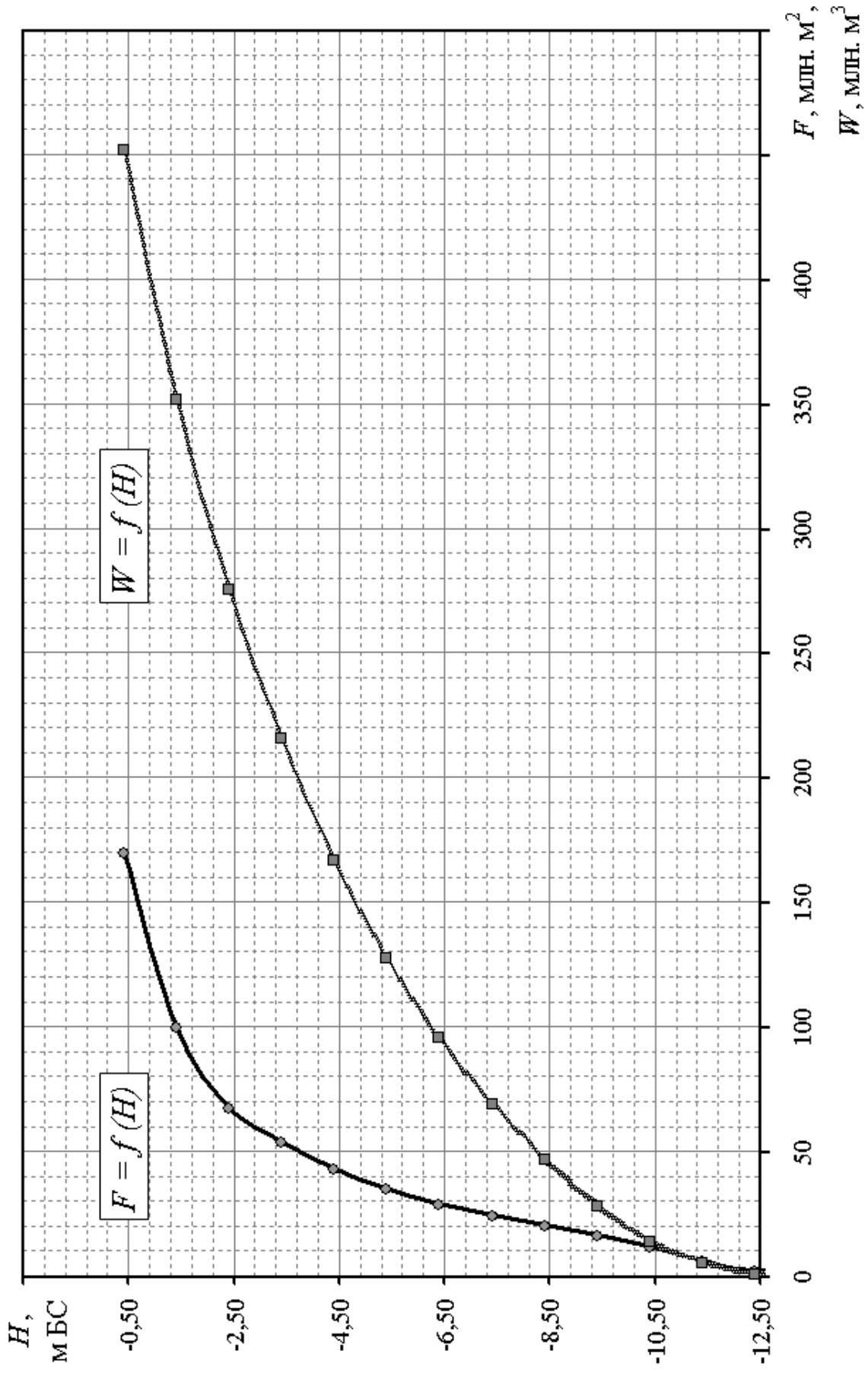


Рисунок 4.2 – Криві площ водної поверхні та об'ємів води Тілігульського лиману (за даними батиметричної зйомки восени 2010 р., картами М 1:50000 та М 1:100000)

#### 4.2 Гідравліко-морфометричні характеристики каналу «лиман-море»

Довжина каналу складає біля 3,3 км, ширина – від 20 до 25 м, середня глибина – від 1,2 до 1,6 м (в залежності від рівня води).

Західний берег каналу утворює дорожня насип, під якою прокладено два залізобетонних лотка, що дозволяють легко враховувати напрям та обсяги води, що переміщується між каналом і солоними озерами з західного боку від дороги (рис. 4.3). Солоність води в озерах в посушливі сезони піднімалася до 80 ‰, а у інші пори року вона вище, ніж у лимані та прилеглий до лиману акваторії моря. Зі східної сторони межа каналу на значному протязі плавневими озерами.

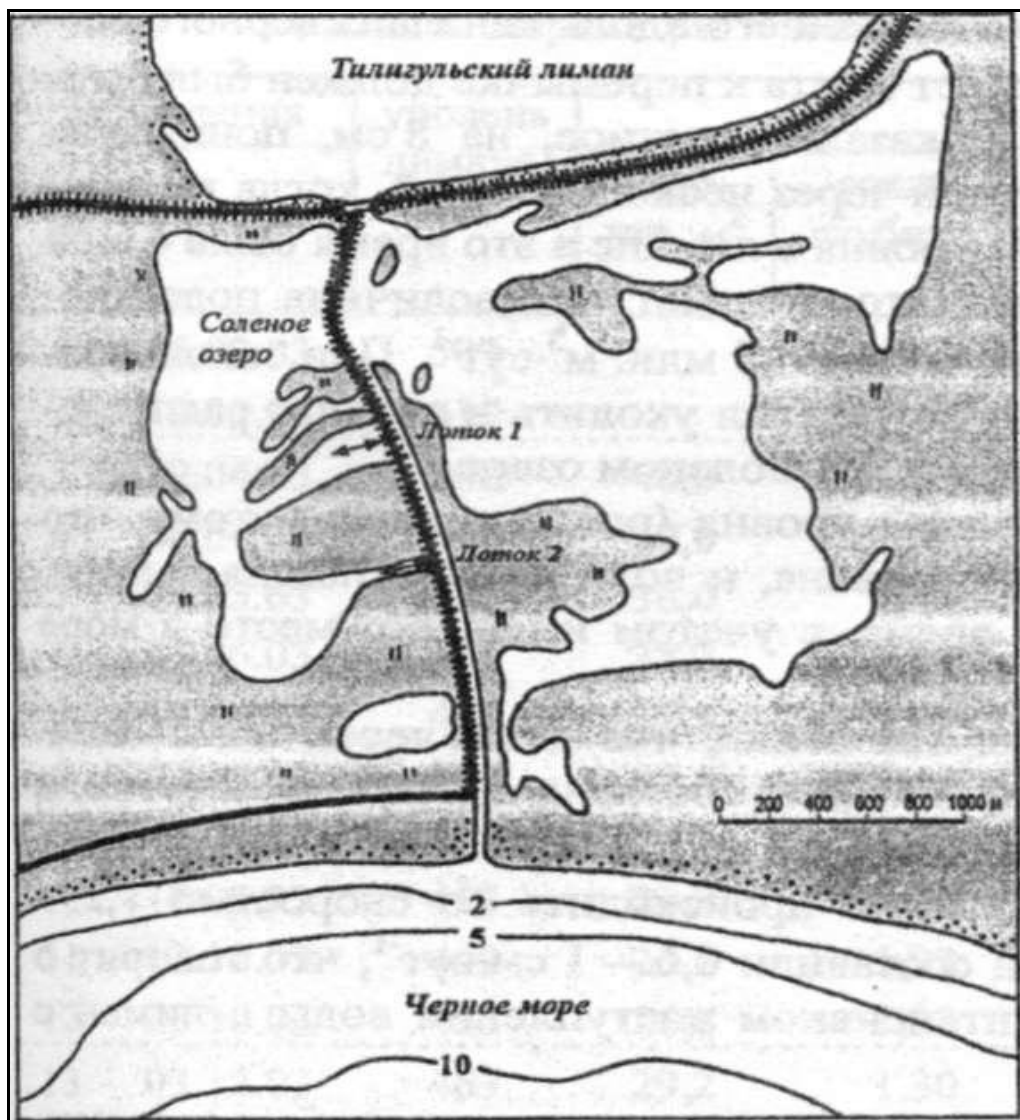


Рисунок 4.3 – Карта-схема пересипу Тілігульського лиману [12]

Витрати води та напрямок течії в каналі, а також його гідравліко-морфометричні характеристики визначалися за даними натурних вимірювань, які виконувалися в 2003-2004 рр. і показані в табл. 4.2.

Таблиця 4.2 – Витрати води в каналі у 2003-2004 рр. [12]

| №  | Дата       | $H$ ,<br>см | $B$ ,<br>м | $h_{сер}$ ,<br>м | $V$ ,<br>см/с | Напрямок<br>течії | $Q$ ,<br>тис. м <sup>3</sup> /д |
|----|------------|-------------|------------|------------------|---------------|-------------------|---------------------------------|
| 1  | 16.03.2003 | 507         | -          | -                | Лід           | -                 | -                               |
| 2  | 19.03.2003 | 519         | -          | -                | Лід           | -                 | -                               |
| 3  | 22.04.2003 | 508         | 40,0       | 1,58             | 37,5          | в канал           | 1300                            |
| 4  | 26.04.2003 | 504         | 39,0       | 1,55             | 74,1          | в канал           | 2500                            |
| 5  | 14.05.2003 | 492         | 36,0       | 1,43             | 8,0           | в канал           | 250                             |
| 6  | 05.06.2003 | 481         | 33,2       | 1,41             | 12,2          | в лиман           | 350                             |
| 7  | 18.06.2003 | 477         | 32,5       | 1,41             | 11,5          | в лиман           | 320                             |
| 8  | 22.07.2003 | 477         | 32,5       | 1,41             | 10,5          | в канал           | 300                             |
| 9  | 13.08.2003 | 464         | 29,5       | 1,31             | 15,2          | в канал           | 400                             |
| 10 | 17.09.2003 | 453         | 26,8       | 1,24             | 6,0           | в канал           | 140                             |
| 11 | 12.10.2003 | 449         | 26,2       | 1,23             | 16,3          | в лиман           | 370                             |
| 12 | 28.10.2003 | 453         | 26,8       | 1,23             | 16,3          | в лиман           | 370                             |
| 13 | 03.12.2003 | 463         | 29,2       | 1,30             | 17,0          | в канал           | 430                             |
| 14 | 03.01.2004 | 474         | 31,8       | 1,39             | 47,3          | в канал           | 1300                            |

З використанням цих даних натурних спостережень на каналі «лиман-море» отримані залежності між рівнем води в лимані ( $H$ , см) та середніми шириною ( $B$ , м), глибиною ( $h_{сер}$ , м), площею водного перерізу ( $w$ , м<sup>2</sup>) каналу, які показані на рис. 4.4-4.6.

Залежності між рівнем води в лимані та середніми шириною, глибиною і площею водного перерізу каналу апроксимуються такими лінійними рівняннями:

$$B = 0,07 \cdot H - 10,3, \quad (4.2)$$

$$h_{сер} = 0,01 \cdot H - 1,43, \quad (4.3)$$

$$w = 0,24 \cdot H - 80,1, \quad (4.4)$$

де  $B$ ,  $h_{сер}$ ,  $w$  – відповідно, середні ширина, м, глибина, м, площа водного перерізу, м<sup>2</sup>, каналу;

$H$  – рівень води на водпосту в лимані, см.

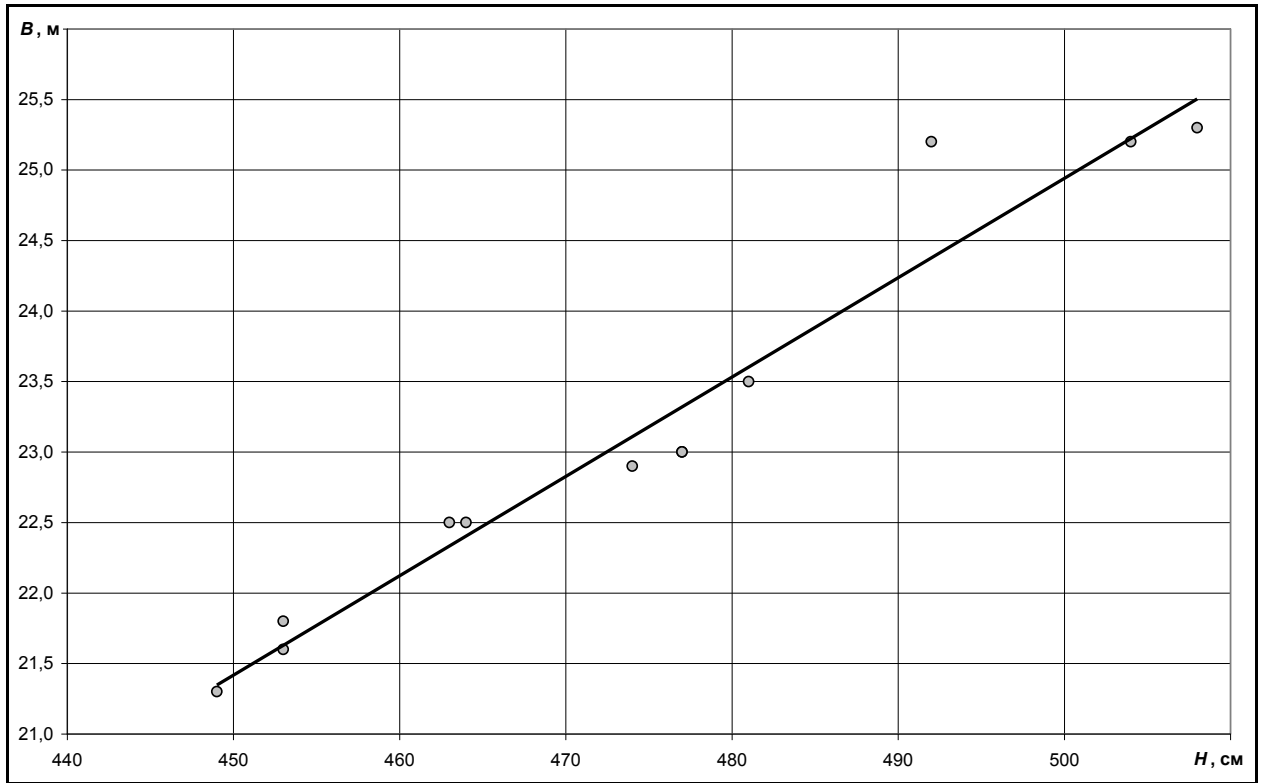


Рисунок 4.4 – Зв'язок ширини каналу та рівня води в лимані

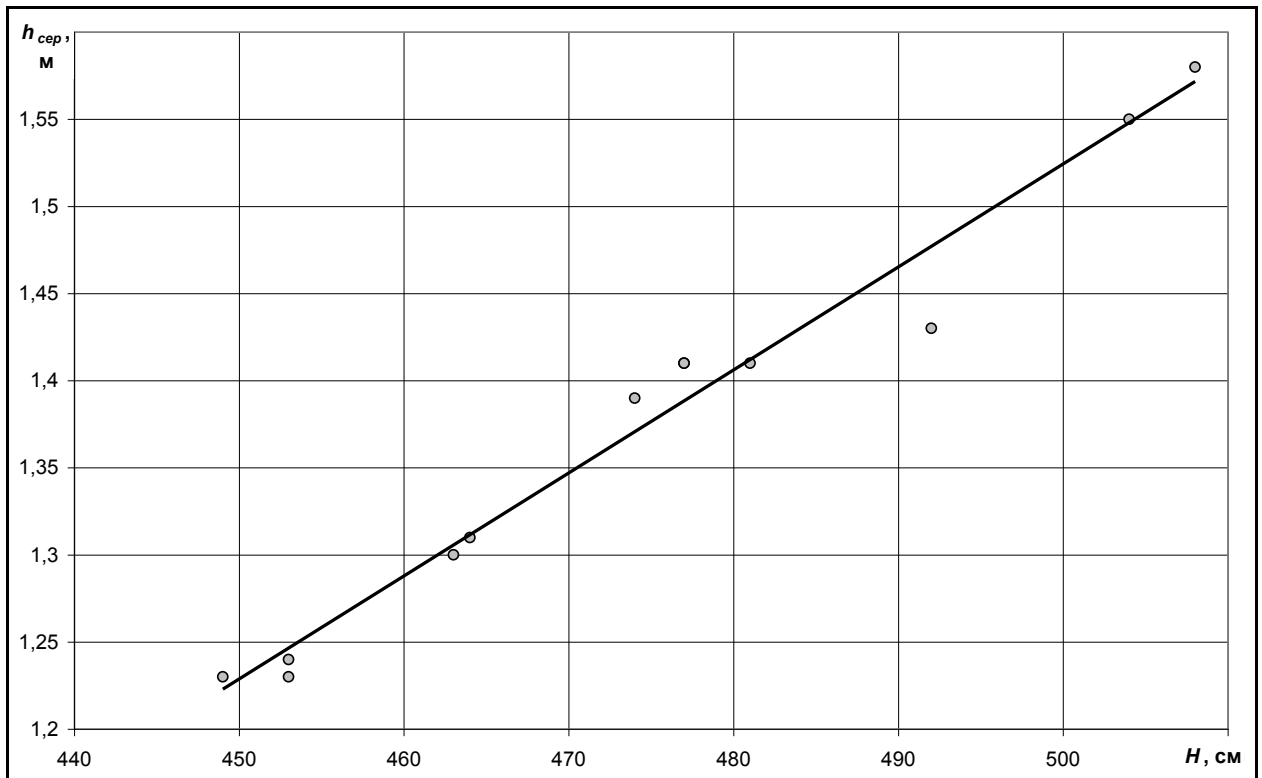


Рисунок 4.5 – Зв'язок глибини каналу та рівня води в лимані



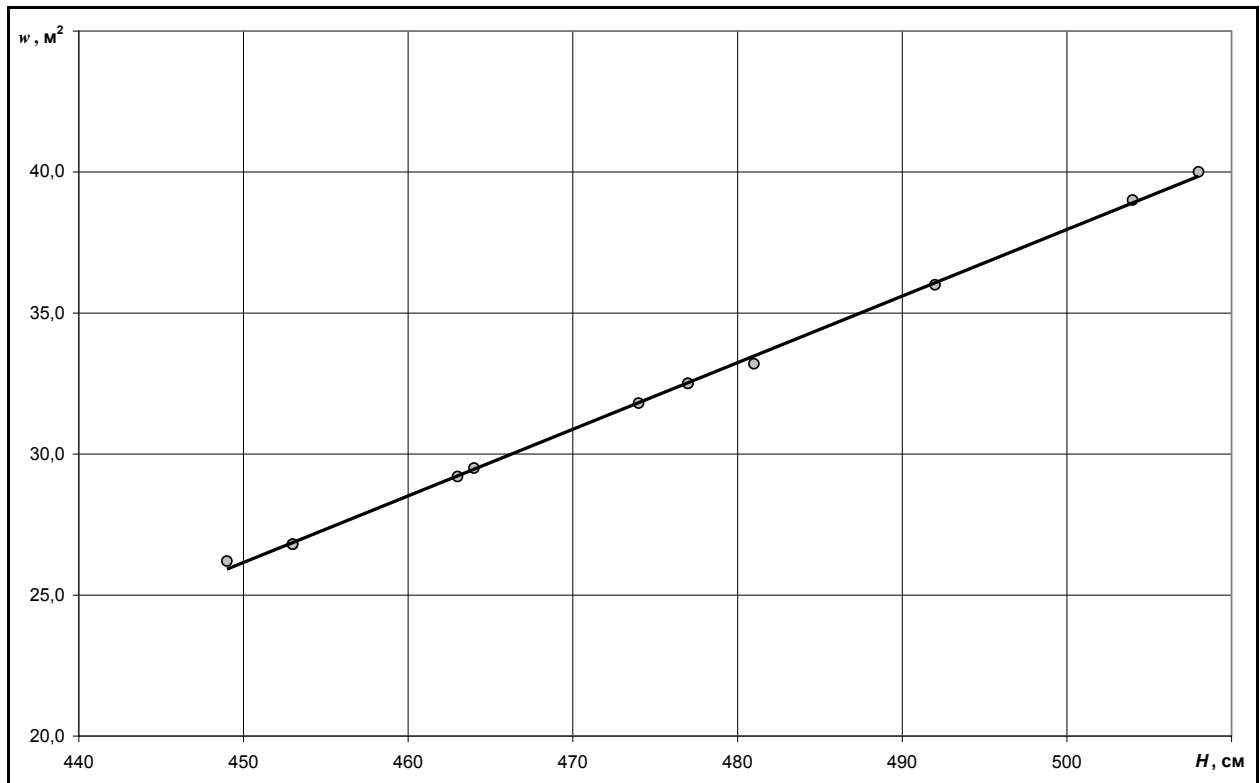


Рисунок 4.6 – Зв'язок площі водного перерізу каналу та рівня води в лимані

Далі з використанням отриманих залежностей були розраховані величини гідравлічного опору (модулю опору) каналу ( $F_{\text{общ}}$ ) для різних рівнів води в лимані – від рівня, при якому глибина каналу буде дорівнювати нулю (250 см), до максимального рівня, який спостерігався на водпосту Коблево (550 см).

Обчислення  $F_{\text{общ}}$  виконувалося за рівнянням (4.5):

$$F_{\text{общ}} = \frac{L \cdot n^2}{B^2 \cdot h_{\text{сеп}}^{3,33}}, \quad (4.5)$$

де  $L$  – довжина каналу, м ( $L \approx 3300$  м);

$B$  – середня ширина каналу, м;

$n$  – коефіцієнт шорсткості ( $n \approx 0,050$ );

$h_{\text{сеп}}$  – середня глибина каналу, м.

За результатами розрахунків (табл. 4.3) побудовано залежність гідравлічного опору каналу від рівня води в лимані під час руху води в каналі у будь-якому напрямку (рис. 4.7). Після цього за даними про виміряні добові об'єми припливу-стоку води ( $Q$ , тис. м<sup>3</sup>/д) через канал «лимани-море» і напрямом течії води (табл. 4.2), а також напрямом і швидкістю вітру для 2003 р. (табл. 4.4-4.5), при сполученні лиману з морем, були отримані зв'язки між добовими об'ємами припливу-стоку води через канал «лимани-море» та рівнями води в лимані  $Q = f(H)$ , з урахуванням напрямку та швидкості вітру у цьому районі (рис. 4.8).

Таблиця 4.3 – Розрахунок гідравлічного опору каналу «лиман-море»

| $H$ , см | $h_{\text{сеп}}$ , м | $B$ , м | $F_{\text{обц}}$ | $H$ , см | $h_{\text{сеп}}$ , м | $B$ , м | $F_{\text{обц}}$ |
|----------|----------------------|---------|------------------|----------|----------------------|---------|------------------|
| 250      | 0,04                 | 7,34    | 6774,71          | 410      | 0,99                 | 18,62   | 0,024            |
| 260      | 0,10                 | 8,05    | 266,41           | 420      | 1,05                 | 19,33   | 0,018            |
| 270      | 0,16                 | 8,75    | 47,14            | 430      | 1,11                 | 20,03   | 0,014            |
| 280      | 0,22                 | 9,46    | 13,97            | 440      | 1,17                 | 20,74   | 0,011            |
| 290      | 0,28                 | 10,16   | 5,42             | 450      | 1,22                 | 21,44   | 0,009            |
| 300      | 0,34                 | 10,87   | 2,48             | 460      | 1,28                 | 22,15   | 0,007            |
| 310      | 0,40                 | 11,57   | 1,28             | 470      | 1,34                 | 22,85   | 0,006            |
| 320      | 0,46                 | 12,28   | 0,71             | 480      | 1,40                 | 23,56   | 0,005            |
| 330      | 0,52                 | 12,98   | 0,42             | 490      | 1,46                 | 24,26   | 0,004            |
| 340      | 0,58                 | 13,69   | 0,264            | 500      | 1,52                 | 24,97   | 0,003            |
| 350      | 0,63                 | 14,39   | 0,182            | 510      | 1,58                 | 25,67   | 0,003            |
| 360      | 0,69                 | 15,10   | 0,122            | 520      | 1,64                 | 26,38   | 0,002            |
| 370      | 0,75                 | 15,80   | 0,084            | 530      | 1,70                 | 27,08   | 0,002            |
| 380      | 0,81                 | 16,51   | 0,060            | 540      | 1,76                 | 27,79   | 0,002            |
| 390      | 0,87                 | 17,21   | 0,043            | 550      | 1,81                 | 28,49   | 0,001            |
| 400      | 0,93                 | 17,92   | 0,032            |          |                      |         |                  |

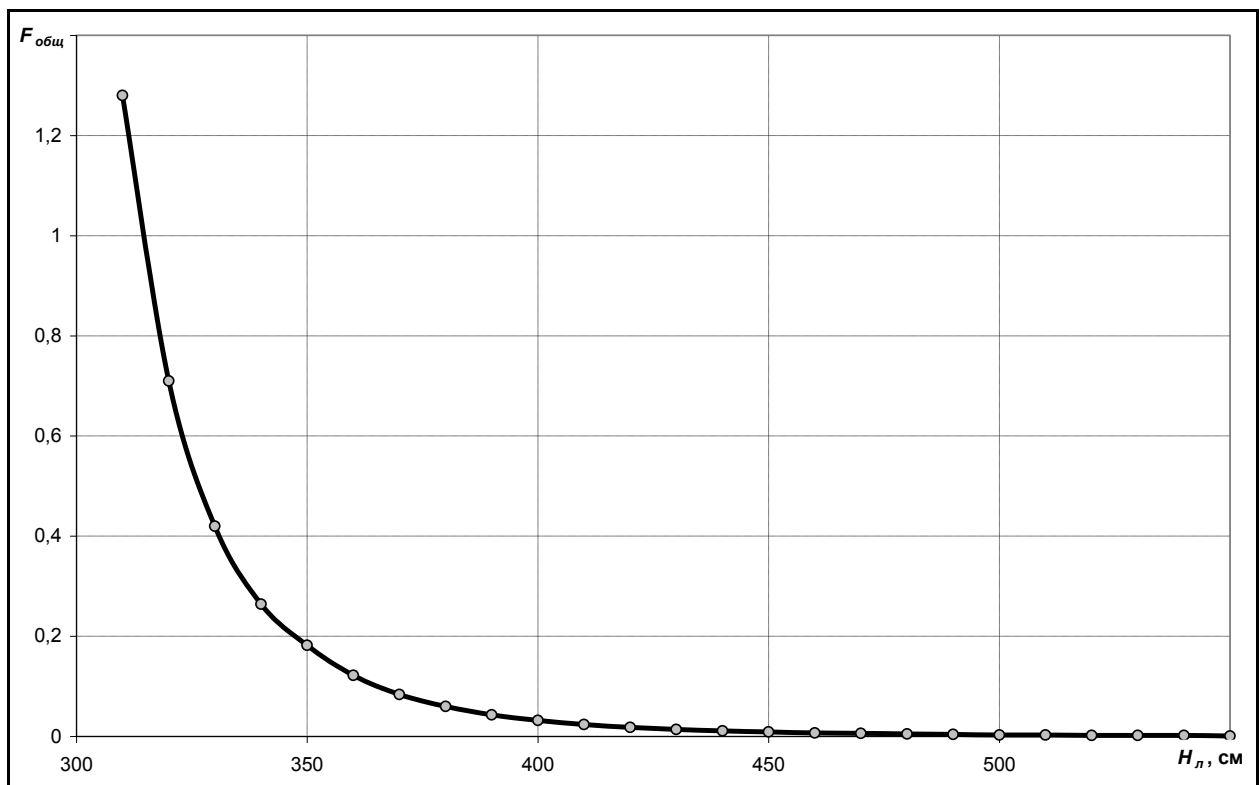


Рисунок 4.7 – Залежність гідравлічного опору каналу від рівня води в лимані

Таблиця 4.4 – Напрямок вітру на м/п. Южне за 2003 р.

| Дата | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| 1    | ПнС | Пн  | ПдС | ПнЗ | Пд  | Пд  | ПдЗ | ПдС  | З   | ПдС | ПдС | ПнС |
| 2    | С   | ПнС | ПдС | ПдС | Пд  | Пдс | ПдЗ | ПдЗ  | Пд  | ПдС | ПдС | Пн  |
| 3    | ПдС | ПнЗ | ПнЗ | ПдС | Пд  | ПдС | ПдС | Пд   | ПнЗ | ПдС | ПдС | Пн  |
| 4    | З   | ПдЗ | ПнЗ | Пд  | ПнЗ | Пд  | Пд  | ПнЗ  | ПнЗ | ПдС | Пн  | ПдС |
| 5    | ПнЗ | ПнС | ПнЗ | Пн  | ПнЗ | ПдС | ПдС | ПнЗ  | ПдС | ПдС | ПнЗ | ПнЗ |
| 6    | ПнЗ | Пд  | ПнЗ | ПдЗ | ПдЗ | Пд  | ПнЗ | ПнЗ  | ПнЗ | ПдЗ | ПнС | Пд  |
| 7    | ПнС | Пн  | Пн  | Пдс | Пд  | ПдЗ | ПнЗ | ПнЗ  | ПнЗ | ПдС | ПнС | ПнЗ |
| 8    | З   | Пн  | ПнЗ | ПдЗ | Пд  | ПдС | ПдЗ | ПдВ  | ПдЗ | ПдС | ПнЗ | ПдЗ |
| 9    | ПнС | ПнС | ПнЗ | ПдС | Пд  | ПдЗ | ПнЗ | ПдВ  | Пд  | ПнЗ | ПнЗ | ПнЗ |
| 10   | ПдС | ПнС | С   | ПдС | Пд  | Пд  | ПнЗ | Пд   | ПдС | ПдЗ | ПнС | ПнС |
| 11   | ПнЗ | Пн  | ПдС | ПдС | Пд  | ПнЗ | ПдС | ПдЗ  | С   | ПдС | ПнС | ПдС |
| 12   | ПнЗ | Пн  | ПдС | ПдС | ПдЗ | ПнЗ | ПнЗ | ПдЗ  | ПдС | Пд  | Пн  | ПдС |
| 13   | ПдЗ | Пн  | ПнЗ | С   | ПдЗ | ПдЗ | ПдЗ | Пд   | ПнС | З   | ПнЗ | Пн  |
| 14   | З   | ПнС | ПнЗ | ПнС | Пд  | ПнЗ | ПдС | ПдС  | ПнС | ПдЗ | ПнС | Пд  |
| 15   | ПнЗ | ПдЗ | Пн  | ПнС | ПдС | ПнЗ | ПдЗ | ПдС  | ПнС | ПнЗ | ПнС | ПдС |
| 16   | ПдЗ | ПнС | Пн  | ПнС | ПдЗ | ПдЗ | ПдЗ | Пд   | ПнС | Пд  | ПнЗ | ПнЗ |
| 17   | ПнЗ | Пн  | С   | ПнС | Пд  | ПнЗ | ПнЗ | ПдЗ  | ПнЗ | ПнЗ | ПдС | Пн  |
| 18   | ПдС | Пн  | ПнЗ | С   | ПдЗ | ПдЗ | ПнЗ | ПдЗ  | ПнЗ | ПнЗ | ПнЗ | ПнЗ |
| 19   | ПнС | Пн  | ПнС | ПнС | ПдЗ | ПдЗ | ПнС | Пд   | ПнЗ | ПдС | ПдЗ | ПнЗ |
| 20   | ПнС | З   | ПнЗ | ПнС | Пд  | ПдЗ | ПдЗ | Пд   | ПдЗ | ПдС | ПнЗ | ПдЗ |
| 21   | С   | Пн  | ПнЗ | ПдЗ | ПдС | ПнЗ | ПдЗ | ПнЗ  | ПдЗ | ПдЗ | ПдС | ПдС |
| 22   | С   | Пн  | ПнЗ | ПдЗ | Пн  | ПнЗ | ПдЗ | ПнЗ  | ПдС | ПдС | ПдЗ | Пд  |
| 23   | ПнС | ПнЗ | Пн  | Пд  | ПнЗ | З   | ПдЗ | ПдЗ  | ПдС | ПнЗ | ПдЗ | ПдЗ |
| 24   | ПнС | Пн  | ПдС | ПдЗ | ПдС | ПдС | ПдЗ | ПдЗ  | ПдС | ПнС | Пд  | Пн  |
| 25   | ПнС | ПнС | Пн  | ПдЗ | ПдЗ | Пн  | ПдЗ | ПдС  | ПнЗ | ПнС | ПдС | ПнС |
| 26   | Пн  | ПнЗ | Пн  | ПнЗ | ПдЗ | ПдЗ | ПнС | ПнЗ  | ПнЗ | ПдЗ | ПдС | ПнЗ |
| 27   | ПнЗ | ПдС | Пд  | ПдС | Пд  | ПдЗ | ПнЗ | ПдС  | ПнЗ | ПнЗ | ПдС | ПнЗ |
| 28   | ПдЗ | ПдС | ПдС | Пд  | ПдЗ | ПдЗ | Пн  | Пд   | ПнЗ | ПнЗ | ПнС | Пд  |
| 29   | ПдЗ |     | ПдС | Пд  | ПдЗ | ПнЗ | ПнС | ПдС  | ПдЗ | ПдС | ПнС | ПдС |
| 30   | ПдЗ |     | ПдС | Пд  | ПнС | ПдС | ПдС | ПдС  | ПдС | ПдС | ПнС | ПдС |
| 31   | ПнС |     | ПдС |     | ПдС |     | ПдЗ | Пд   |     | ПдЗ |     | С   |

Таблиця 4.5 – Швидкість вітру на м/п. Южне за 2003 р., м/с

| Дата | I  | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII |
|------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|
| 1    | 3  | 8  | 6   | 11 | 8  | 6  | 5   | 4    | 10 | 3  | 3  | 6   |
| 2    | 1  | 9  | 7   | 5  | 5  | 4  | 4   | 3    | 5  | 3  | 9  | 7   |
| 3    | 8  | 4  | 7   | 5  | 4  | 4  | 4   | 2    | 7  | 5  | 3  | 5   |
| 4    | 7  | 7  | 3   | 3  | 8  | 6  | 4   | 9    | 8  | 6  | 5  | 2   |
| 5    | 11 | 16 | 4   | 3  | 9  | 5  | 2   | 7    | 3  | 5  | 8  | 6   |
| 6    | 7  | 7  | 5   | 3  | 5  | 8  | 5   | 8    | 8  | 9  | 6  | 10  |
| 7    | 3  | 4  | 5   | 5  | 5  | 7  | 7   | 4    | 3  | 8  | 6  | 9   |
| 8    | 12 | 8  | 3   | 7  | 8  | 4  | 8   | 4    | 6  | 7  | 7  | 8   |
| 9    | 4  | 10 | 5   | 4  | 4  | 3  | 9   | 4    | 5  | 12 | 10 | 6   |
| 10   | 4  | 8  | 7   | 5  | 5  | 5  | 8   | 4    | 3  | 6  | 9  | 6   |
| 11   | 6  | 6  | 4   | 6  | 5  | 5  | 3   | 6    | 6  | 5  | 10 | 5   |
| 12   | 10 | 8  | 7   | 5  | 3  | 10 | 7   | 11   | 9  | 5  | 7  | 4   |
| 13   | 3  | 8  | 7   | 8  | 4  | 5  | 5   | 5    | 10 | 6  | 5  | 7   |
| 14   | 5  | 5  | 7   | 11 | 1  | 7  | 5   | 2    | 12 | 5  | 2  | 10  |
| 15   | 8  | 3  | 6   | 10 | 3  | 5  | 2   | 3    | 7  | 1  | 3  | 3   |
| 16   | 3  | 6  | 7   | 8  | 10 | 5  | 3   | 1    | 6  | 3  | 3  | 9   |
| 17   | 10 | 5  | 4   | 8  | 6  | 9  | 6   | 3    | 6  | 6  | 5  | 6   |
| 18   | 2  | 7  | 7   | 7  | 3  | 7  | 7   | 2    | 7  | 6  | 9  | 7   |
| 19   | 6  | 5  | 9   | 15 | 4  | 3  | 6   | 3    | 3  | 6  | 3  | 5   |
| 20   | 6  | 3  | 7   | 10 | 4  | 6  | 5   | 6    | 3  | 8  | 14 | 4   |
| 21   | 5  | 14 | 11  | 1  | 3  | 8  | 3   | 8    | 4  | 4  | 4  | 3   |
| 22   | 3  | 8  | 9   | 4  | 7  | 9  | 1   | 5    | 3  | 2  | 4  | 5   |
| 23   | 1  | 6  | 4   | 3  | 4  | 8  | 4   | 3    | 2  | 10 | 5  | 3   |
| 24   | 3  | 6  | 3   | 5  | 3  | 3  | 4   | 6    | 2  | 4  | 6  | 10  |
| 25   | 4  | 9  | 5   | 6  | 7  | 6  | 4   | 4    | 3  | 4  | 5  | 8   |
| 26   | 4  | 6  | 8   | 8  | 6  | 8  | 5   | 6    | 7  | 4  | 3  | 7   |
| 27   | 1  | 10 | 3   | 9  | 1  | 4  | 7   | 4    | 6  | 5  | 5  | 1   |
| 28   | 2  | 9  | 3   | 5  | 2  | 1  | 6   | 6    | 6  | 9  | 7  | 3   |
| 29   | 1  |    | 6   | 4  | 5  | 5  | 4   | 4    | 3  | 2  | 7  | 5   |
| 30   | 5  |    | 5   | 5  | 8  | 4  | 3   | 6    | 2  | 7  | 6  | 5   |
| 31   | 2  |    | 5   |    | 4  |    | 4   | 4    |    | 7  |    | 3   |

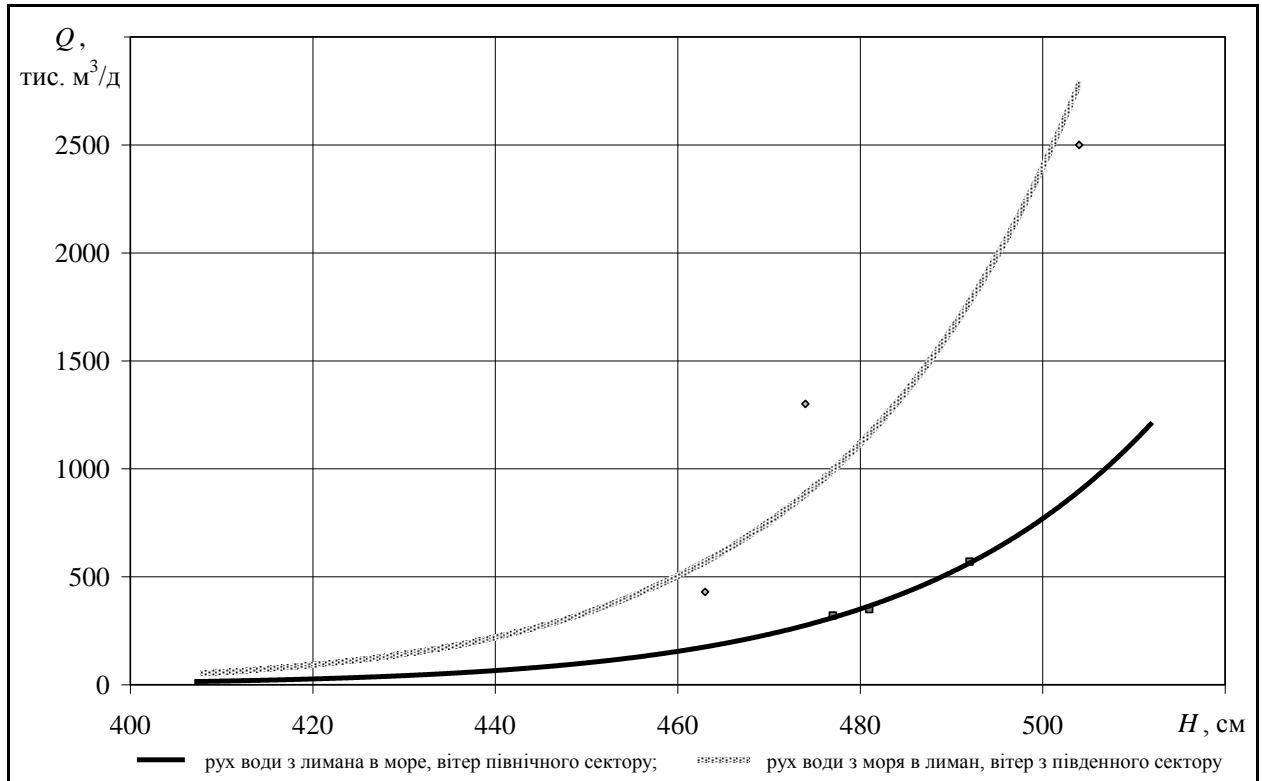


Рисунок 4.8 – Залежність витрати води в каналі від рівня води в лимані при сполученні моря з лиманом в залежності від вітрових умов

Отримані залежності апроксимуються такими ступеневими рівняннями:

$$Q_{cm} = 8 \cdot 10^{-50} \cdot H^{19,3}, \quad (4.6)$$

$$Q_{np} = 8 \cdot 10^{-48} \cdot H^{18,7}, \quad (4.7)$$

де  $Q_{cm}$  та  $Q_{np}$  – відповідно, добовий об'єм стоку (відтоку) води з лиману в море та добовий об'єм притоку води з моря в лиман, тис.  $m^3/day$ ;

$H$  – рівень води на водпосту «Коблево» в лимані, см.

З рис. 4.8 та рівнянь (4.6) і (4.7) можна бачити, що незалежно від величини та знаку перепаду рівнів води між лиманом і морем, при вітрах північного сектору (зі швидкістю 1-8 м/с) вода з лиману буде перетікати у море, навіть коли рівень води в лимані буде нижчим за рівень води у морі, а при південних вітрах (1-7 м/с) – вода з моря рухається у бік лиману, навіть коли рівень води в лимані вище за рівень води у морі.

### 4.3 Розрахунок водообміну в системі «лиман-море» за період стаціонарних водомірних спостережень з 1967 по 1987 рр.

Найбільш оптимальним для оцінки водообміну закритих лиманів є використання коефіцієнту зовнішнього водообміну за рік ( $K_{ЗВ}$ ), який розраховується за наступним виразом:

$$K_{ЗВ} = W_{np}/W, \quad (4.8)$$

де  $W_{np}$  – об'єм припливу води у лиман за рік, км<sup>3</sup>;

$W$  – середньорічний об'єм води у лимані, км<sup>3</sup>.

Середньорічні об'єми води у Тілігульському лимані ( $W$ , км<sup>3</sup>) визначаються в залежності від середньорічного рівня води в лимані ( $H$ , см) за допомогою кривої об'ємів  $W = f(H)$  (рис. 4.2).

Об'єм припливу води у Тілігульський лиман за рік ( $W_{np}$ , км<sup>3</sup>) можна визначити за наступним рівнянням:

$$W_{np} = W_{оп} + W_{пов} + W_m, \quad (4.9)$$

де  $W_{оп}$  – об'єм атмосферних опадів, які випали на водну поверхню лиману, за рік, км<sup>3</sup>;

$W_{пов}$  – об'єм води, яка надійшла в лиман впродовж року з поверхневим припливом води з його водозбірного басейну, км<sup>3</sup>;

$W_m$  – об'єм припливу морських вод до лиману за рік, км<sup>3</sup>.

Об'єм атмосферних опадів ( $W_{оп}$ , км<sup>3</sup>) які випали на водну поверхню лиману за рік (табл. 4.6), обчислюється як добуток річних сум опадів ( $P$ , мм), взятих по найближчій метеостанції, наприклад, м/ст. Одеса – ГМО, та середньорічних площ водного дзеркала лиману ( $F$ , км<sup>2</sup>), які залежить від середньорічних рівнів води ( $H$ , м БС) і визначаються за допомогою кривої площ  $F = f(H)$  (рис. 4.2).

Об'єм води, яка надійшла в лиман впродовж року з поверхневим припливом води з його водозбірного басейну ( $W_{пов}$ , км<sup>3</sup>) можна визначити за адаптованим рівнянням, запропонованим В.М. Тімченко [2] (табл. 4.7):

$$W_{пов} = (0,047 \cdot (P - E) + 47,6)/1000, \quad (4.10)$$

де  $P$  – річна сума атмосферних опадів, які випали на водну поверхню лиману, за рік, мм;

$E$  – шар випаровування з поверхні лиману за рік, мм.

Таблиця 4.6 – Обчислення об'єму атмосферних опадів,  $W_{on}$ , км<sup>3</sup>

| Рік     | $H$ , м БС | $F$ , км <sup>2</sup> | $P$ , мм | $W_{on}$ , км <sup>3</sup> |
|---------|------------|-----------------------|----------|----------------------------|
| 1967    | -0,54      | 110,93                | 413      | 0,0458                     |
| 1968    | -0,43      | 116,46                | 551      | 0,0642                     |
| 1970    | -0,27      | 124,86                | 679      | 0,0848                     |
| 1971    | -0,41      | 117,48                | 523      | 0,0614                     |
| 1972    | -0,42      | 116,97                | 346      | 0,0405                     |
| 1973    | -0,52      | 111,92                | 438      | 0,0490                     |
| 1974    | -0,52      | 111,92                | 427      | 0,0478                     |
| 1975    | -0,84      | 96,88                 | 317      | 0,0307                     |
| 1978    | -0,40      | 118,00                | 486      | 0,0573                     |
| 1979    | -0,28      | 124,32                | 487      | 0,0605                     |
| 1980    | -0,30      | 123,25                | 625      | 0,0770                     |
| 1982    | -0,55      | 110,44                | 328      | 0,0362                     |
| 1983    | -0,57      | 109,46                | 251      | 0,0275                     |
| 1984    | -0,70      | 103,25                | 487      | 0,0503                     |
| 1985    | -0,34      | 121,13                | 438      | 0,0531                     |
| 1986    | -0,46      | 114,93                | 405      | 0,0465                     |
| 1987    | -0,51      | 112,42                | 349      | 0,0392                     |
| Середні | -          | -                     | -        | 0,0513                     |

Таблиця 4.7 – Обчислення об'єму поверхневого припливу води,  $W_{нов}$ , км<sup>3</sup>

| Рік  | $H$ , м БС | $F$ , км <sup>2</sup> | $P$ , мм | $E$ , мм | $W_{нов}$ , км <sup>3</sup> |
|------|------------|-----------------------|----------|----------|-----------------------------|
| 1967 | -0,54      | 110,93                | 413      | 617,9    | 0,0379                      |
| 1968 | -0,43      | 116,46                | 551      | 782,8    | 0,0366                      |
| 1970 | -0,27      | 124,86                | 679      | 760,3    | 0,0437                      |
| 1971 | -0,41      | 117,48                | 523      | 632,0    | 0,0424                      |
| 1972 | -0,42      | 116,97                | 346      | 805,7    | 0,0259                      |
| 1973 | -0,52      | 111,92                | 438      | 522,9    | 0,0435                      |
| 1974 | -0,52      | 111,92                | 427      | 701,1    | 0,0346                      |
| 1975 | -0,84      | 96,88                 | 317      | 746,7    | 0,0273                      |
| 1978 | -0,40      | 118,00                | 486      | 458,0    | 0,0488                      |
| 1979 | -0,28      | 124,32                | 487      | 553,0    | 0,0444                      |
| 1980 | -0,30      | 123,25                | 625      | 506,3    | 0,0531                      |
| 1982 | -0,55      | 110,44                | 328      | 524,2    | 0,0383                      |

## Продовження таблиці 4.7

|         |       |        |     |       |        |
|---------|-------|--------|-----|-------|--------|
| 1983    | -0,57 | 109,46 | 251 | 586,7 | 0,0317 |
| 1984    | -0,70 | 103,25 | 487 | 580,6 | 0,0431 |
| 1985    | -0,34 | 121,13 | 438 | 577,4 | 0,0409 |
| 1986    | -0,46 | 114,93 | 405 | 676,4 | 0,0347 |
| 1987    | -0,51 | 112,42 | 349 | 579,8 | 0,0367 |
| Середні | -     | -      | -   | -     | 0,0390 |

Об'єм випаровування з водної поверхні лиману за рік ( $W_{вип}$ , км<sup>3</sup>) обчислюється як добуток річних шарів випаровування ( $E$ , мм), взятих по найближчій метеостанції, де виконуються такі спостереження, та середньорічних площ водного дзеркала лиману ( $F$ , км<sup>2</sup>), які залежать від середньорічного рівня води ( $H$ , см) і визначається за допомогою кривої площ  $F = f(H)$  (рис. 4.2).

Однак, для солоного Тілігульського лиману треба врахувати вплив солоності води на шар випаровування, що виконується відповідно до методики, яка викладена в розділі 1.2.3. В свою чергу, солоність води Тілігульського лиману визначається в залежності від наявності чи відсутності сполучення лиману з морем (табл. 2.3).

Об'єм припливу морських вод до лиману за рік ( $W_m$ , км<sup>3</sup>) можна визначити з використанням рівняння зв'язку (4.6) добових об'ємів припливу води з моря через канал в лиман при вітрах з південного сектору (табл. 4.8).

Перед використанням цієї залежності необхідно визначити наявність сполучення лиману з морем (табл. 4.9) та обчислити кількість діб в році з вітрами з південного сектору, наприклад, за середньобагаторічними даними про повторювальність напрямків вітру південного сектора (табл. 4.10).

Середня багаторічна кількість діб з напрямками вітру з південного сектора за даними м/ст. Одеса – ГМО становить 131 добу. При відсутності сполучення лиману з морем (канал або прорва) – об'єм припливу морських вод до лиману ( $W_m$ , км<sup>3</sup>) становитиме 0 км<sup>3</sup>.

Результати розрахунку коефіцієнтів зовнішнього водообміну ( $K_{ЗВ}$ ) Тілігульського лиману за методикою викладеною в цьому розділі, за період з 1967 по 1987, наведені в табл. 4.11.

З табл. 4.11 можна бачити, що величина середнього за багаторічний період коефіцієнту зовнішнього водообміну становить 0,17, тобто повна заміна води у Тілігульському лимані відбувається в середньому один раз на 6 років.



Таблиця 4.8 – Обчислення об'єму припливу морських вод,  $W_m$ , км<sup>3</sup>

| Рік     | $H$ , см | Сполучення з морем | $W_m$ , км <sup>3</sup> |
|---------|----------|--------------------|-------------------------|
| 1967    | 357      | Існує              | 0,0036                  |
| 1968    | 368      | Відсутнє           | 0,0000                  |
| 1970    | 384      | Існує              | 0,0023                  |
| 1971    | 370      | Існує              | 0,0012                  |
| 1972    | 369      | Існує              | 0,0011                  |
| 1973    | 359      | Існує              | 0,0007                  |
| 1974    | 359      | Існує              | 0,0007                  |
| 1975    | 327      | Існує              | 0,0001                  |
| 1978    | 371      | Відсутнє           | 0,0000                  |
| 1979    | 383      | Відсутнє           | 0,0000                  |
| 1980    | 381      | Відсутнє           | 0,0000                  |
| 1982    | 356      | Відсутнє           | 0,0000                  |
| 1983    | 354      | Існує              | 0,0011                  |
| 1984    | 341      | Існує              | 0,0003                  |
| 1985    | 377      | Існує              | 0,0187                  |
| 1986    | 365      | Існує              | 0,0040                  |
| 1987    | 360      | Існує              | 0,0016                  |
| Середні | -        | -                  | 0,0029                  |

Таблиця 4.9 – Роки сполучення Тілігульського лиману з Чорним морем

| Роки сполучення | Наявність сполучення | Характер сполучення |
|-----------------|----------------------|---------------------|
| 1932-1934       | Існує                | Прорви              |
| 1935-1939       | Відсутній            | -                   |
| 1940            | Існує                | Прорва              |
| 1941-1944       | Відсутній            | -                   |
| 1945            | Існує                | Прорва              |
| 1946-1957       | Відсутній            | -                   |
| 1958-1967       | Існує                | Канал               |
| 1968            | Відсутній            | -                   |
| 1969-1975       | Існує                | Канал               |
| 1976-1982       | Відсутній            | -                   |
| 1983-88         | Існує                | Канал               |
| 1989-98         | Відсутній            | -                   |
| 1999-2004       | Існує                | Канал               |

Таблиця 4.10 – Повторюваність напрямків вітру і штилів, %, за даними м/ст. Одеса – ГМО

| Місяць | Пн | ПнС | ПдС | С  | Пд | ПдЗ | З  | ПнЗ | Штиль |
|--------|----|-----|-----|----|----|-----|----|-----|-------|
| IV     | 11 | 11  | 25  | 8  | 16 | 6   | 7  | 16  | 6     |
| V      | 10 | 10  | 22  | 7  | 18 | 7   | 7  | 19  | 6     |
| X      | 12 | 16  | 14  | 11 | 12 | 7   | 10 | 18  | 4     |
| Рік    | 13 | 12  | 15  | 8  | 13 | 8   | 10 | 21  | 5     |

Таблиця 4.11 – Коефіцієнти зовнішнього водообміну,  $K_{ЗВ}$ , Тілігульського лиману за період з 1967 по 1987 рр.

| Рік      | $W_{on}, \text{км}^3$ | $W_{нов}, \text{км}^3$ | $W_m, \text{км}^3$ | $W_{np}, \text{км}^3$ | $W, \text{км}^3$ | $K_{ЗВ}$ |
|----------|-----------------------|------------------------|--------------------|-----------------------|------------------|----------|
| 1967     | 0,0458                | 0,0379                 | 0,0036             | 0,0873                | 0,5210           | 0,17     |
| 1968     | 0,0642                | 0,0366                 | 0,0000             | 0,1008                | 0,5500           | 0,18     |
| 1970     | 0,0848                | 0,0437                 | 0,0023             | 0,1308                | 0,5960           | 0,22     |
| 1971     | 0,0614                | 0,0424                 | 0,0012             | 0,1050                | 0,5560           | 0,19     |
| 1972     | 0,0405                | 0,0259                 | 0,0011             | 0,0675                | 0,5530           | 0,12     |
| 1973     | 0,0490                | 0,0435                 | 0,0007             | 0,0932                | 0,5260           | 0,18     |
| 1974     | 0,0478                | 0,0346                 | 0,0007             | 0,0831                | 0,5260           | 0,16     |
| 1975     | 0,0307                | 0,0273                 | 0,0001             | 0,0581                | 0,4490           | 0,13     |
| 1978     | 0,0573                | 0,0488                 | 0,0000             | 0,1062                | 0,5580           | 0,19     |
| 1979     | 0,0605                | 0,0444                 | 0,0000             | 0,1049                | 0,5930           | 0,18     |
| 1980     | 0,0770                | 0,0531                 | 0,0000             | 0,1301                | 0,5870           | 0,22     |
| 1982     | 0,0362                | 0,0383                 | 0,0000             | 0,0745                | 0,5180           | 0,14     |
| 1983     | 0,0275                | 0,0317                 | 0,0011             | 0,0603                | 0,5130           | 0,12     |
| 1984     | 0,0503                | 0,0431                 | 0,0003             | 0,0937                | 0,4810           | 0,19     |
| 1985     | 0,0531                | 0,0409                 | 0,0187             | 0,1127                | 0,5750           | 0,20     |
| 1986     | 0,0465                | 0,0347                 | 0,0040             | 0,0853                | 0,5420           | 0,16     |
| 1987     | 0,0392                | 0,0367                 | 0,0016             | 0,0775                | 0,5290           | 0,15     |
| Середні  | 0,0513                | 0,0390                 | 0,0029             | 0,0924                | 0,5396           | 0,17     |
| $K_{ЗВ}$ | 0,09                  | 0,07                   | 0,01               | -                     | -                | -        |

Для поліпшення водообміну та екологічного стану Тілігульського лиману треба забезпечити регульовану роботу каналу «лиман-море», попередньо збільшивши його глибину до таких відміток, з якими навіть при мінімальних рівнях води в лимані буде відбуватися вільний перетік води з моря в лиман.

## 5 ЧИСЛОВЕ МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВОДООБМІНУ ЛИМАНУ З МОРЕМ ЧЕРЕЗ З'ЄДНУВАЛЬНИЙ КАНАЛ ТА ТРАНСФОРМАЦІЇ МОРСЬКИХ ВОД В АКВАТОРІЇ ЛИМАНУ

На теперішній час, в результаті антропогенних перетворень на водозбірному басейні Тілігульського лиману, значного вилучення стоку р. Тілігул в господарських цілях, збільшення повторюваності посушливих сезонів, найефективнішим механізмом регулювання гідроекологічного режиму лиману є забезпечення інтенсивного водообміну з морем.

При функціонуванні сполучного каналу спрямованість і інтенсивність водообміну з морем визначаються морфологічними характеристиками каналу (шириною і глибиною) та ініційованими вітром короткоперіодними згінно-нагінними коливаннями рівня моря.

Водообмін з морем визначає термохалинну структуру вод в лимані і її просторово-часову мінливість, а також впливає на динаміку вод.

У літній період року забезпечення інтенсивного водооновлення лиману за рахунок водообміну з морем є чинником стабілізації його екологічного стану. Тому актуальною представляється задача визначення таких оптимальних морфологічних характеристик сполучного каналу, які забезпечать максимальне проникнення морських вод в лиман.

Для вирішення цієї задачі використовується числова гідродинамічна модель, опис якої приведений в даному розділі.

### 5.1 Математична структура гідротермодинамічної моделі

В основу моделі покладена повна система рівнянь гідротермодинаміки в наближенні Бусінеска, нестисливості і гідростатики, що включає рівняння: руху для горизонтальних складових вектора швидкості течій, гідростатичного наближення, нерозривності, стану, збереження тепла й солей.

Перш ніж перейти до розгляду рівнянь моделі введемо наступні позначення. Приватні похідні від деякої величини  $F$  будемо позначати її нижнім індексом, який записується у відповідності з наступними прикладами:

$$\partial F / \partial t = F_t ; \partial F / \partial x = F_x \quad \text{або} \quad \partial^2 F / \partial x \partial z = F_{xz} . \quad (5.1)$$

Безрозмірна вертикальна координата, що заміняє  $z$ , визначається як

$$\sigma = (z - h)/(h + d), \quad (5.2)$$

де  $h$  – відхилення рівня моря від його незбуреного (середнього) положення;

$d$  – глибина моря при незбуреному рівні. На поверхні моря  $\sigma = 0$ , а на дні  $\sigma = -1$ .

Для визначення положення величини в просторі на розрахунковій сітці використаємо також нижній індекс, який має вигляд:

$$F(x, y, \sigma) = F_{m,n,l}. \quad (5.3)$$

Горизонтальний розмір розрахункової ячеї позначимо як  $\Delta L$ , а вертикальний – як  $\Delta \sigma$ . Часовий крок для баротропної складової руху позначимо як  $\Delta t$ , а для бароклінної  $\Delta T$ , причому  $\Delta t \leq \Delta T$ .

Рівняння руху в наближенні Бусінеска в правій Декартовій системі координат записуються в такий спосіб:

$$u_t + \beta_a \left\{ (uu)_{,x} + (uv)_{,y} + (uw)_{,z} \right\} = -\alpha_0 P_{,x} + fv + (2A_h u'_{,x})_{,x} + \\ + (A_h [v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + (A_v u'_{,z})_{,z}, \quad (5.4)$$

$$v_t + \beta_a \left\{ (vu)_{,x} + (vv)_{,y} + (vw)_{,z} \right\} = -\alpha_0 P_{,y} - fu + (2A_h v'_{,y})_{,y} + \\ + (A_h [u'_{,y} + v'_{,x}])_{,x} + (A_v v'_{,z})_{,z}, \quad (5.5)$$

де  $u, v, w$  – компоненти вектора швидкості течій  $\vec{v}$  у напрямках  $x, y, z$ , відповідно;

$t$  – час;

$P$  – тиск;

$\alpha_0 = 1.0 \text{ дм}^3/\text{кг}$  – постійний питомий обсяг води;

$\rho$  – густина води;

$f$  – параметр Коріоліса;

$A_h, A_v$  – коефіцієнти горизонтальної і вертикальної турбулентності, відповідно;

$\beta_a$  – керуючий множник (має значення 0 або 1), який використовується для відключення членів адвективного прискорення.

Для третього рівняння руху приймається гідростатичне наближення:

$$P_{,z} = -g\rho, \quad (5.6)$$

де  $g = 9.81 \text{ м}^2/\text{с}$  – прискорення вільного падіння.

Рівняння нерозривності, що виражає закон збереження маси, має вигляд, що відфільтровує звукові хвилі:

$$u'_{,x} + v'_{,y} + w'_{,z} = 0, \quad (5.7)$$

Рівняння стану  $\epsilon$ :

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(T, S)], \quad (5.8)$$

де  $\rho_0$  – стала густина ( $\alpha_0 = 1/\rho_0$ );

$T, S$  – температура і солоність води, відповідно.

Для останніх величин записуються рівняння збереження:

$$S'_t + (uS - D_h S'_{,x})'_{,x} + (vS - D_h S'_{,y})'_{,y} + (wS - D_v S'_{,z})'_{,z} = 0, \quad (5.9)$$

$$T'_t + (uT - D_h T'_{,x})'_{,x} + (vT - D_h T'_{,y})'_{,y} + (wT - D_v T'_{,z})'_{,z} = R, \quad (5.10)$$

де  $D_h$  й  $D_v$  – коефіцієнти горизонтальної й вертикальної турбулентної дифузії тепла й домішки, відповідно;

$R$  – внутрішнє джерело тепла, пов'язане з поглинанням сонячної радіації.

Можливість моделювання течій і переносу субстанції у річках, протоках або каналах, що мають підсіточний масштаб в одному з горизонтальних напрямків (ширина потоку менше кроку розрахункової сітки), досягається інтегруванням вихідної системи рівнянь поперек потоку (тобто в нормальному до потоку напрямку в горизонтальній площині). Границі інтегрування визначають ширину потоку (річки, каналу). Інтегрування виконується відповідно до [44-49] у припущенні, що ширина потоку  $B$  не змінюється в часі й по глибині, а також, що швидкість потоку не змінюється в поперечному напрямку. Нова система рівнянь, використана в моделі, виходить в результаті об'єднання проінтегрованих поперек потоку й вихідних рівнянь таким чином, щоб при відсутності каналу (тривимірний потік) отримувати вихідну систему рівнянь, а при його наявності – осереднені поперек потоку рівняння (двовимірний потік):

$$u'_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (B_x u u)_{,x} + (uv)_{,y} + (uw)_{,z} \right\} = -\alpha_0 P'_{,x} + f v + B_x^{-1} (2B_x A_h u'_{,x})_{,x} + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + (A_v u'_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u |u|, \quad (5.11)$$

$$v_t + \beta_a \left\{ (uv)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v v)_{,y} + (uw)_{,z} \right\} = -\alpha_0 P_{,y} - fu + B_y^{-1} (2B_y A_h v_{,y})_{,y} + \\ + (1 - \beta_c) \left( A_h [u_{,y} + v_{,x}] \right)_{,x} + (A_v v_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v |v|, \quad (5.12)$$

$$B_x^{-1} (B_x u)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v)_{,y} + w_{,z} = 0, \quad (5.13)$$

$$S_t + B_x^{-1} (B_x u S - B_x D_h S_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y v S - B_y D_h S_{,y})_{,y} + \\ + (w S - D_v S_{,z})_{,z} = 0, \quad (5.14)$$

$$T_t + B_x^{-1} (B_x u T - B_x D_h T_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y v T - B_y D_h T_{,y})_{,y} + \\ + (w T - D_v T_{,z})_{,z} = R. \quad (5.15)$$

Тут  $B_x$  і  $B_y$  – безрозмірна, щодо розміру ячеї розрахункової сітки, ширина потоку в напрямках  $x$  й  $y$ , відповідно;

$\beta_c$  – множник, рівний 0, якщо канал відсутній, і 1, при наявності каналу;

$C_{ws}$  – коефіцієнт бічного тертя об стінки каналу.

Рівняння (5.11) – (5.15) автоматично переходять у рівняння (5.4), (5.5), (5.7), (5.9) і (5.10), якщо покласти  $\beta_c = 0$  й  $B_x = B_y = 1$ . Рівняння гідростатики і стану не змінюються.

При числовій реалізації наведеної вище системи рівнянь доцільно перейти до криволінійної по вертикалі системі координат ( $\sigma$ -системі), що з одного боку, поліпшить обчислювальні властивості моделі, а з іншого – дозволить більш точно описати вертикальну динамічну й термохалінну структуру вод в області малих глибин. Для цього використовується випрямляюче перетворення дна виду:

$$\sigma = (z - h)/H; \quad H = \beta_h h + d, \quad (5.16)$$

де  $\sigma$  – нова координата, що змінюється від поверхні до дна в межах  $[0, -1]$ ;

$H$  – повна локальна глибина;

$d$  – глибина при незбуреному рівні моря;

$h$  – відхилення рівня моря від його незбуреного стану;

$\beta_h$  – керуючий множник (рівний 0 або 1), який лінеаризує вплив повної глибини.

Перетворення виражень, записаних в  $x, y, z$  системі координат (позначимо їх як  $[ ]$ ), у нову систему координат  $x, y, \sigma$  (використаємо позначення  $( )$ ), здійснюється в такий спосіб:

$$[ ]'_z = H^{-1} ( )'_{\sigma}, \quad (5.17)$$

$$[ ]'_x = ( )'_{\sigma} - H^{-1}(h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma})( )'_{\sigma}, \quad (5.18)$$

$$[ ]'_y = ( )'_{\sigma} - H^{-1}(h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma})( )'_{\sigma}, \quad (5.19)$$

$$[ ]'_t = ( )'_{\sigma} - H^{-1}(1 + \sigma)h'_{\sigma}( )'_{\sigma}. \quad (5.20)$$

Щоб одержати рівняння для горизонтального градієнта тиску, необхідно проінтегрувати рівняння гідростатики по вертикалі. В  $\sigma$ -системі координат воно має такий вигляд:

$$P'_{\sigma} = -\rho g H, \quad (5.21)$$

звідси

$$P = g H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + P_a, \quad (5.22)$$

де  $P_a$  – атмосферний тиск.

Застосовуючи (5.18) одержуємо:

$$\begin{aligned} P'_x &= P'_x|_{\sigma=\text{const}} - (1/H)(h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma})P'_{\sigma} + P_{a'x} = \\ &= g \left( H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)'_x - (1/H)(h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma})(-\rho g H) + P_{a'x} = \\ &= g \left( H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)'_x + \rho g (h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma}) + P_{a'x}. \end{aligned} \quad (5.23)$$

Зазначимо, що при  $\rho = \rho_0$  маємо:

$$P'_x = \rho_0 g (-H'_{\sigma} + h'_{\sigma} + \sigma H'_{\sigma}) = \rho_0 g h'_{\sigma} + P_{a'x}. \quad (5.24)$$

Тому, заміняючи  $\rho = \rho_0 + (\rho - \rho_0)$  в (5.23), одержуємо:

$$\alpha_0 P_x = gh'_x + G_x + \alpha_0 P_{a'_x}, \quad (5.25)$$

де

$$G_x = \alpha_0 \beta_p g \left\{ \left[ \begin{array}{c} 0 \\ H \int (\rho - \rho_0) d\sigma \\ \sigma \end{array} \right]_{x'} + (h'_x + \sigma H'_x)(\rho - \rho_0) \right\} \quad (5.26)$$

і  $\beta_p$  – керуючий множник (приймаючий значення 0 або 1) для виключення впливу горизонтального градієнта густини.

Рівняння руху в  $x, y, \sigma$ -системі координат мають вигляд:

$$\begin{aligned} (Hu)_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (HB_x uu)_{x'} + (Huv)_{y'} + (u\tilde{w})_{\sigma'} \right\} = & -gHh'_x - \alpha_0 HP_{a'_x} - \\ & - HG_x + fHv + B_x^{-1} (2HB_x A_h u_{x'})_{x'} + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_{x'} + u'_{y'}])_{y'} + \\ & + H^{-1} (A_v u'_{\sigma'})_{\sigma'} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u|u|, \end{aligned} \quad (5.27)$$

$$\begin{aligned} (Hv)_t + \beta_a \left\{ (Hvu)_{x'} + B_y^{-1} (HB_y vv)_{y'} + (v\tilde{w})_{\sigma'} \right\} = & -gHh'_y - \alpha_0 HP_{a'_y} - \\ & - HG_y - fHu + B_y^{-1} (2HB_y A_h v'_{y'})_{y'} + (1 - \beta_c) (A_h H [u'_{y'} + v'_{x'}])_{x'} + \\ & + H^{-1} (A_v v'_{\sigma'})_{\sigma'} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} v|v|, \end{aligned} \quad (5.28)$$

де

$$\tilde{w} = H d\sigma/dt = w - (1 + \sigma)h'_t - u(h'_x + \sigma H'_x) - v(h'_y + \sigma H'_y) \quad (5.29)$$

і

$$G_y = \alpha_0 g \beta_p \left\{ \left[ \begin{array}{c} 0 \\ H \int (\rho - \rho_0) d\sigma \\ \sigma \end{array} \right]_{y'} + g(h'_y + \sigma H'_y)(\rho - \rho_0) \right\}. \quad (5.30)$$

Рівняння нерозривності:

$$h'_t + B_x^{-1} (HB_x u)_{x'} + B_y^{-1} (HB_y v)_{y'} + \tilde{w}'_{\sigma'} = 0. \quad (5.31)$$



Рівняння збереження тепла і солей:

$$\begin{aligned} (HS)_t + B_x^{-1}(B_x H[uS - D_h S_x])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vS - D_h S_y])_{,y} + \\ + (\tilde{w}S - H^{-1}D_v S_\sigma)_{,\sigma} = 0, \end{aligned} \quad (5.32)$$

$$\begin{aligned} (HT)_t + B_x^{-1}(B_x H[uT - D_h T_x])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vT - D_h T_y])_{,y} + \\ + (\tilde{w}T - H^{-1}D_v T_\sigma)_{,\sigma} = HR. \end{aligned} \quad (5.33)$$

Метод розв'язання гідродинамічної задачі передбачає розщеплення повної швидкості течій на середню за глибиною швидкість (баротропна складова) і відхилення від неї на кожному розрахунковому рівні (бароклинна складова).

Це дозволяє використати при числовому вирішенні рівнянь динаміки різні часові кроки для баротропної і бароклинної складової горизонтальної швидкості течій, оскільки перша пов'язана з коливаннями рівня водойми при проходженні довгих гравітаційних хвиль і змінюється більш швидко, ніж друга.

Компоненти баротропної складової швидкості течій визначаються як

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad \text{і} \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (5.34)$$

а проінтегровані по вертикалі рівняння руху мають вигляд:

$$\begin{aligned} (HU)_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1}(HB_x \theta_{uu} UU)_{,x} + (H\theta_{uv} UV)_{,y} \right\} = -gHh_{,x} - \alpha_0 HP_{a,x} - \\ - HG_x^* + fHV + B_x^{-1}(2A_h HB_x U_x)_{,x} + (1 - \beta_c)(A_h H[V_x + U_y])_{,y} + \\ + \tau_{sx} - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H\theta_{su} U|U|, \end{aligned} \quad (5.35)$$

$$\begin{aligned} (HV)_t + \beta_a \left\{ (H\theta_{uv} UV)_{,x} + B_y^{-1}(HB_y \theta_{vv} VV)_{,y} \right\} = -gHh_{,y} - \alpha_0 HP_{a,y} - \\ - HG_y^* - fHU + B_y^{-1}(2A_h HB_y V_y)_{,y} + (1 - \beta_c)(A_h H[V_x + U_y])_{,x} + \\ + \tau_{sy} - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H\theta_{sv} V|V|, \end{aligned} \quad (5.36)$$

$$\text{де } G_x^* = \int_{-1}^0 G_x d\sigma \text{ та } G_y^* = \int_{-1}^0 G_y d\sigma; \theta_{uu} = \int_{-1}^0 \frac{uu}{UU} d\sigma, \theta_{uv} = \int_{-1}^0 \frac{uv}{UV} d\sigma, \\ \theta_{vv} = \int_{-1}^0 \frac{vv}{VV} d\sigma, \theta_{su} = \int_{-1}^0 \left( \frac{u}{U} \right) \left| \frac{u}{U} \right| d\sigma, \theta_{sv} = \int_{-1}^0 \left( \frac{v}{V} \right) \left| \frac{v}{V} \right| d\sigma.$$

Рівняння нерозривності для баротропної складової:

$$h'_t + B_x^{-1} (B_x H U)_{,x} + B_y^{-1} (B_y H V)_{,y} = R - E, \quad (5.37)$$

де  $R$  – опади;

$E$  – випаровування.

Бароклініні компоненти вектора швидкості визначаються як відхилення від середньої по глибині швидкості :

$$u' = u - U \text{ і } v' = v - V, \quad (5.38)$$

а рівняння для них одержують вираженням рівнянь для баротропної складової швидкості з рівнянь для повної швидкості:

$$\begin{aligned} & (Hu')_{,x} + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (B_x H [uu - \theta_{uu} UU])_{,x} + (H [uv - \theta_{uv} UV])_{,y} + (\tilde{w}u')_{,\sigma} \right\} = \\ & = HG_x^* - HG_x + fHv' + B_x^{-1} (2A_h HB_x u'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + \\ & + H^{-1} (A_v u'_{,\sigma})_{,\sigma} - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} (u|u| - \theta_{su} U|U|), \end{aligned} \quad (5.39)$$

$$\begin{aligned} & (Hv')_{,t} + \beta_a \left\{ (H [uv - \theta_{uv} UV])_{,x} + B_y^{-1} (B_y H [vv - \theta_{vv} VV])_{,y} + (\tilde{w}v')_{,\sigma} \right\} = \\ & = HG_y^* - HG_y - fHu' + B_y^{-1} (2A_h HB_y v'_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_{,x} + u'_{,y}])_{,x} + \\ & + H^{-1} (A_v v'_{,\sigma})_{,\sigma} - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} (v|v| - \theta_{sv} V|V|), \end{aligned} \quad (5.40)$$

Рівняння нерозривності для бароклініної складової:

$$B_x^{-1} (B_x H u')_{,x} + B_y^{-1} (B_y H v')_{,y} + H^{-1} (\tilde{w})_{,\sigma} = 0. \quad (5.41)$$

### 5.1.1 Використані параметризації процесів

Прискорення Кориоліса  $f$  визначається як

$$f = f_c + \left( f'_{,x} \right) \Big|_{x=x_c} (x - x_c) + \left( f'_{,y} \right) \Big|_{y=y_c} (y - y_c), \quad (5.42)$$

де  $f_c$  – вихідне значення параметра в точці з відомою широтою і довготою, що відповідає вузлу розрахункової сітки.

Рівняння стану має вигляд:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(S, T)], \quad (5.43)$$

$$F_\rho = C_{S0} + C_{S1} \cdot S + C_{ST} \cdot S \cdot T + C_{T1} \cdot T + C_{T2} \cdot T^2, \quad (5.44)$$

де  $S$  – солоність (в ppt);

$T$  – температура води (в °C);

$C_{S0}, C_{S1}, C_{ST}, C_{T1}, C_{T2}$  – коефіцієнти, 0.00007, 0.000802 ppt<sup>-1</sup>, -0.000002 (ppt°C)<sup>-1</sup>, -0.0000035 °C<sup>-1</sup>, -0.00000469 °C<sup>-2</sup>, відповідно.

На вертикальний розподіл густини накладається умова, що він повинен бути принаймні нейтрально стійким, тобто

$$\rho'_\sigma \leq 0. \quad (5.45)$$

Використовуючи (5.43), розходження в густині між двома вертикальними шарами може бути знайдене з вираження:

$$\delta F_\rho = (F_\rho)_{,S} \delta S + (F_\rho)_{,T} \delta T, \quad (5.46)$$

де  $\delta S$  і  $\delta T$  – розходження в температурі і солоності між шарами.

Використання (5.46) дає більш точний результат, ніж просте вирахування одного значення густини з іншого.

Вітрові напруги тертя на верхній границі (повітря-вода) записуються як

$$\tau_{sx} = (C_{aw1} + C_{aw2} W_{10}) W_{10} W_x, \quad (5.47)$$

$$\tau_{sy} = (C_{aw1} + C_{aw2} W_{10}) W_{10} W_y, \quad (5.48)$$

де  $W_x$  і  $W_y$  – складові вектора швидкості вітру на висоті 10 м над рівнем водойми по осях  $x$  і  $y$ , відповідно;

$W_{10}$  – модуль швидкості вітру на висоті 10 м;

$C_{aw1}$  і  $C_{aw2}$  – коефіцієнти тертя, 0,0008 і 0,000065 м/с, відповідно.

Придонні напруги тертя на нижній границі (вода-дно):

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \text{ і } \tau_{by} = \Phi v_b, \text{ де } \Phi = \left[ C_{wb1} + C_{wb2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right], \quad (5.49)$$

де  $u_b$  і  $v_b$  – складові вектора придонної швидкості течії;

$C_{wb1}$  і  $C_{wb2}$  – коефіцієнти тертя з типовими значеннями 0,001 м/с та 0,0026 м/с, відповідно.

Вертикальна турбулентна в'язкість описується на основі напівемпіричної теорії турбулентності з використанням довжини шляху змішування. Миттева в'язкість визначається як функція довжини шляху змішування, локального вертикального зсуву швидкості і стійкості водного стовпчика, у такий спосіб:

$$A_v = A_{v0} + A_z \left[ C_{R0} (1 + C_{R1} R_i)^{-C_{R2}} \right], \quad (5.50)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z \left[ C_{R3} (1 + C_{R4} R_i)^{-C_{R5}} \right], \quad (5.51)$$

де

$$A_z = \left[ \kappa z (1 - z/H) \right]^2 (u'_{z'}{}^2 + v'_{z'}{}^2)^{1/2}; \quad (5.52)$$

де  $\kappa = 0.4$  – стала Кармана;

$A_{v0}$  – гранична в'язкість;

$D_{v0}$  – гранична дифузія;

$C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$  і  $C_{R5}$  – константи, прийняті відповідно [29] рівними 1,0; 10,0; 0,5; 1,0; 3,33 та 1,5;

$R_i$  – число Річардсона

$$R_i = - \rho'_{z'} g / \left[ \rho_0 (u'_{z'}{}^2 + v'_{z'}{}^2) \right]. \quad (5.53)$$

Коефіцієнти горизонтального турбулентного обміну розраховуються виходячи зі значення локального горизонтального зсуву баротропної складової

швидкості течій і просторового кроку  $\Delta L$  горизонтальної кінцеворізнісної сітки [51]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[ 2(U'_{x^2} + V'_{y^2}) + (U'_{y^2} + V'_{x^2}) \right]^{1/2}, \quad (5.54)$$

$$D_h = 0.045 A_h, \quad (5.55)$$

де  $C_{AH}$  – коефіцієнт, який становить 0,1;  
 $A_{h0} = 10.0 \text{ м}^2/\text{с}$  – фонова величина.

### 5.1.2 Можливі спрощення повних рівнянь гідродинамічної моделі

У моделі передбачена можливість деякого спрощення повних рівнянь, що здійснюється завданням декількох наборів параметрів, що включають керуючі множники.

Лінеаризація. Члени, що описують нелінійні адвективні прискорення в рівняннях (5.35, 5.36, 5.39, 5.40) можуть бути виключені завданням  $\beta_a = 0$ . Припливні й згінно-нагінні ефекти виключаються завданням у рівнянні (5.16) для повної глибини  $\beta_h = 0$ . Для повної лінеаризації необхідно також виключити нелінійність із рівнянь (5.49, 5.50, 5.54) для придонної напруги тертя, горизонтальної і вертикальної в'язкості, прийнявши, що  $C_{wb2} = 0$ ;  $C_{AH} = 0$ ;  $C_{R0} = 0$ .

Однорідність поля густини. Для виключення впливу просторових неоднорідностей густини на динаміку вод у рівнянні стану (5.43) приймають, що  $C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0$ .

Крім того, у рівняннях (5.26) та (5.30) приймають, що  $\beta_p = 0$ . Число Річардсона (5.53) у розглянутому випадку автоматично стає рівним нулю.

Стаціонарність поля густини означає, що  $S_t = 0$ ,  $T_t = 0$ .

Виконання цієї умови досягається виключенням з рішення рівнянь (5.32) та (5.33).

Відключення густини. Математична структура моделі передбачає можливість розрахунків динаміки вод при стаціонарному в часі, але змінному в просторі розподілі температури і солоності. У цьому випадку термохалінна складова швидкості течій розраховується в діагностичному режимі (шляхом обліку горизонтальних і вертикальних градієнтів густини), а всі інші складові - у прогностичному режимі.

Внесок температури і солоності у формування просторових градієнтів густини, що впливають на розрахункове поле течій, може бути розділений або повністю виключений у такий спосіб. Для відключення внеску солоності необхідно задати  $C_{S1} = 0$  в рівнянні (5.44). Виключення внеску температури досягається завданням у рівнянні (5.44)  $C_{T1} = C_{T2} = 0$ .

Повне виключення внеску термохалинного фактора у формування полів течій досягається завданням  $C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0$ , а також додатково  $\beta_p = C_{R1} = C_{R4} = 0$ .

### 5.1.3 Граничні та початкові умови

На відкритій границі розрахункової області задаються збурювання рівня води у водоймі обумовлені, наприклад, припливами, згінно-нагінними явищами, річковим стоком і т. п.:

$$h = h_0(x, y, t), \quad (5.56)$$

або ставиться умова випромінювання, що описує вільне проходження через границю довгих гравітаційних хвиль:

$$h = h_0 + \vec{V}_n \sqrt{H/g}, \quad (5.57)$$

де  $h_0$  – збурювання рівня на «рідкій» границі розрахункової області, що задаються на основі даних спостережень або розрахунків;

$\vec{V}_n$  – проекція вектора течій, розрахованого в граничних точках області, на зовнішню нормаль  $\vec{n}$  до відкритої бічної границі.

Для температури і солоності умови формулюються в такий спосіб: якщо потік входить у розрахункову область, то на межі з розрахунковою областю задаються фонові значення температури і солоності ( $T^*, S^*$ ), характерні для прилеглої частини акваторії; у іншому випадку, значення змінних, що моделюються, екстраполюються з розрахункової області за допомогою спрощеного рівняння адвекції:

$$\begin{aligned} T_o = T^*, S_o = S^*, \vec{v}_n \leq 0 \text{ та} \\ T_{o't} = -\vec{v}_n T_n, S_{o't} = -\vec{v}_n S_n, \vec{v}_n > 0, \end{aligned} \quad (5.58)$$

де  $T_o, S_o$  – значення змінних що моделюються на «рідкій» границі.

Причому, якщо потік спрямований усередину розрахункової області менш 6 годин, то використовується інтерполяційна схема:

$$(S_0, T_0) = F_1(S^*, T^*) + (1 - F_1)(S_0, T_0), \quad (5.59)$$

де  $F_1$  – відношення часового кроку для бароклинної складової швидкості (у годинах) до різниці між 6 годинами і тривалістю відрізка часу, протягом якого мав місце вхідний потік,  $0 \leq F_1 \leq 1$ .

В точках впадання річок граничні умови формулюються по типу «відкритого каналу» або «водоспаду». У першому випадку задаються витрати води  $Q_r$ , а також вертикальні профілі бароклинної швидкості, температури і солоності:

$$U = Q_r / (B_x \Delta LH), V = Q_r / (B_y \Delta LH), \quad (5.60)$$

$$u' = u_{\text{top}} \cos(\pi z / H), v' = v_{\text{top}} \cos(\pi z / H), \quad (5.61)$$

$$S = S_{\text{top}} + (S_{\text{top}} - S_{\text{bot}}) [(1 - \cos(\pi z / H))], \quad (5.62, \text{ a})$$

$$T = T_{\text{top}} + (T_{\text{top}} - T_{\text{bot}}) [(1 - \cos(\pi z / H))], \quad (5.62, \text{ б})$$

де величини з індексом «top» відповідають поверхневому шару води, з індексом «bot» – придонному шару.

Завдання граничних умов по типу «водоспад» здійснюється в такий спосіб:

$$h_t = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}, \quad (5.63)$$

$$(HS)_t = 0, (HT)_t = \frac{T_{\text{top}} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \quad (5.64)$$

На водній поверхні:

$$\tau_{sx} = A_v u'_{z'} \text{ і } \tau_{sy} = A_v v'_{z'}; D_v T'_{z'} = \frac{Q_T}{\rho C_w}; D_v S'_{z'} = 0, \quad (5.65, \text{ a})$$

а на дні:

$$\tau_{bx} = A_v u'_{,z} \text{ і } \tau_{by} = A_v v'_{,z}; D_v S'_{,z} = 0 \quad (5.65, б)$$

та

$$D_v T'_{,z} = \left[ C_{bed1} + C_{bed2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right] (T_{bed} - T), \quad (5.66)$$

де  $\tau_{sx}; \tau_{sy}$  – компоненти вектора дотичного напруження тертя вітру;

$\tau_{bx}; \tau_{by}$  – компоненти вектора дотичного напруження придонного тертя;

$Q_T$  – потік тепла, що обчислюється на основі метеорологічних даних;

$C_w$  – питома теплоємність води;

$C_{bed1}, C_{bed2}$  – коефіцієнти обміну, прийняті 0,00001 м/с та 0,00003 м/с, відповідно;

$T_{bed}$  – температура дна.

Як початкові умови приймався стан спокою:

$$U = V = u' = v' = w = 0; \quad A_h = A_{h0}, \quad A_v = A_{v0}, \quad D_v = D_{v0}. \quad (5.67)$$

Температура, солоність і рівень води в початковий момент часу у внутрішніх точках розрахункової області визначаються шляхом інтерполяції граничних значень із вагами обернено пропорційними відстані від границі. Задається також температура донних відкладень  $T_{bed}$ .

Для підвищення обчислювальної стійкості, на «рідких» границях приймаються рівними нулю: прискорення Коріоліса, вітрові напруги тертя, горизонтальні градієнти атмосферного тиску й густини.

При цьому використовується спеціальна мультиплікативна крайова функція, що приймає нульові значення в приграничних розрахункових ячеях, 0,5 – в ячеях на видаленні одного кроку від граничних й 1 – у всіх інших ячеях.

Нелінійні адвективні члени рівнянь руху також приймаються рівними нулю на відкритій водній границі.

#### 5.1.4 Блок теплообміну з атмосферою

Повний питомий потік тепла  $Q_T$ , що надходить на границю розділу «повітря-вода», має вигляд суми двох складових:



$$Q_T = Q_1 + Q_2, \quad (5.68)$$

де  $Q_1$  – короткохвильова складова сонячної радіації, що проникає у водний стовпчик через поверхню;

$Q_2$  – довгохвильовий потік радіації, що поглинається поверхнею.

Питомий потік короткохвильової радіації  $Q_1$  використовується при визначенні внутрішнього джерела тепла у шарі:

$$R = (Q_1 / \rho C_w) [\exp\{2.3z_a / D_{10}\} - \exp\{2.3z_b / D_{10}\}] / (z_b - z_a), \quad (5.69)$$

де  $z_a$ ,  $z_b$  – координати  $z$  верхньої й нижньої границі шару, відповідно;

$D_{10}$  – глибина, на яку проникає тільки 10 % від потоку, що надходить на поверхню води. При цьому припускається, що вихідний потік убуває із глибиною за експоненціальним законом, а коефіцієнт загасання визначається як  $2,3/D_{10}$ .

Сонячна короткохвильова складова питомого потоку тепла визначається як:

$$Q_1 = Q_{ss} (1 - A_{1b}) F_{cc} (C_c), \quad (5.70)$$

де  $Q_{ss}$  – потік, що надходить на водну поверхню в умовах хмарності;

$A_{1b}$  – альbedo водної поверхні;

$F_{cc}$  – функція хмарності;

$C_c$  – частина неба, вкрита хмарами.

Згідно [52]:

$$Q_{ss} = C_{sol} \cos^2(\zeta) / [0.10 + 1.085 \cos(\zeta) + 10^{-5} \{\cos(\zeta) + 2.7\} e_v], \quad (5.71)$$

де  $C_{sol}$  – сонячна стала ( $1353 \text{ Вт/м}^2$ );

$e_v$  – тиск водяної пари;

$\zeta$  – зенітний кут сонця, що визначається як:

$$\cos(\zeta) = \sin(\lambda_a) \sin(\varphi) + \cos(\lambda_a) \cos(\varphi) \cos(\nu), \quad (5.72)$$

де  $\lambda_a$  – географічна широта;

$\varphi = 23.44^0 \cos(2\pi[172 - N_{day}]/365)$  – деклінація;

$N_{day}$  – номер дня року;

$\nu = 2\pi(12 - \text{Shr})/24$  – годинний кут;

$\text{Shr}$  – сонячна година, тобто година доби.

Тиск пари  $e_v$  визначається як

$$e_v = R_h e_s(T), \quad (5.73)$$

де  $R_h$  – відносна вологість

$e_s$  – насичуючий тиск водяної пари, мб; згідно [52]

$$e_s(T) = 611 \cdot 10^{(7.5[T-273.16]/[T-35.86])}. \quad (5.74)$$

В (5.73),  $e_v$  розраховується при  $T_{a0}$  – температурі атмосфери ( $^{\circ}\text{K}$ ) на межі розділу «повітря-вода».

Функція хмарності розраховується відповідно до наступного вираження:

$$F_{cc}(C_c) = 1 - C_c. \quad (5.75)$$

Потік тепла на поверхні границі розділу «повітря-вода» являє собою суму декількох складових:

$$Q_2 = Q_L + Q_B + Q_e + Q_S, \quad (5.76)$$

де  $Q_L$  – довгохвильове випромінювання атмосфери;

$Q_B$  – зворотнє випромінювання чорного тіла водною поверхнею;

$Q_e$  – втрати тепла на випар;

$Q_S$  – потік тепла при контактному теплообміні води з атмосферою.

$$Q_L = C_{sb} T_a^4 \left( 1 - 0.26 \exp \left[ -0.000777(273 - T_a)^2 \right] \right), \quad (5.77)$$

де  $C_{sb}$  – стала Стефана-Больцмана ( $5.67 \cdot 10^{-8}$  Вт/м<sup>2</sup>°K<sup>4</sup>);

$T_a$  – спостережувана температура повітря ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Зворотнє випромінювання чорного тіла водною поверхнею дорівнює

$$Q_B = -0.97 C_{sb} (T|_{\sigma=0})^4, \quad (5.78)$$

де 0,97 – коефіцієнт випромінювання поверхнею.

$$Q_e = -0.00175 \rho_a L_v W_{10} (\gamma_{10} - \gamma_0), \quad (5.79)$$

де  $\rho_a$  – густина повітря;

$W_{10}$  – швидкість вітру на висоті 10 м;

$\gamma_{10}, \gamma_0$  – питома вологість на висоті 10 м і на поверхні води, відповідно;

$L_v$  – сховане тепло випару ( $2.5 \cdot 10^6$  Дж/кг).

Питома вологість пов'язана з тиском пари:

$$\gamma = 0.622 e_v / [P_a - (1 - 0.622) e_v], \quad (5.80)$$

де 0,622 – співвідношення молекулярних ваг сухого повітря і водяної пари;

$P_a$  – атмосферний тиск (мб).

$$Q_s = 0.00175 \rho_a c_p W_{10} (T_{a10} - T_{a0}), \quad (5.81)$$

де  $c_p$  – питома теплоємність сухого повітря (1004 Дж/(кг·°C));

$T_{a10}, T_{a0}$ , – температура повітря на висоті 10 м і на поверхні моря, відповідно.

Передбачається, що на поверхні моря температура повітря і води рівні, отже  $T_{a0} = T|_{\sigma=0}$ , а  $T_{a10} = T_a$ .

## 5.2 Блок переносу домішки

Гідротермодинамічна модель доповнена рівнянням переносу консервативної домішки, яке за структурою аналогічне рівнянням збереження тепла і солей (5.14) та (5.15); (5.32) та (5.33) гідродинамічної моделі, відрізняючись від них наявністю гравітаційної швидкості осадження домішки і змістом правої частини, що описує надходження домішки з зовнішніх джерел.

У  $\sigma$ -системі координат узагальнене рівняння переносу домішки записується в такий спосіб:

$$\begin{aligned} (HC)_t + B_x^{-1} (B_x H [u C - D_h(C)]_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y H [v C - D_h(C)]_{,y})_{,y} + \\ + ((\tilde{w} + w_{gi}) C - H^{-1} D_v(C))_{,\sigma} = HQ_i(x, y, z, t), \end{aligned} \quad (5.82)$$

де  $C$  – концентрація домішки у воді;

$w_{gi}$  – швидкість гравітаційного осадження домішки;

$\partial C_i / \partial t = F_i$ ,  $Q_i$  – приплив речовини від зовнішніх джерел.

Граничні умови для домішки формулюються в такий спосіб.

На поверхні водойми:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{top}, \quad (5.83)$$

на дні:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{bot}. \quad (5.84)$$

На бічній «рідкій» границі:

$$\begin{aligned} C_{oi} &= C_i^*, & \text{якщо } \vec{v}\vec{n} \leq 0, \\ \frac{\partial C_{oi}}{\partial t} &= -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial C_i}{\partial \vec{n}}, & \text{якщо } \vec{v}\vec{n} > 0. \end{aligned} \quad (5.85)$$

На твердій границі в точках впадання річок:

$$C_i^R = C_i^{top} + (C_i^{top} - C_i^{bot}) (1 - \cos(\pi z / H)). \quad (5.86)$$

Тут  $Q_{ci}^{top}$  – потік домішки через водну поверхню;

$Q_{ci}^{bot}$  – потік домішки через границю «вода – донні відкладення»;

$C_{oi}$  – концентрація  $i$ -ої домішки на відкритій водній границі;

$C_i^*$  – фонова концентрація домішки, характерна для сполученої частини акваторії.

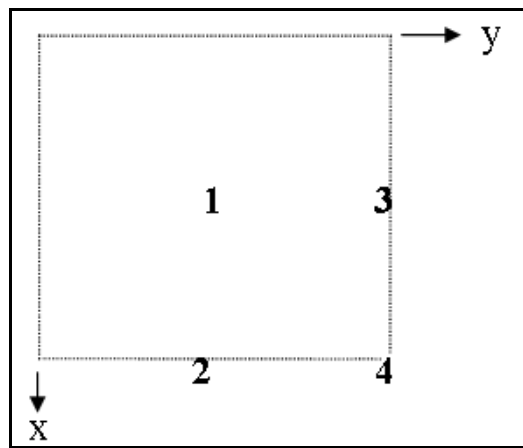
### 5.3 Особливості числової реалізації рівнянь моделі

Кінцеворізнісна апроксимація рівнянь (5.35) – (5.37) для баротропної моделі руху виконується з використанням двухкрокового, тришарового за часом методу змінних напрямків Аббота [53].

Використовуються значення обчислювальних величин ( $h$ ,  $U$ ,  $V$ ), що відповідають трьом моментам часу в межах  $\Delta t$  кроку для баротропної моди руху: початковому ( $t_0$ ), обчислювальному ( $t_0 + \Delta t$ ) і проміжному ( $t_0 + \Delta t/2$ ).

На першому кроці, спільним розв'язанням рівнянь нерозривності і руху в напрямку осі  $x$  визначають значення  $U$  на обчислювальному часовому рівні та  $h$  – на проміжному рівні. На другому кроці розв'язуються рівняння нерозривності і руху в напрямку осі  $y$  для знаходження значень  $V$  і  $h$  на обчислювальному часовому рівні ( $t_0 + \Delta t$ ). Зазначений числовий метод розв'язання відноситься до розряду неявних.

Розташування змінних у межах елементарної ячеї розрахункової сітки наведено на рис. 5.1, а положення елементарної ячеї в межах сегмента розрахункової області – на рис. 5.2.



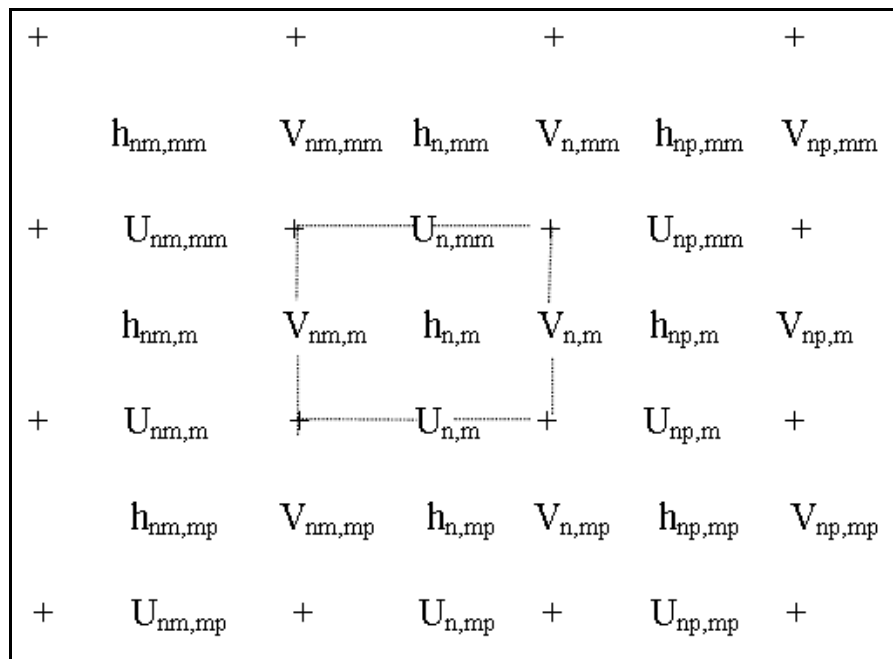
1 – змінні  $h$ ,  $H$ ,  $\Phi$ ,  $A_h$ ,  $f$ ,  $\tau_{sx}$ ,  $\tau_{sy}$ ; 2 – змінні  $U$ ,  $X$ ,  $F_{bx}$ ,  $\theta_{uu}$ ,  $\theta_{su}$ ,  $B_x$ ;  
3 – змінні  $V$ ,  $Y$ ,  $F_{by}$ ,  $\theta_{vv}$ ,  $\theta_{sv}$ ,  $B_y$ ; 4 – змінна  $\theta_{uv}$

Рисунок 5.1 – Розташування змінних у межах елементарної ячеї розрахункової сітки в горизонтальній площині

Рівняння (5.39) – (5.41) для бароклинної моди руху вирішуються неявно прогоном за вертикальною координатою. Для цього члени, які містять час або похідну від швидкості за вертикальною координатою, а також член, що враховує бічне тертя, групуються в лівій частині рівняння. Наприклад, рівняння (5.39) має вигляд:

$$(Hu')_t + \beta_a \left\{ (\tilde{w}u')_q \right\} - H^{-1} (A_v u')_q + \beta_c C_{ws} H B_x^{-1} u' |u' + U| = R, \quad (5.87)$$

де  $R$  – частина рівняння, що залишилася.



┆ – границя виділеної ячеї (n, m);

$mm = m-1$ ,  $mp = n+1$ ,  $nm = n-1$ ,  $np = n+1$  – використані позначення

Рисунок 5.2 – Розташування змінних  $U$ ,  $V$  та  $h$   
у межах фрагмента сіткової області

Загальний підхід до рішення полягає в тім, що спочатку визначають  $u'$  і  $v'$  на всіх вертикальних рівнях елементарної розрахункової ячеї, а потім переходять до наступної ячеї та повторюють процес. На рис. 5.3 наведене положення вузлів для обчислення  $u'$ ,  $v'$ ,  $\tilde{w}$  і  $A_v$  на вертикальному фрагменті розрахункової сітки. Оскільки методи числового розв'язання гідродинамічних рівнянь моделі є неявними, то ці рішення будуть стійкі при обчислюванні для більшості практичних випадків.

Кінцеворізнитна апроксимація рівнянь переносу тепла і солей у вихідному варіанті моделі МЕССА виконана з використанням традиційних (простою апроксимацією похідних) алгоритмів числового рішення [45], які є консервативними, але не мають властивості транспортності (монотоності).

При наявності (у пригирлових областях) значних просторових градієнтів елементів, що моделюються, на масштабах порівняних з кроком розрахункової сітки, це може призвести до появи негативних значень концентрацій у процесі обчислень, що небажано при вирішенні екологічних задач. Тому, вихідні числові схеми розв'язання рівнянь переносу типу (5.32), (5.33) та (5.82) були модифіковані в транспортні: FCT (Flux Corrected Transport) [54, 55] – для горизонтального переносу і TVD (Total Variation Diminishing) [54] – для вертикального.

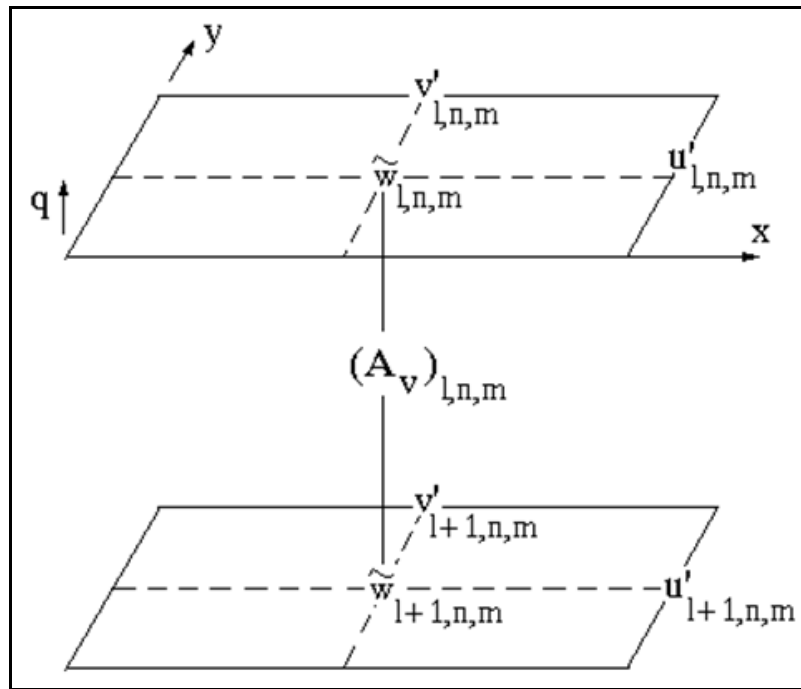


Рисунок 5.3 – Положення вузлів для обчислення  $u'$ ,  $v'$ ,  $\tilde{w}$  та  $A_v$  на тривимірній розрахунковій сітці

Деталі числового розв'язання гідродинамічних рівнянь моделі докладно описані в [46], а модифікації рівнянь переносу – в [56].

Програмна реалізація моделі, виконана мовою FORTRAN-90, дозволяє розраховувати як сумарні течії, так і виділяти окремо їх вітрову, густинну і стокову складові.

Із заданою часовою дискретністю в ході розрахунку модель засвоює нову інформацію про швидкість і напрямок вітру, температуру повітря, витрати річок, температуру і солоність річкових вод, термохалинну стратифікацію і збурювання рівня моря в окремих точках відкритої водної границі, вміст домішок в річкових водах, що втікають, скидних водах антропогенних джерел і фонові концентрації на відкритій водній границі. Між дискретними значеннями, що вводяться, виконується лінійна інтерполяція: для метеорологічних і річкових параметрів – у часі; для значень збурювання рівня води, концентрації домішки, вертикального розподілу температури і солоності води на відкритих границях – у просторі і часі.

Модель дозволяє розраховувати просторово-часову мінливість гідрологічних характеристик на масштабах від декількох годин до декількох років і від сотень метрів до десятків кілометрів. Її можна використовувати як у шельфових і пригирлових районах моря, із глибинами від декількох одиниць до сотень метрів (при врахуванні термохалинної стратифікації), так і у мілководних районах моря, лиманах, затоках, гирлах річок, внутрішніх водоймах (озерах, водосховищах) із глибинами в кілька дециметрів і більше.

## 6 МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ЛИМАНИ І ВОДООБМІНУ З МОРЕМ

За допомогою гідротермодинамічної моделі дамо оцінку, як водообмін з морем через сполучний канал впливає на гідрологічний режим лиману у весняно-літні місяці. Докладний опис структури моделі приведений в розділі 5.

При розрахунках акваторія лиману покривалася горизонтальною розрахунковою сіткою  $44 \times 99$  вузлів з кроком 400 м. Використовувалися 10-ти розрахункові рівні по вертикалі в  $\sigma$ -системі координат. Глибини в лимані задавалися відповідними відмітці рівня води мінус 0,15 м БС (рис. 6.1).

Перша серія числових експериментів з моделлю проводилася для дослідження особливостей вітрової циркуляції вод в лимані за відсутністю водообміну з морем. Окремі результати розрахунків за вітрів різних напрямків швидкістю 5 м/с приведені на рис. 6.2 – 6.13. Перше, що звертає на себе увагу, це осередковий характер баротропної циркуляції вод. Просторова структура осереднених за глибиною течій являє собою велику кількість вихорових утворень (осередків), розташованих уздовж лиману (рис. 6.2 – 6.5). Такий характер циркуляції вод обумовлений особливостями геоморфологічної будови лиману: конфігурацією берегів та розподілом глибин уздовж лиману. Берегова лінія лиману дуже звивиста, а ложе центральної та південної його частин є набором глибоких улоговин, розділених між собою мілководними ділянками (рис. 6.1). В результаті, в лимані відсутні протяжні та потужні вздовжберегові течії, які сприяють водо- і масообміну між різними частинами лиману. Вихорові структури перешкоджають розповсюдженню водних мас і домішки уздовж акваторії лиману.

На рис. 6.6 – 6.13 приведені поля вітрових течій в поверхневому і придонному шарах лиману при північному, східному, південно-східному і південно-західному вітрах швидкістю 5 м/с. Видно, що в поверхневому шарі горизонтальні вектора течій спрямовані за вітром, в придонному шарі на мілководді – за вітром, а в глибоких частинах лиману – формуються придонні градієнтні протитечії, які спрямовані у зворотному до вітру напрямку.

При подовжніх північних і південних вітрах в поверхневому шарі відзначається інтенсифікація течій в мілководній прибережній зоні та ослаблення – уздовж подовжньої осі водойми, за рахунок впливу протилежно спрямованого градієнтного потоку в придонному шарі.

Цей придонний потік, спрямований проти вітру уздовж лиману, спостерігається в південній і центральній частинах лиману і сприяє водообміну між ними у придонному шарі. Він зберігається також при південно-східних і північно-західних вітрах.



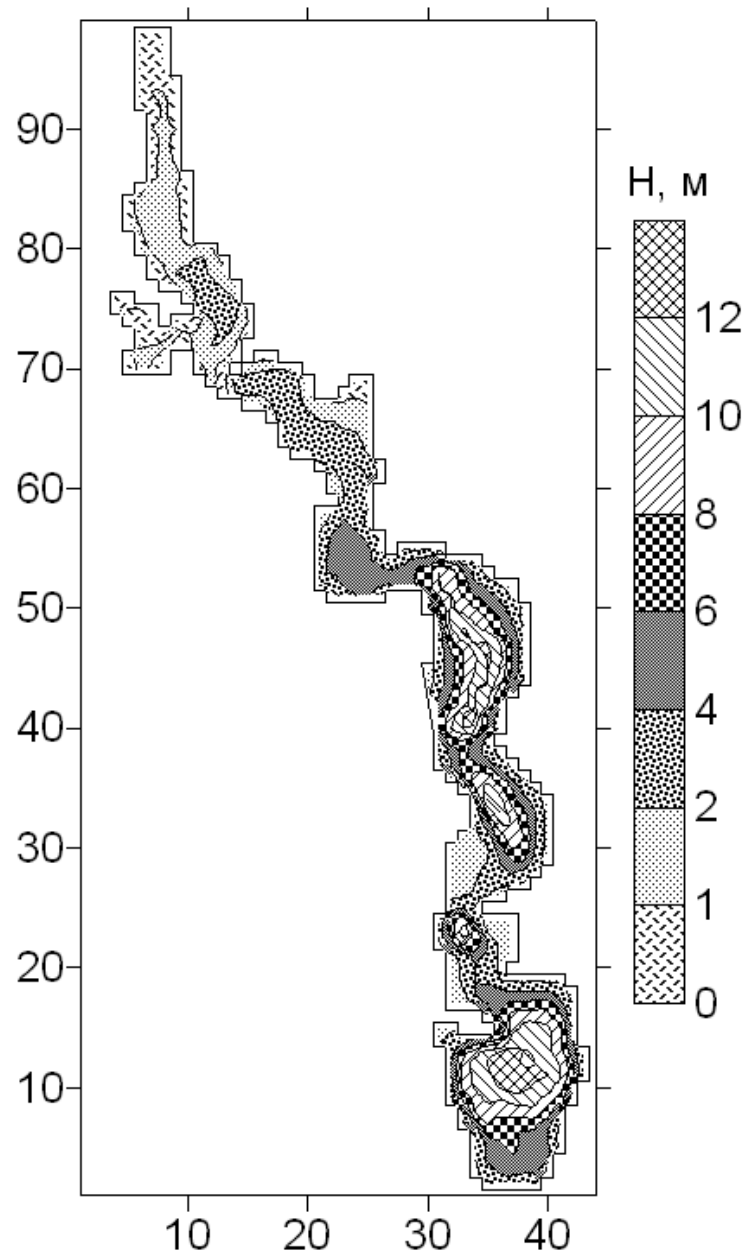


Рисунок 6.1 – Батиметрична карта (глибини, м) та розрахункова сітка (номера вузлів вказані на вісях) Тілігульського лиману (відмітка рівня моря становить мінус 0,4 м БС)

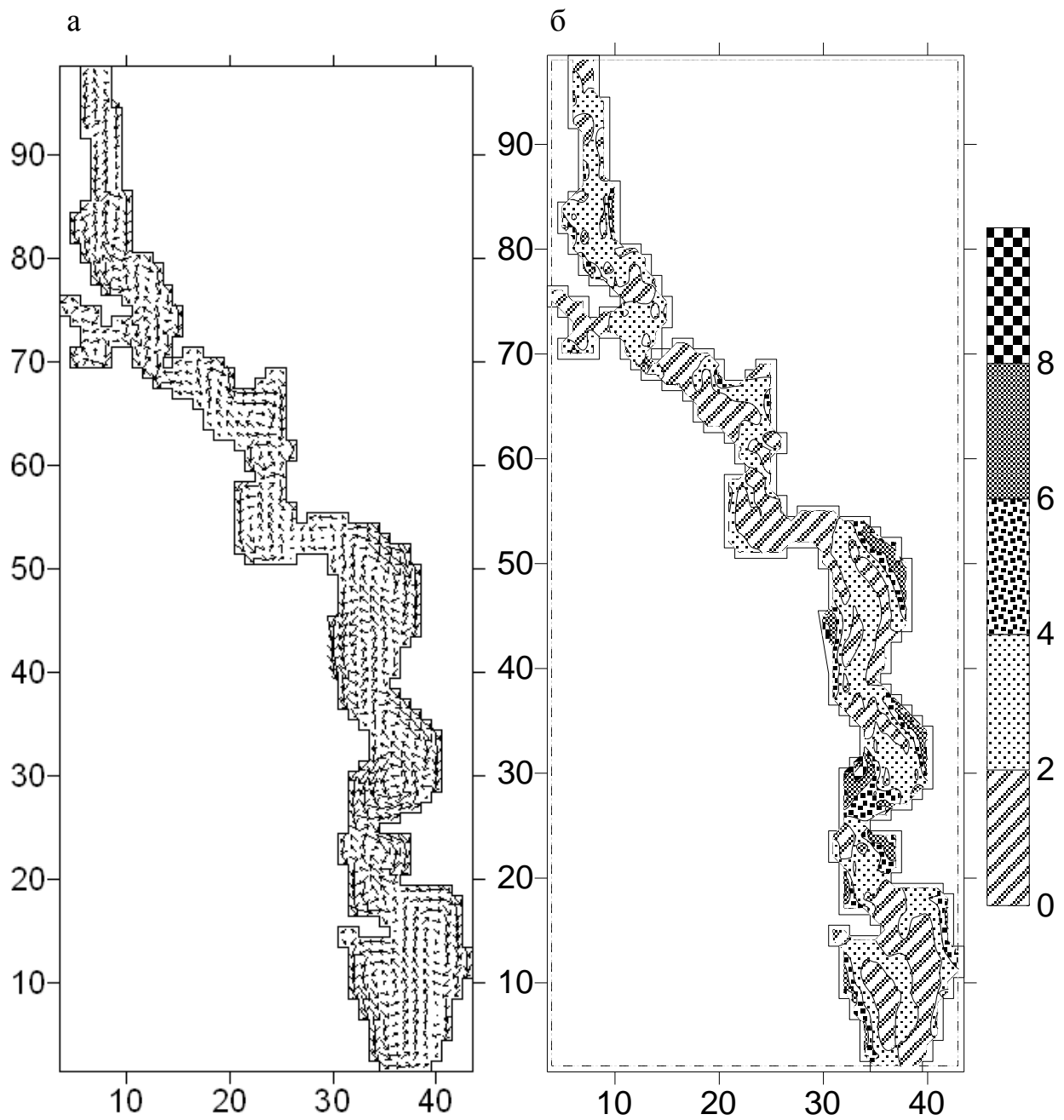


Рисунок 6.2 – Поля векторів (а) та ізотях (б) баротропних течій, см/с, у Тілігульському лимані за північним вітром швидкістю 5 м/с

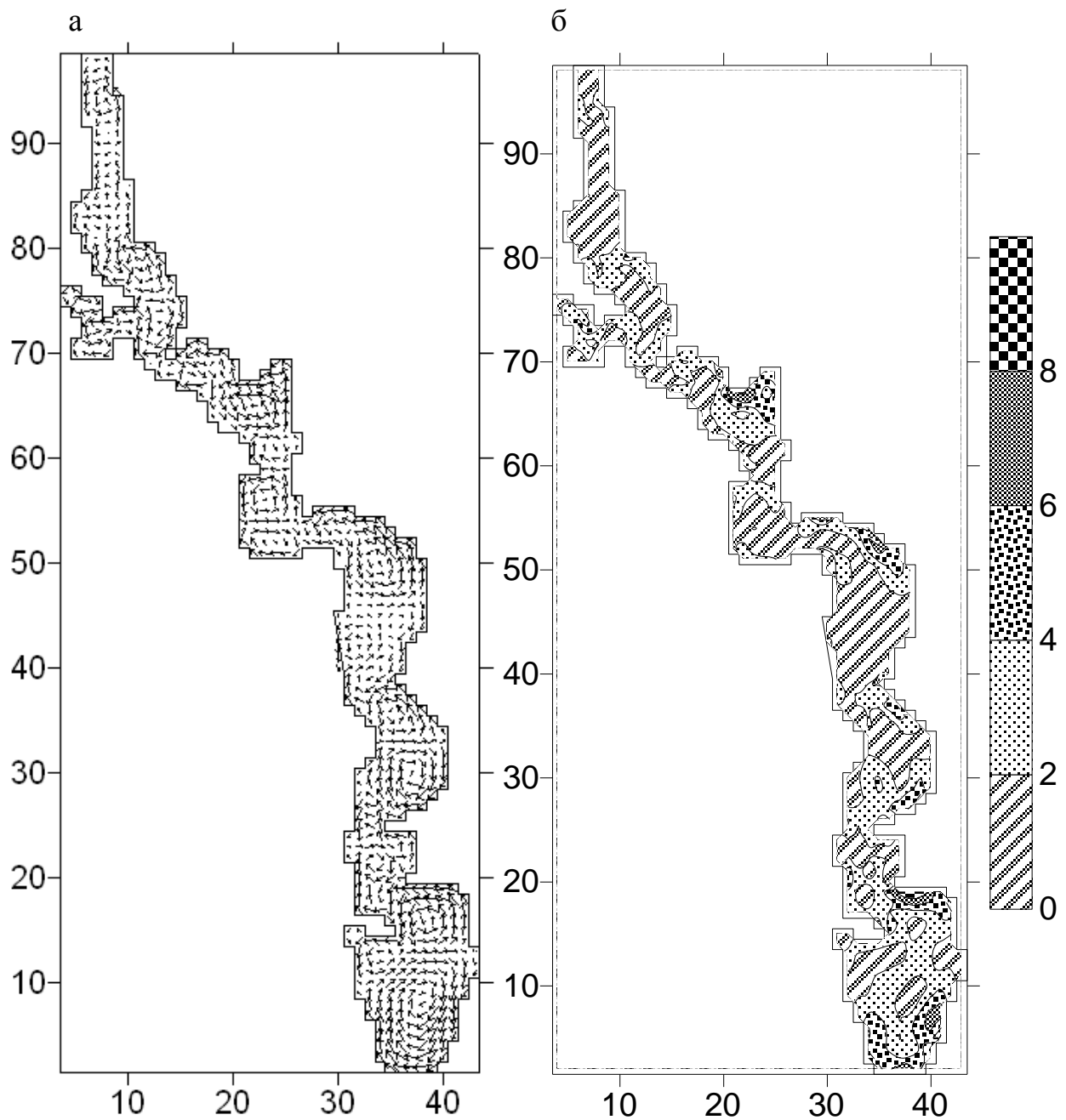


Рисунок 6.3 – Поля векторів (а) та ізотех (б) баротропних течій, см/с, у Тілігульському лимані за східним вітром швидкістю 5 м/с

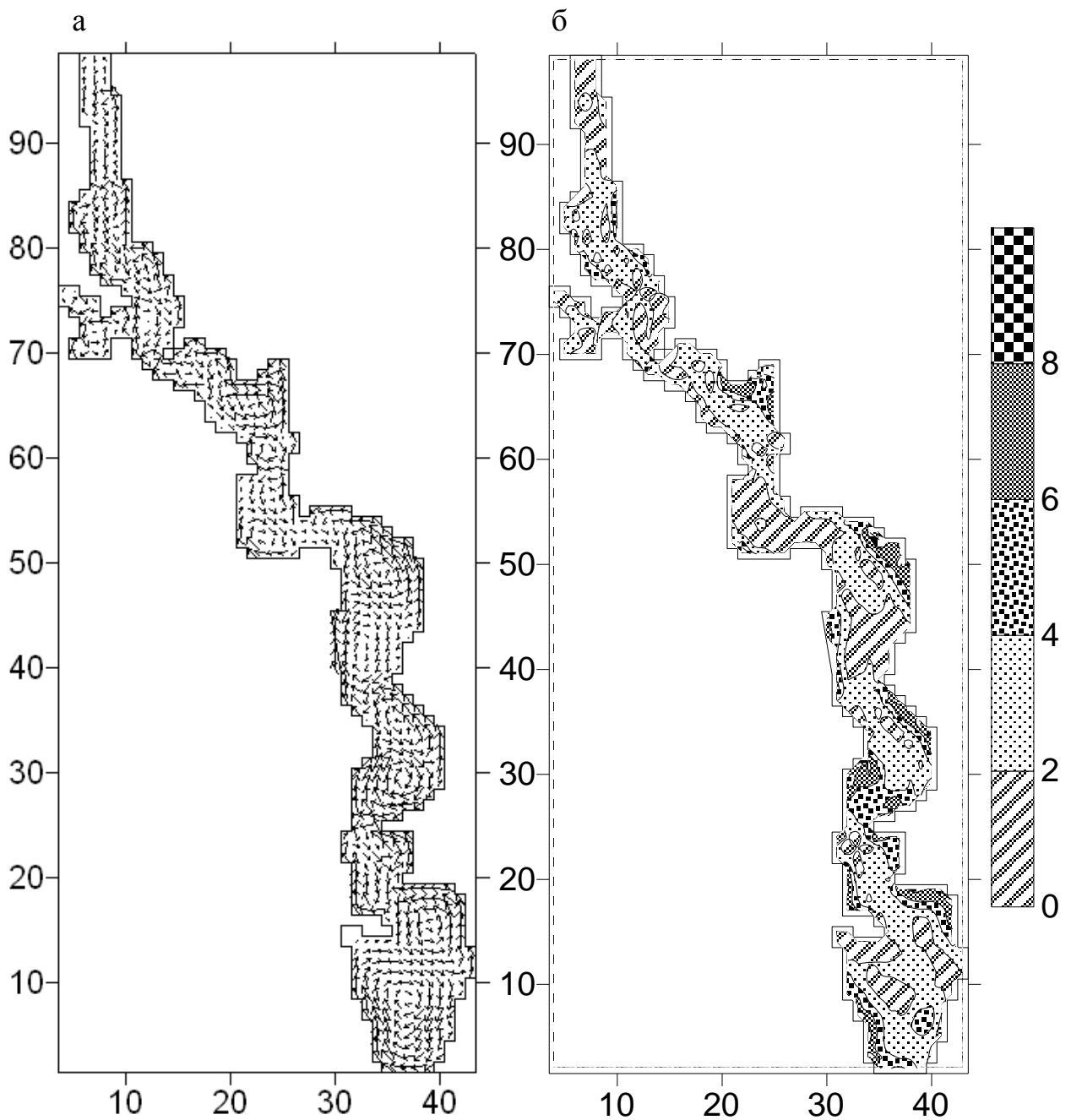


Рисунок 6.4 – Поля векторів (а) та ізотех (б) баротропних течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-східним вітром швидкістю 5 м/с

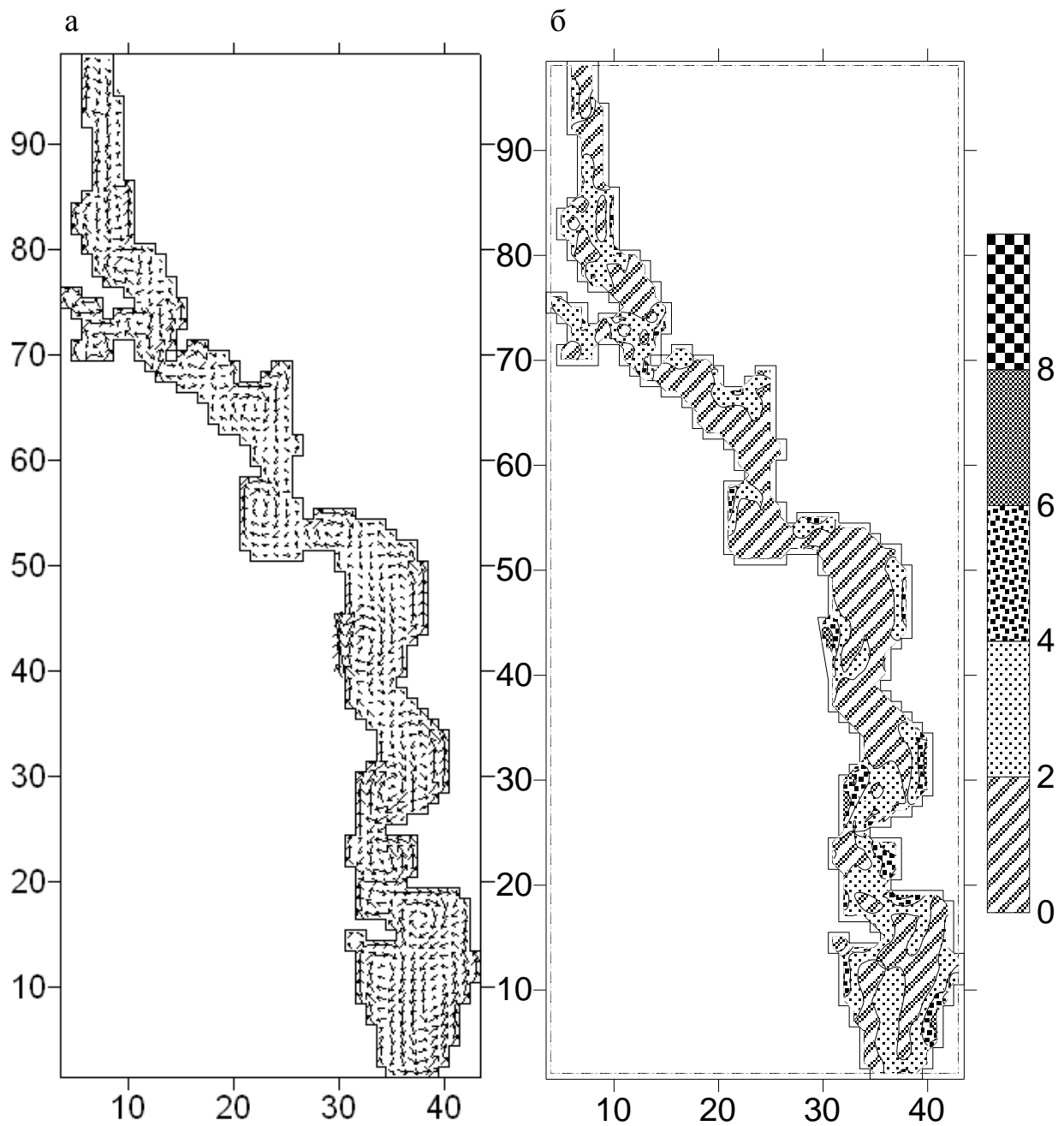


Рисунок 6.5 – Поля векторів (а) та ізотех (б) баротропних течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-західним вітром швидкістю 5 м/с

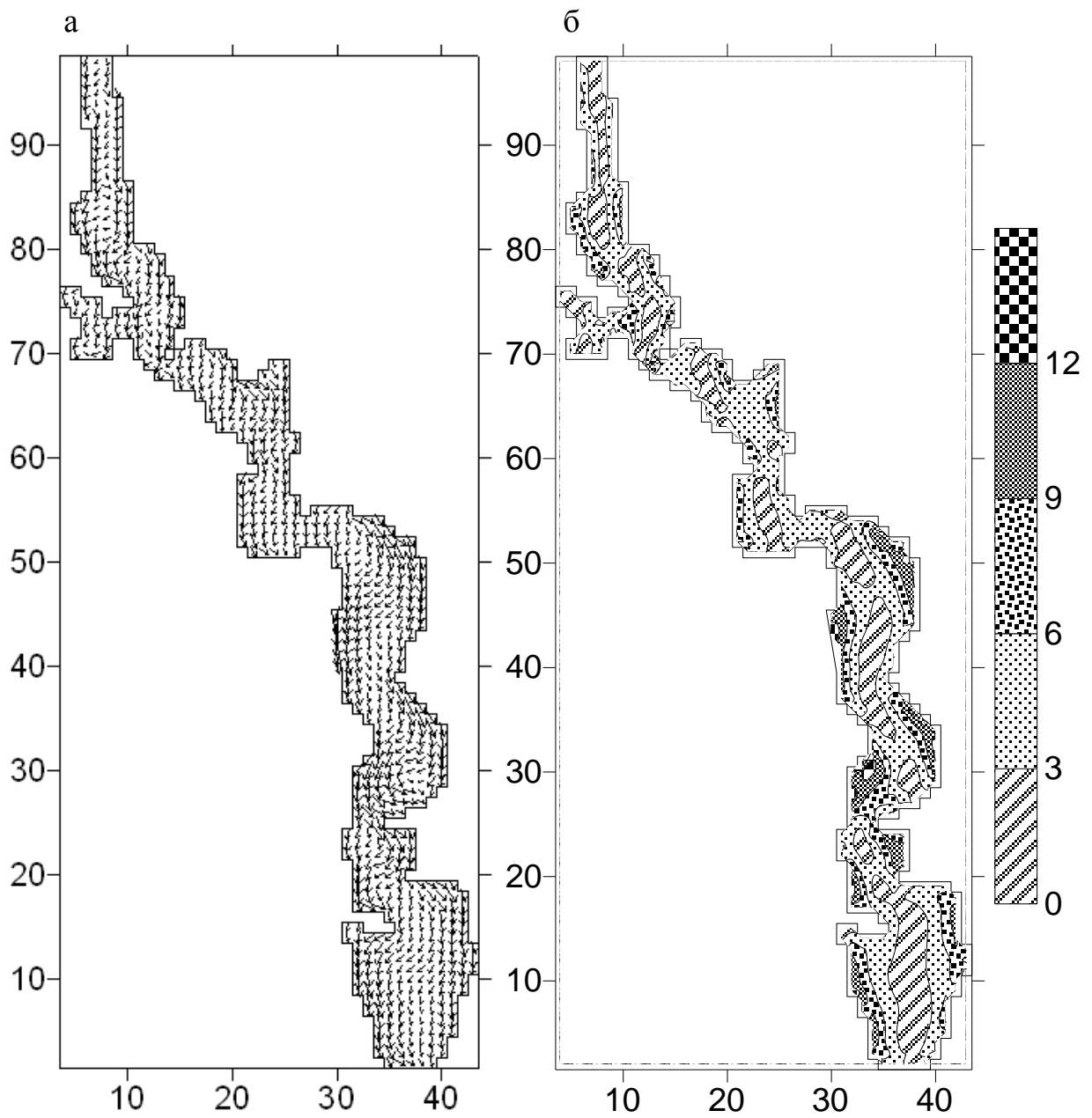


Рисунок 6.6 – Поля векторів (а) та ізотях (б) поверхневих течій, см/с, у Тілігульському лимані за північним вітром швидкістю 5 м/с

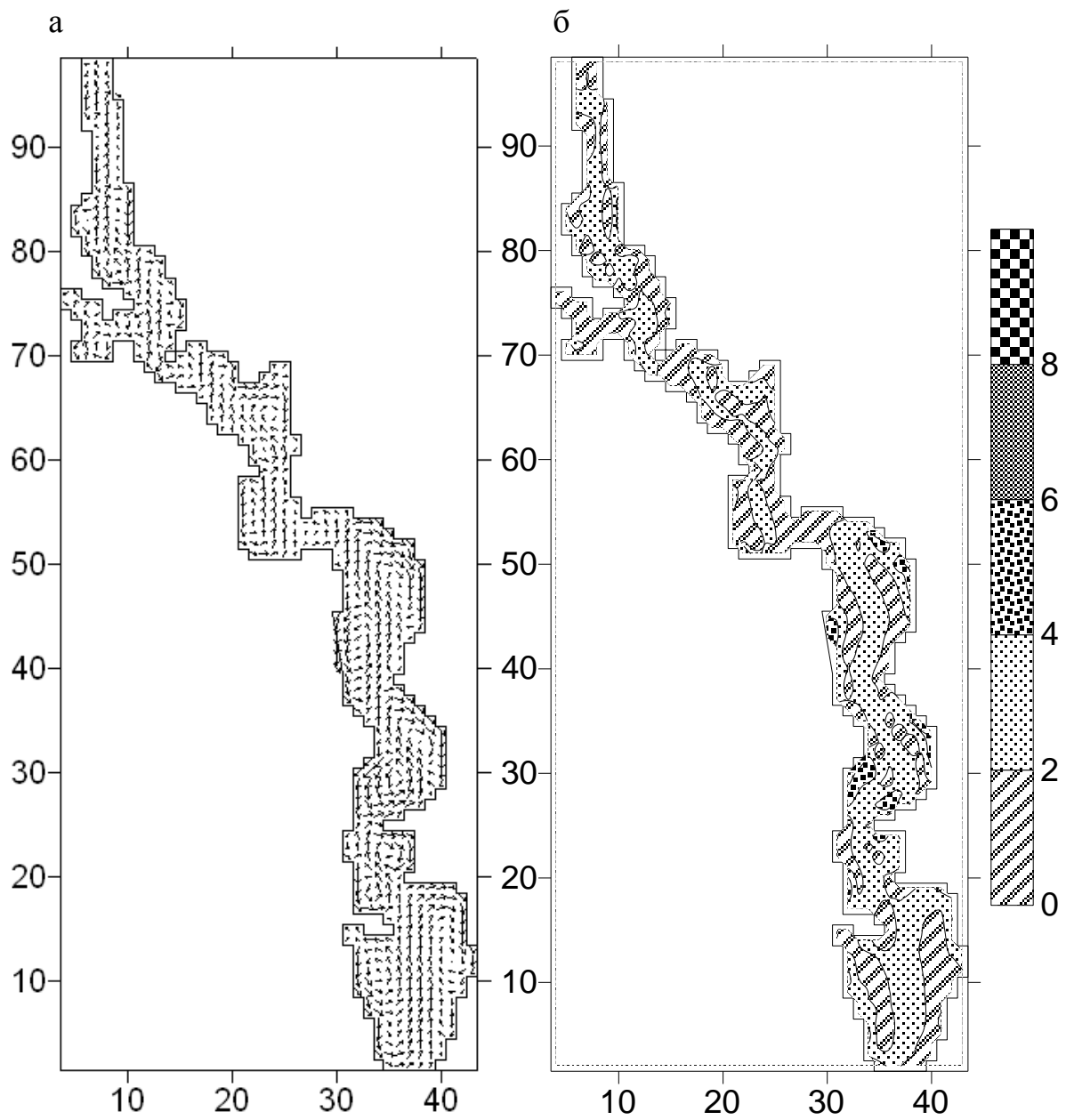


Рисунок 6.7 – Поля векторів (а) та ізотях (б) придонних течій, см/с, у Тілігульському лимані за північним вітром швидкістю 5 м/с

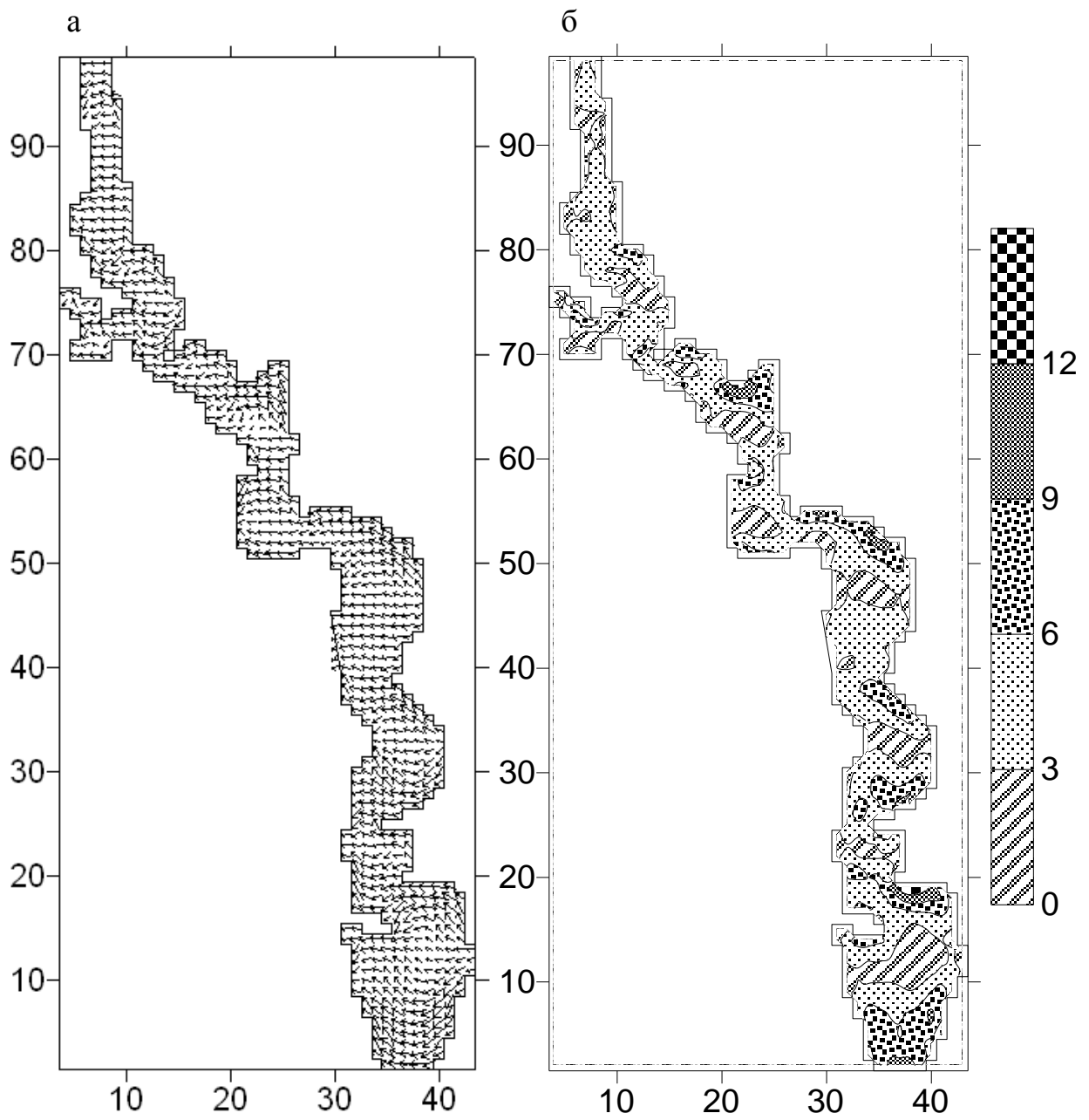


Рисунок 6.8 – Поля векторів (а) та ізотех (б) поверхневих течій, см/с, у Тілігульському лимані за східним вітром швидкістю 5 м/с



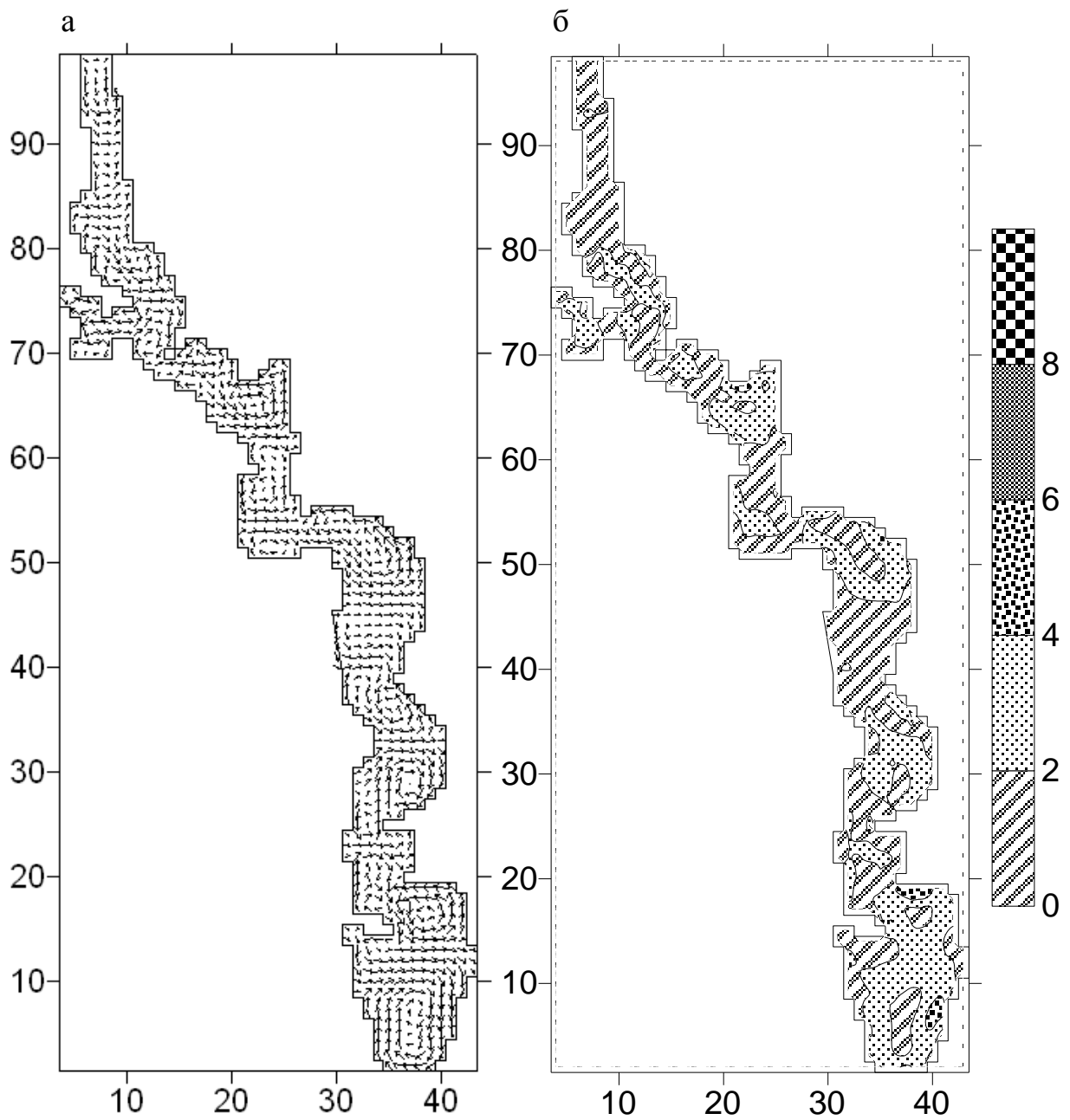


Рисунок 6.9 – Поля векторів (а) та ізотях (б) придонних течій, см/с, у Тілігульському лимані за східним вітром швидкістю 5 м/с

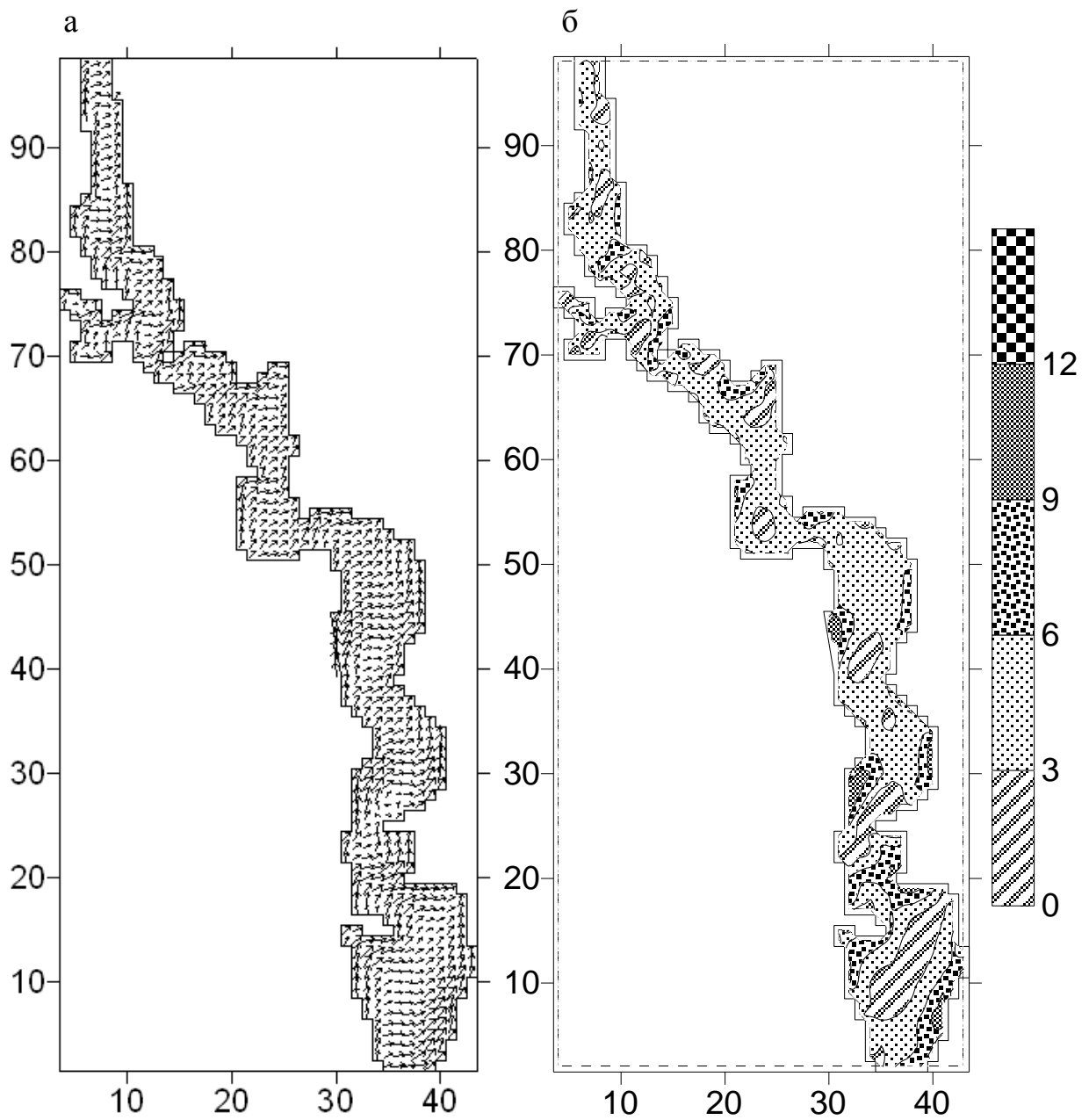


Рисунок 6.10 – Поля векторів (а) та ізотях (б) поверхневих течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-західним вітром швидкістю 5 м/с

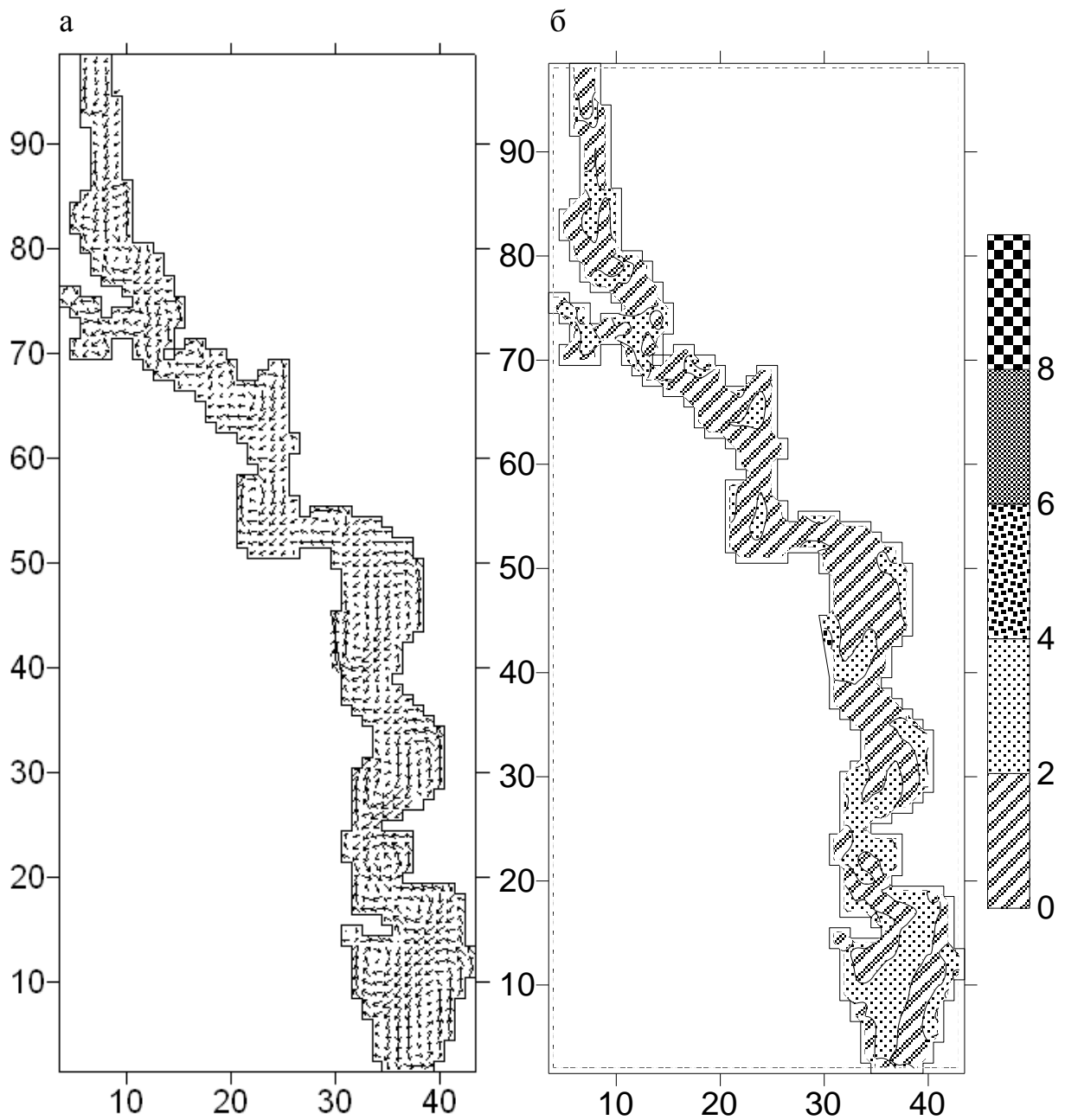


Рисунок 6.11 – Поля векторів (а) та ізотех (б) придонних течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-західним вітром швидкістю 5 м/с

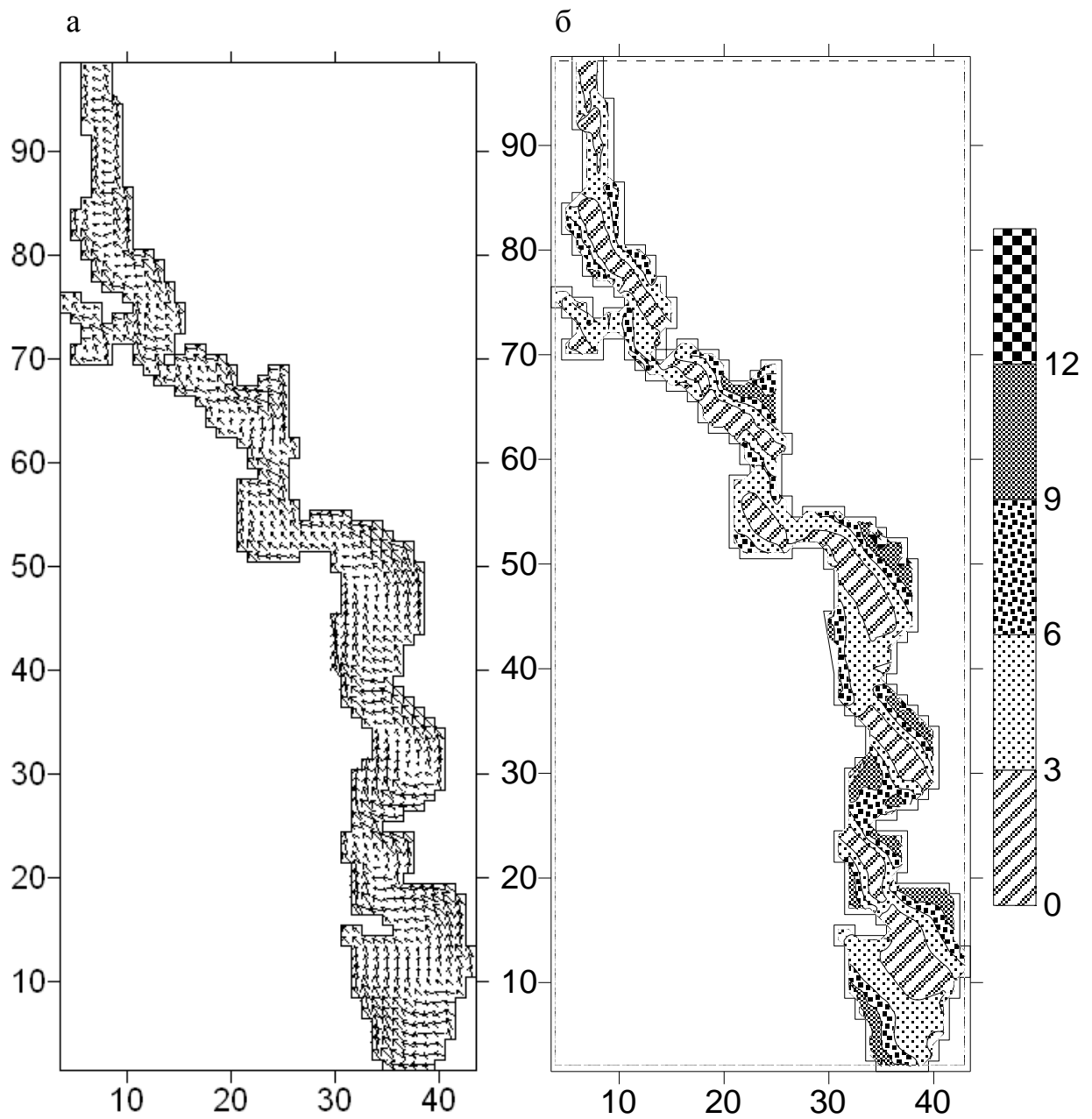


Рисунок 6.12 – Поля векторів (а) та ізотех (б) поверхневих течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-східним вітром швидкістю 5 м/с

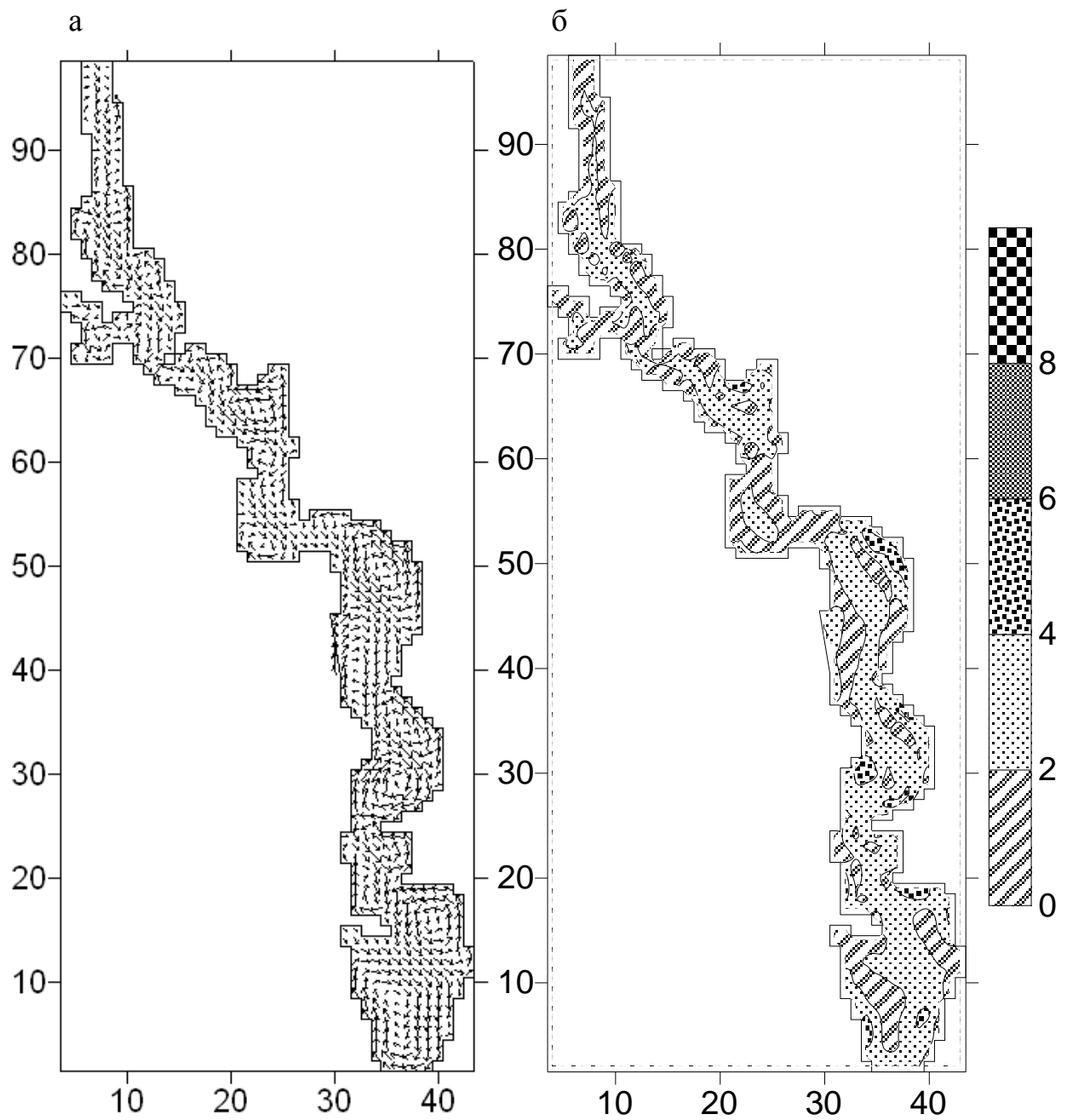


Рисунок 6.13 – Поля векторів (а) та ізотех (б) придонних течій, см/с, у Тілігульському лимані за південно-східним вітром швидкістю 5 м/с

Зазначимо, що при вітрах, які спрямованим протилежно тим, для яких наведені результати моделювання течій, характер циркуляції вод змінюється на протилежний, зі збереженням просторової структури.

Друга серія числових експериментів з моделлю проводилася з метою дослідження впливу морфометричних характеристик сполучного каналу з морем на характер проникнення морських вод в лиман та мінливість гідрологічних характеристик його вод. Розрахунок проводився на часовому відрізку з 1 травня по 31 серпня за гідрометеорологічних умов 2010 р. Часова мінливість напрямку та швидкості вітру, температури повітря (з дискретністю 6 годин), солоності та температури морської води (середні декадні значення), позначки рівня моря на морській відкритій межі сполучного каналу задавалася з даних спостережень, виконаних на ГМС «Порт Південний» (рис. 6.14 – 6.18).

Враховувалося падіння відмітки рівня води в лимані за рахунок різниці «випаровування-опадів». Вертикальний розподіл температури і солоності води в лимані в початковий момент часу приведений на рис. 6.19. Просторовий розподіл гідрологічних характеристик на акваторії лиману в початковий момент часу вважався однорідним.

У якості трасерів проникнення морських вод в лиман розглядалася солоність води та домішка нейтральної плавучості, концентрація якої в морській воді приймалася рівною 100 умовним одиницям, а в лимані в початковий момент часу – нулю.

Розрахункова сітка в другій серії числових експериментів включала до себе сполучний канал та пов'язані з ним озера (рис. 6.21), глибини в яких задавалися з даних промірних робіт виконаних ОДЕКУ в 2010 р.

Проводилися наступні сценарні розрахунки за одних і тих же гідрометеорологічних умов 2010 р. описаних вище:

- глибина сполучного каналу  $H_k = 0,5$  м, ширина  $d = 30$  м (характеристики початку функціонування каналу навесні 2010 р.);
- глибина сполучного каналу  $H_k = 2,0$  м, ширина  $d = 30$  м;
- глибина сполучного каналу  $H_k = 0,5$  м, ширина  $d = 100$  м.

На рис. 6.20 показана мінливість рівня моря, що задається на морській межі каналу, і мінливість позначки рівня води в лимані в точці 1 на рис. 6.20 (розрахунковий вузол (38, 20)), яка одержана в числовому експерименті з моделлю. Звертає на себе увагу, що коливання рівня води в лимані мають значно меншу амплітуду, ніж в морі, але відображають всі тенденції мінливості середнього рівня моря на масштабах усереднення в декілька діб.

Отримана за результатами моделювання часова мінливість концентрації умовної домішки, яка надходить до лиману з морськими водами через з'єднувальний канал, в реперних точках на акваторії лиману (рис. 6.21) показана на рис. 6.22 – 6.27.

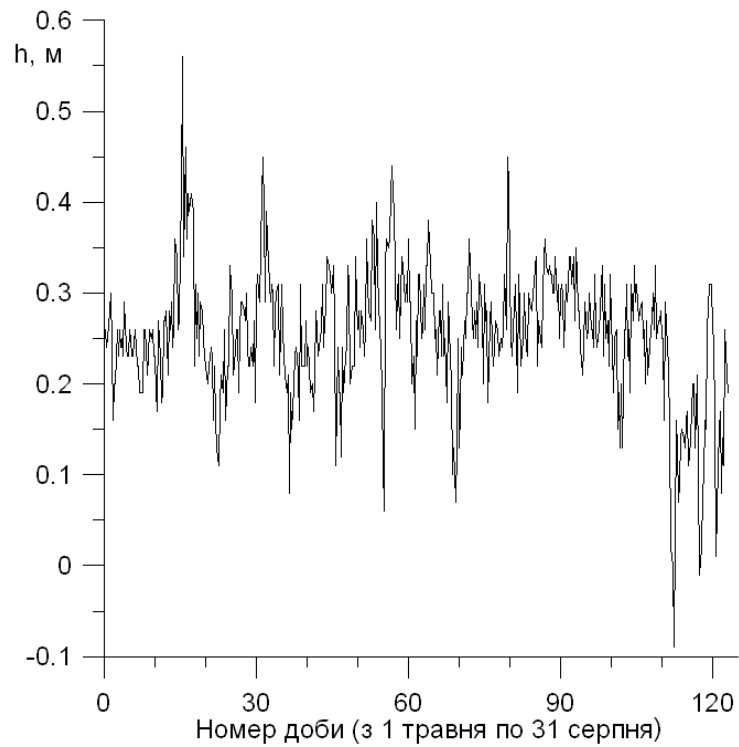


Рисунок 6.14 – Мінливість відхилення позначки рівня моря, м, від рівня мінус 0,15 м БС, на відкритій морській границі з'єднувального каналу (за даними ГМС «Порт Південний»)

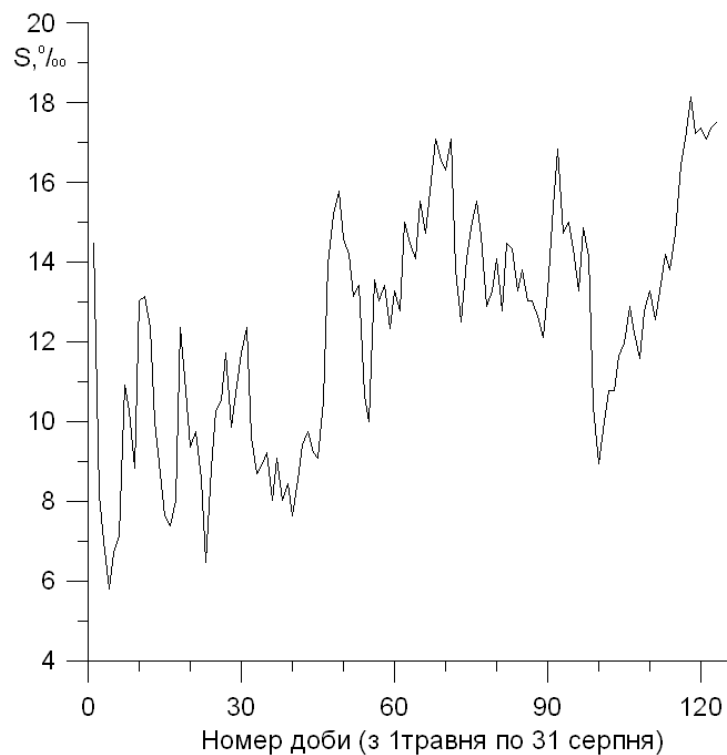


Рисунок 6.15 – Мінливість солоності моря, ‰, на відкритій морській границі з'єднувального каналу (за даними ГМС «Порт Південний»)

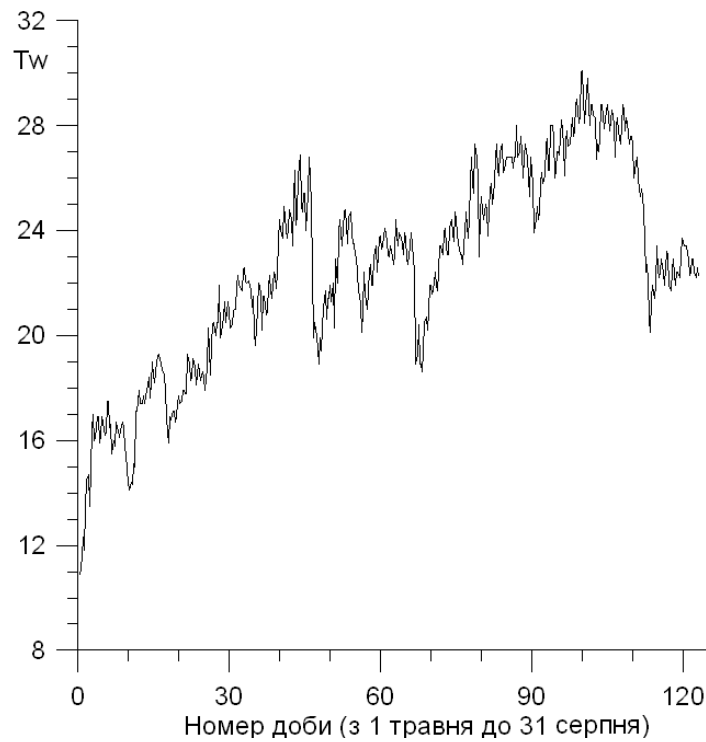


Рисунок 6.16 – Мінливість температури морської води, °С, на відкритій морській границі з'єднувального каналу (за даними ГМС «Порт Південний»)

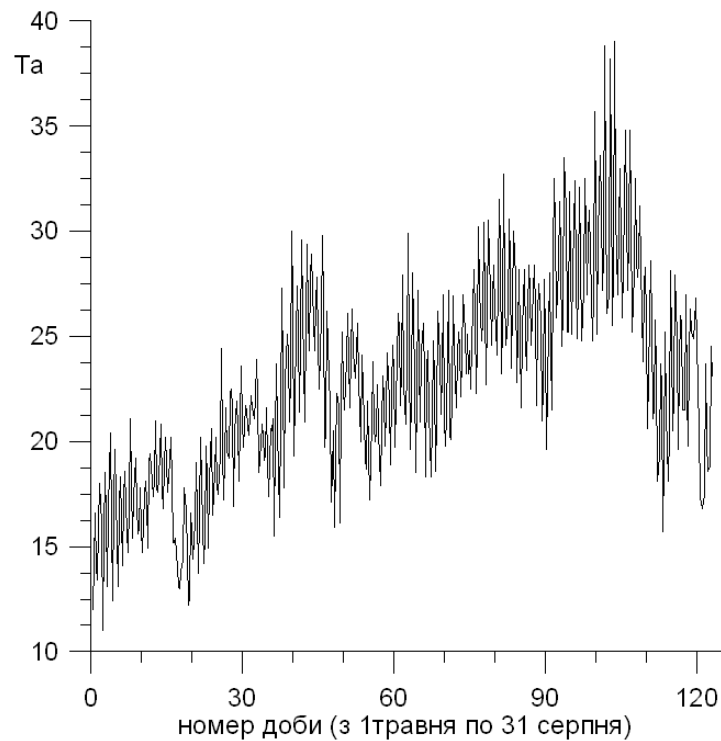


Рисунок 6.17 – Мінливість температури повітря, °С, на відкритій морській границі з'єднувального каналу (за даними ГМС «Порт Південний»)



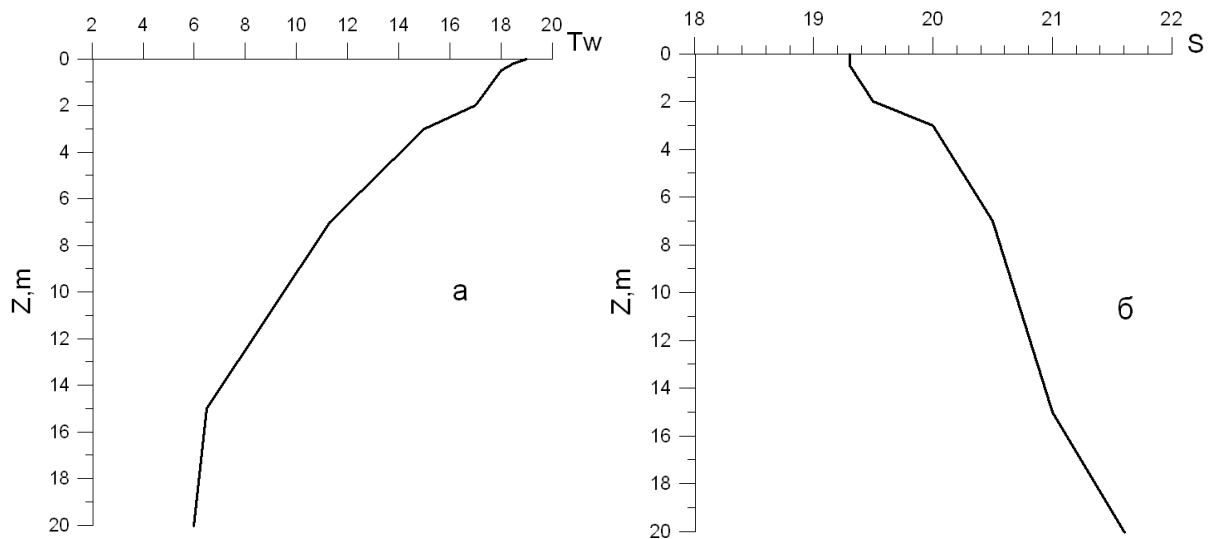


Рисунок 6.19 – Вертикальний розподіл температури, °С, і солоності, ‰, води в Тілігульському лимані в початковий момент часу (травень)

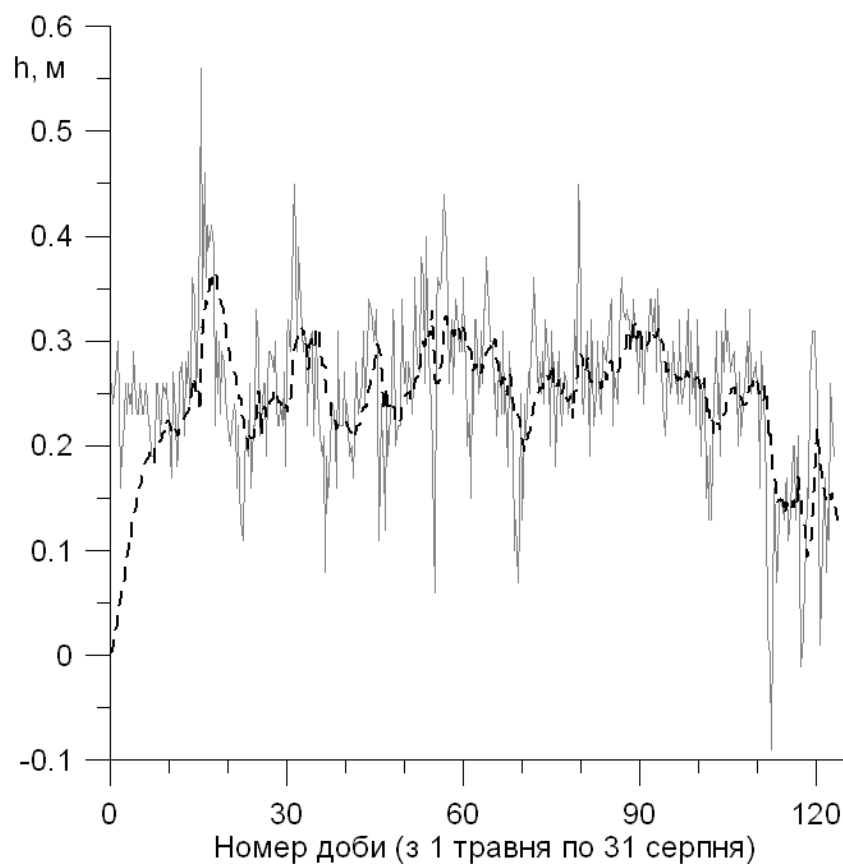


Рисунок 6.20 – Мінливість відхилення відмітки рівня води в морі (суцільна крива) та рівня води в лимані (пунктир), м, від рівня мінус 0,15 м БС, на відкритій морській границі з'єднувального каналу (за даними ГМС «Порт Південний»)

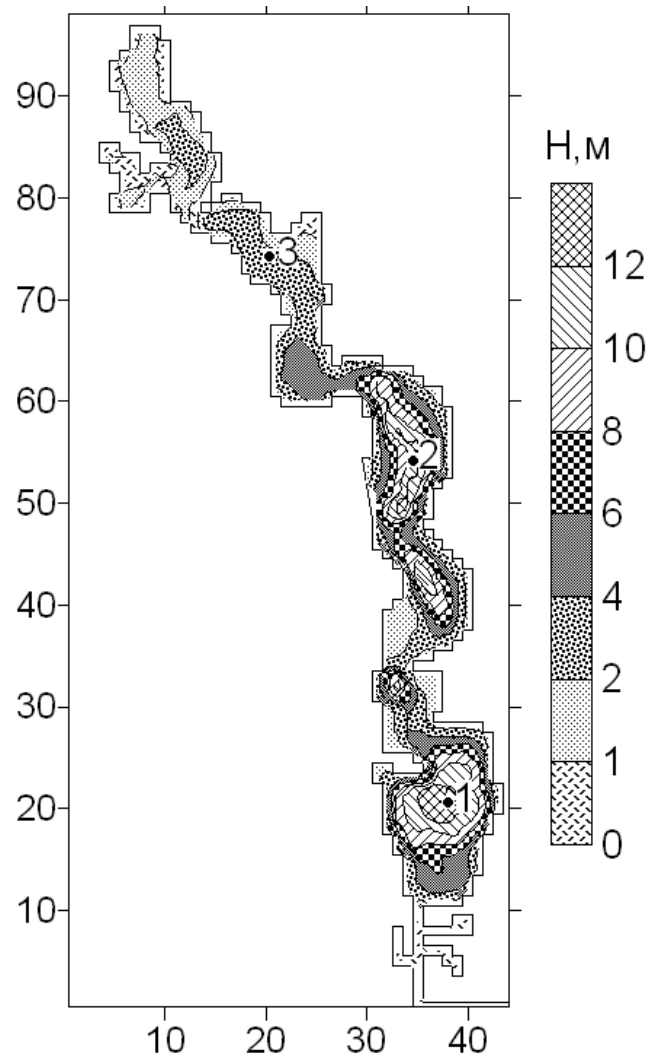


Рисунок 6.21 – Розрахункова сітка та батиметрична карта лиману у числових експериментах при наявності сполучного каналу (номерама позначені реперні точки на акваторії лиману)

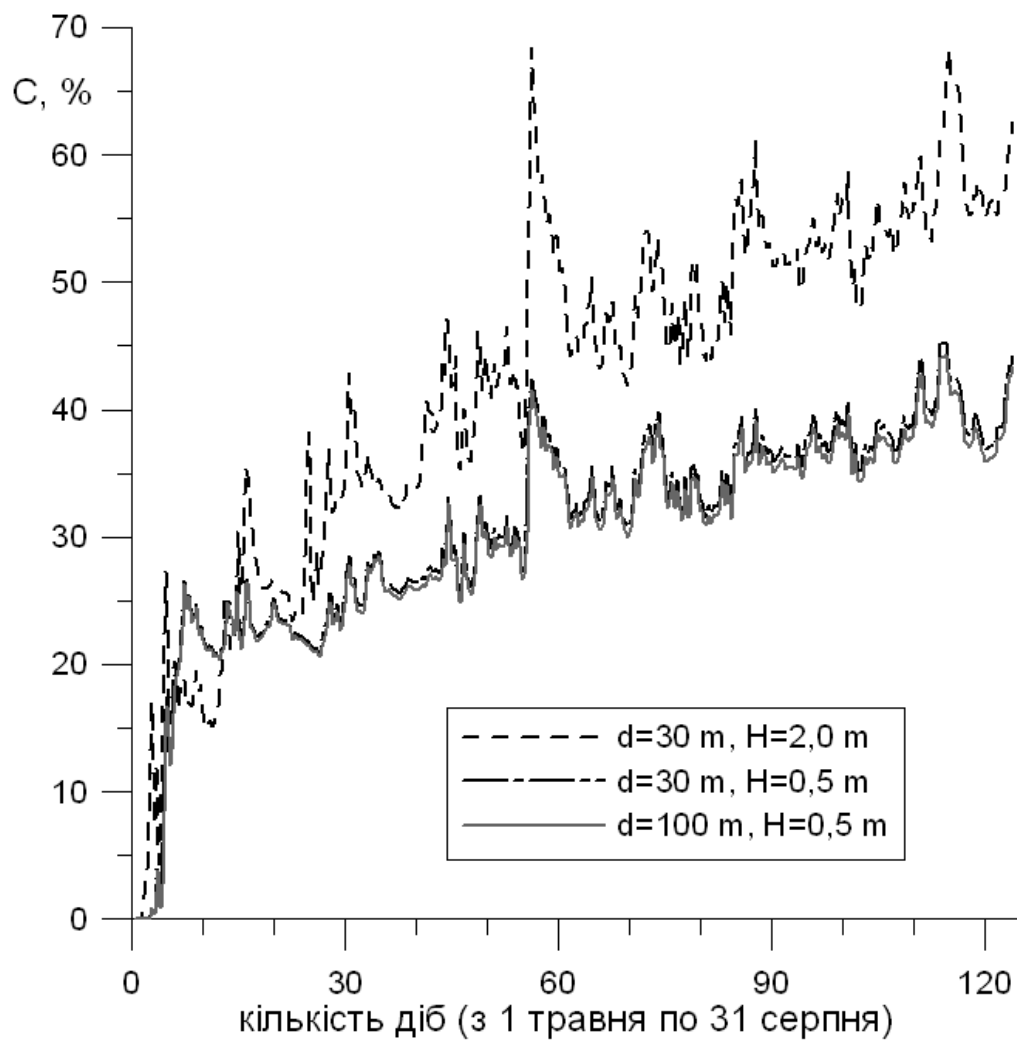


Рисунок 6.22 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі південної частини лиману (точка 1) при різних морфометричних характеристиках каналу

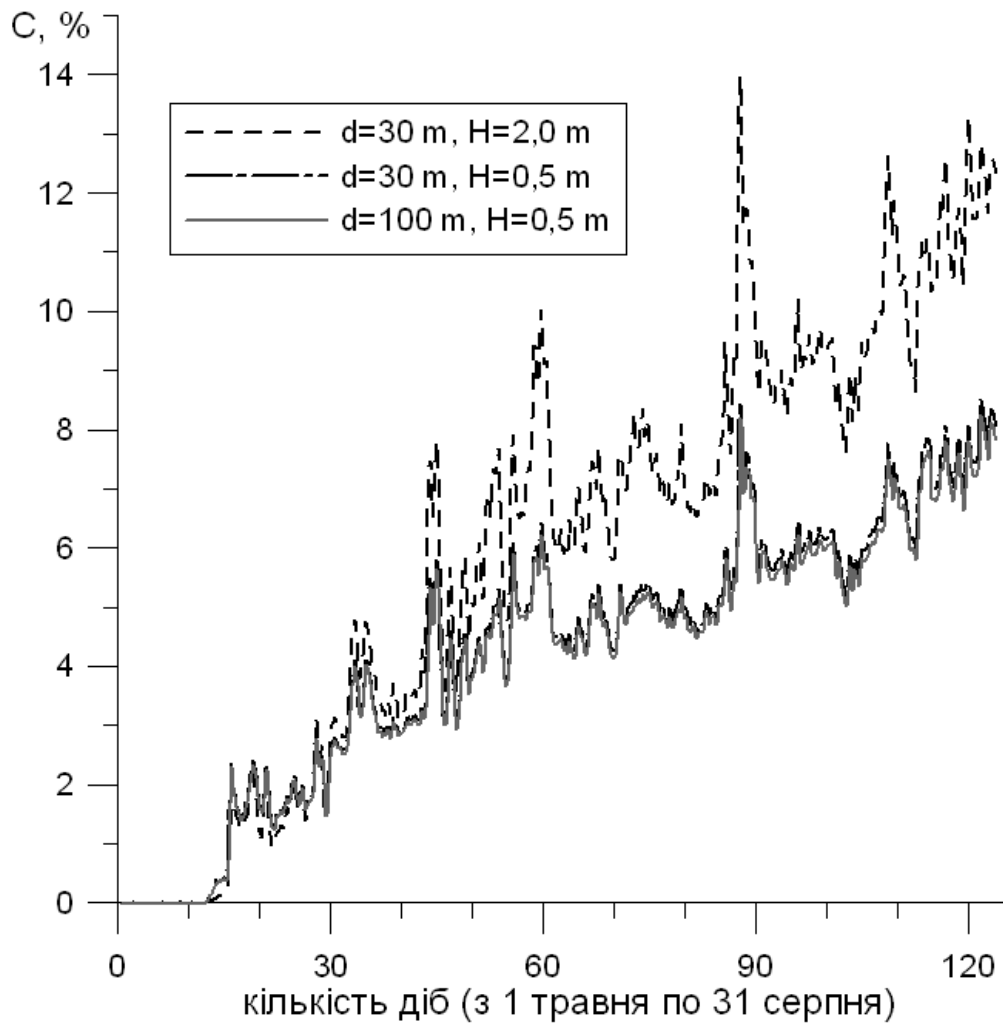


Рисунок 6.23 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі центральної частини лиману (точка 2) при різних морфометричних характеристиках каналу

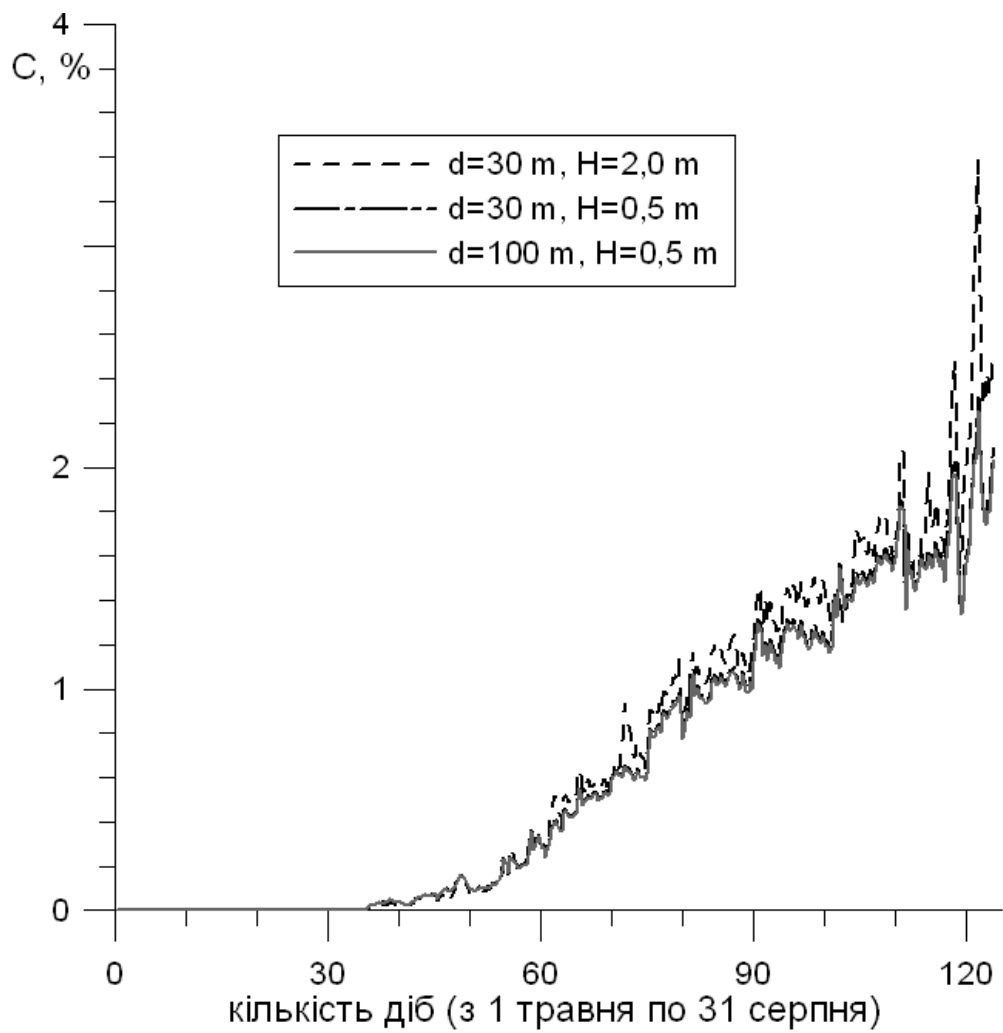


Рисунок 6.24 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі північної частини лиману (точка 3) при різних морфометричних характеристиках каналу

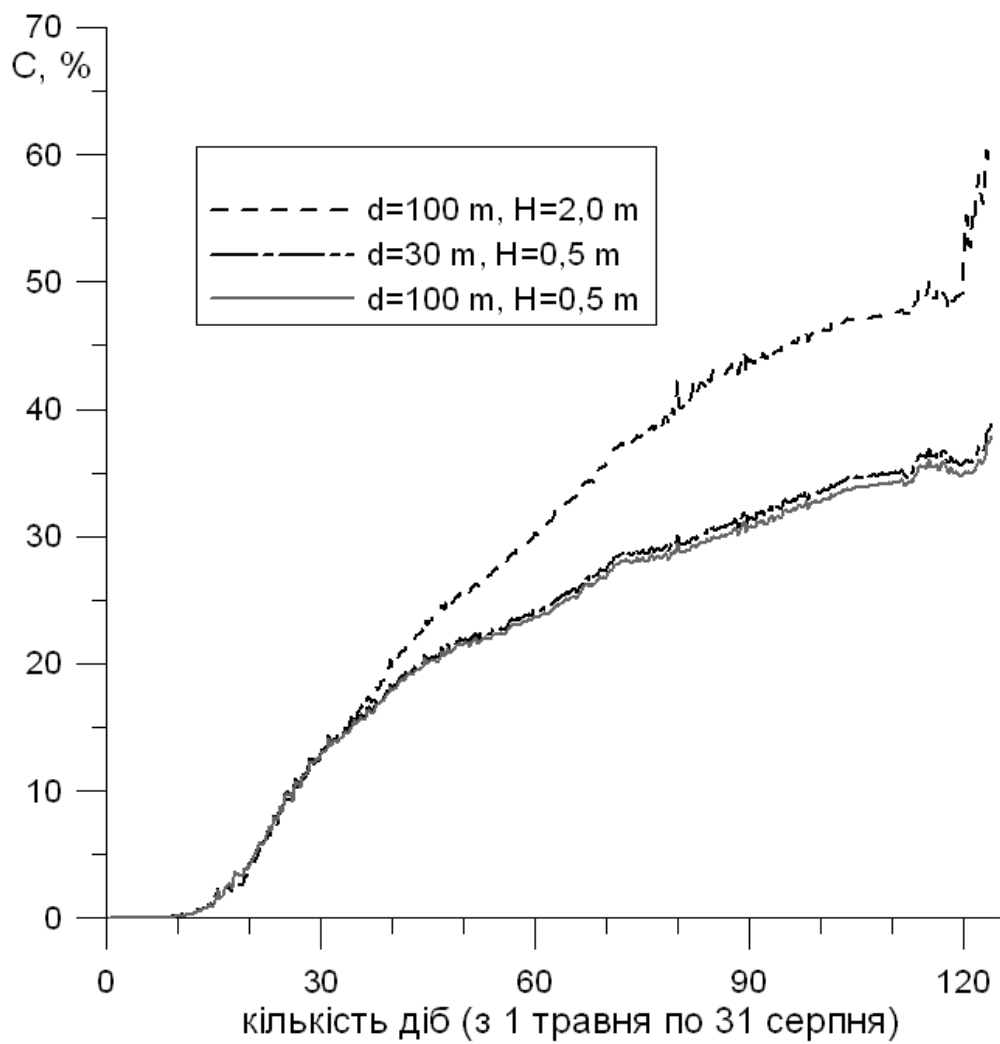


Рисунок 6.25 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі південної частини лиману (точка 1) при різних морфометричних характеристиках каналу

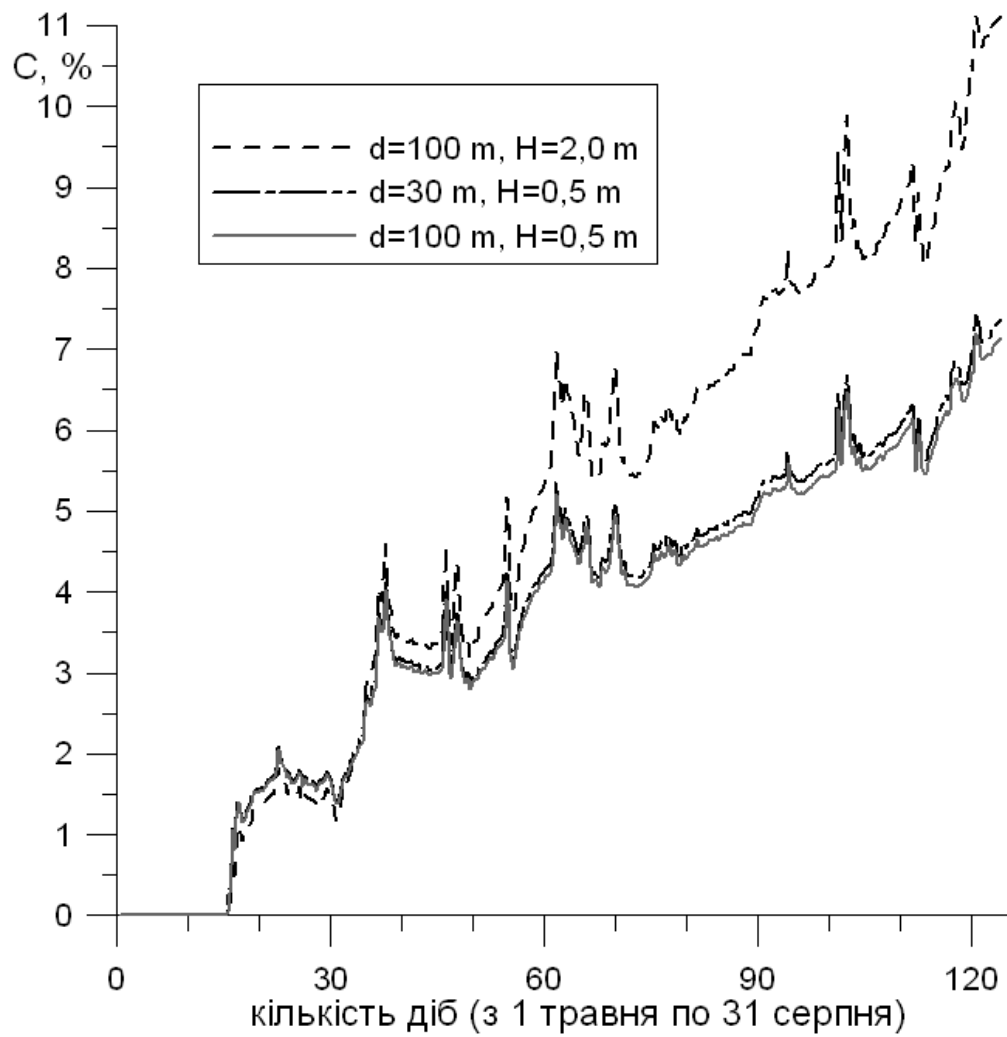


Рисунок 6.26 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі центральної частини лиману (точка 2) при різних морфометричних характеристиках каналу

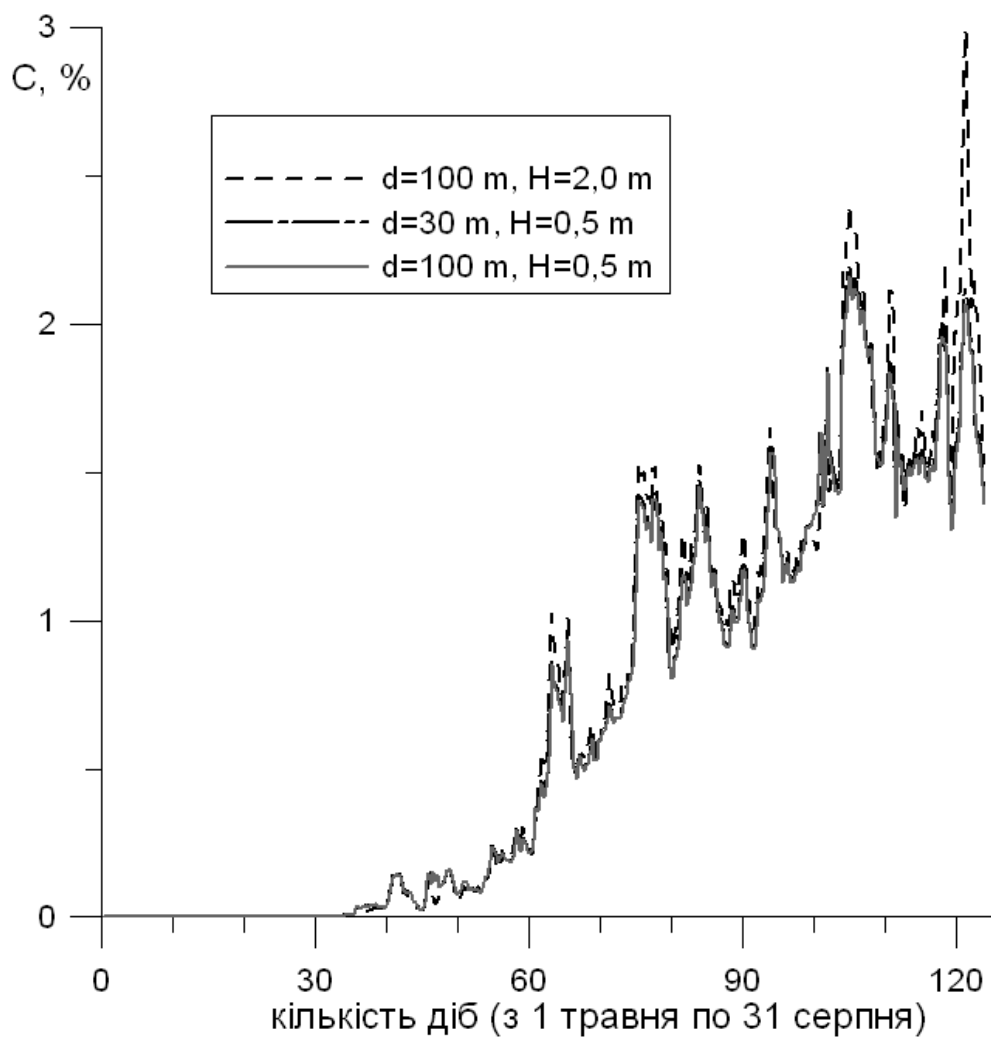


Рисунок 6.27 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі північної частини лиману (точка 3) при різних морфометричних характеристиках каналу



Видно, що збільшення ширини каналу з 30 до 100 м при збереженні його глибини 0,5 м фактично не впливає на характер водообміну лиманних вод за рахунок проникнення морських вод. Зовсім інша картина спостерігається при поглибленні з'єднувального каналу з 0,5 до 2,0 м. В цьому варіанті значно збільшується проникнення морських вод в південну і центральну частини лиману як в поверхневому, так і придонному шарах, про що свідчить збільшення концентрацій умовної домішки. Пов'язано це насамперед зі збільшенням швидкостей осереднених за глибиною течій в з'єднувальному каналі (рис. 6.28).

Мінливість баротропних течій в каналі має яскраво виражений осциляційний характер, який обумовлений короткочасною мінливістю вітрових умов, рівня води в лимані і морі, градієнтом густини між морськими і лиманними водами.

При зазначеному характері мінливості швидкості та напрямку течій в лимані, об'єм морських вод, які надходять і залишаються в лимані, визначається тривалістю відрізків часу, на протязі яких потік спрямований з моря в лиман, та інтенсивністю поверхневих і придонних течій в південній частині лиману, спрямованих на північ.

Вплив водообміну з морем на північну частину акваторії лиману дуже малий (в межах декількох процентів від концентрації в морських водах).

Після відкриття каналу трансформовані морські води досягають центральної частини акваторії лиману (точка 2) через 15 діб, а північної (точка 3) – через 40 діб. Оскільки морські води мають меншу солоність і температуру води у порівнянні з водами лиману, то їх проникнення відбувається більш інтенсивно в поверхневому шарі лиману. Вищезазначені висновки підтверджуються і характером мінливості солоності води в реперних точках лиману, наведених на рис. 6.29 – 6.31. Видно, що при збільшенні глибини з'єднувального каналу солоність вод в поверхневому шарі лиману значно зменшується в південній та центральній (після 45 діб) його частинах, а в північній частині – фактично залишається незмінною.

Для перевірки отриманих результатів та встановлення впливу на проникнення морських вод у лиман наявності системи пов'язаних зі сполучним каналом морських озер у південній частині розрахункової області, була проведена додаткова серія числових експериментів з моделлю, коли у розрахунках враховувався тільки канал без озер. Результати розрахунків часової мінливості концентрації умовної домішки в реперних точках лиману за цих умов наведені на рис. 6.32 – 6.37. Додатково розглядався варіант збільшення ширини лиману до 400 м при його глибині 0,5 м. Результати модельних розрахунків показали що, з одного боку, при збільшенні ширини каналу відбувається не збільшення, а навпаки, зменшення проникнення морських вод у лиман.

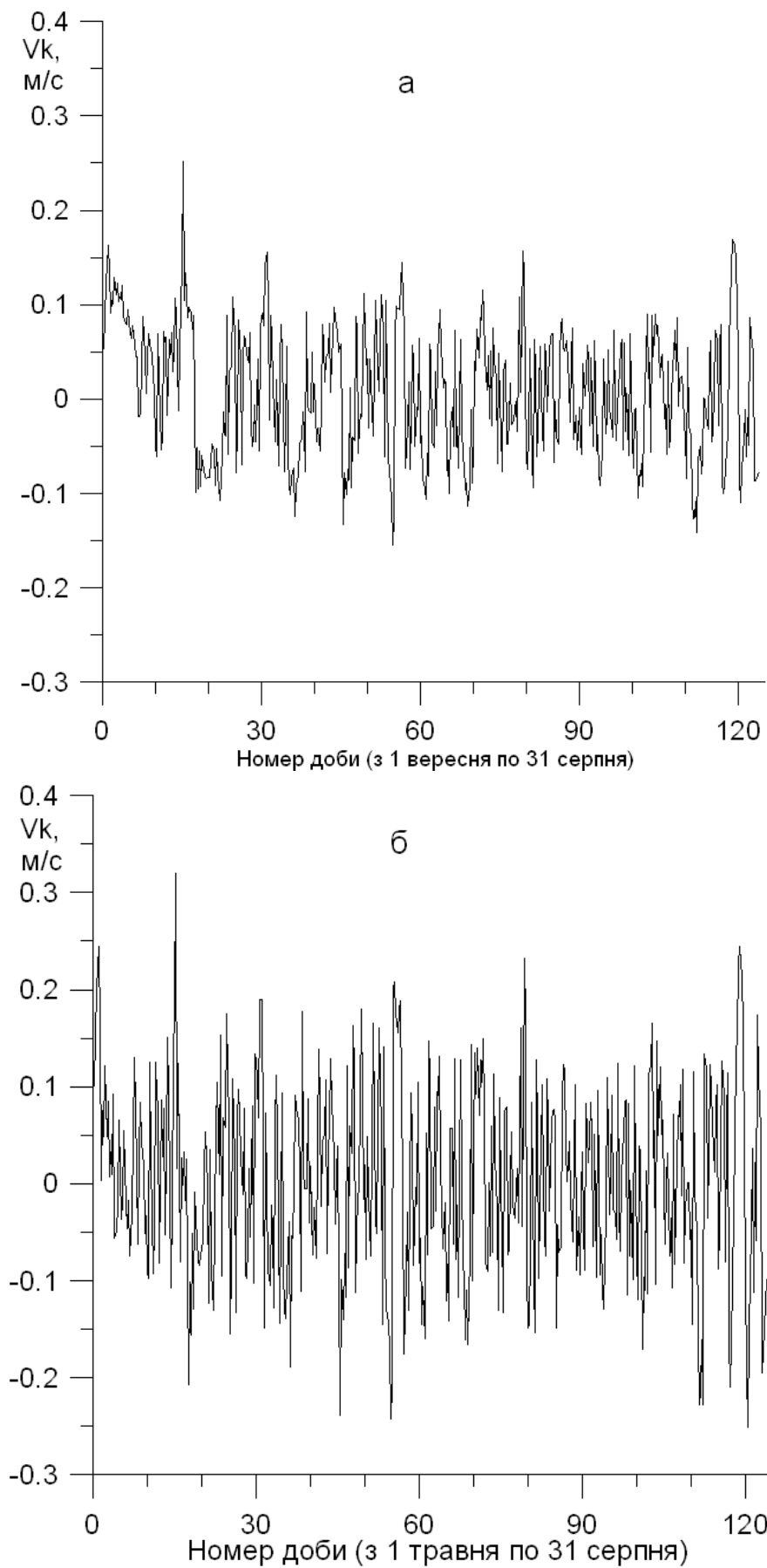


Рисунок 6.28 – Часова мінливість швидкості течій в з'єднувальному каналі:  
а) ширина каналу 30 м, глибина 0,5 м; б) ширина каналу 30 м, глибина 2,0 м

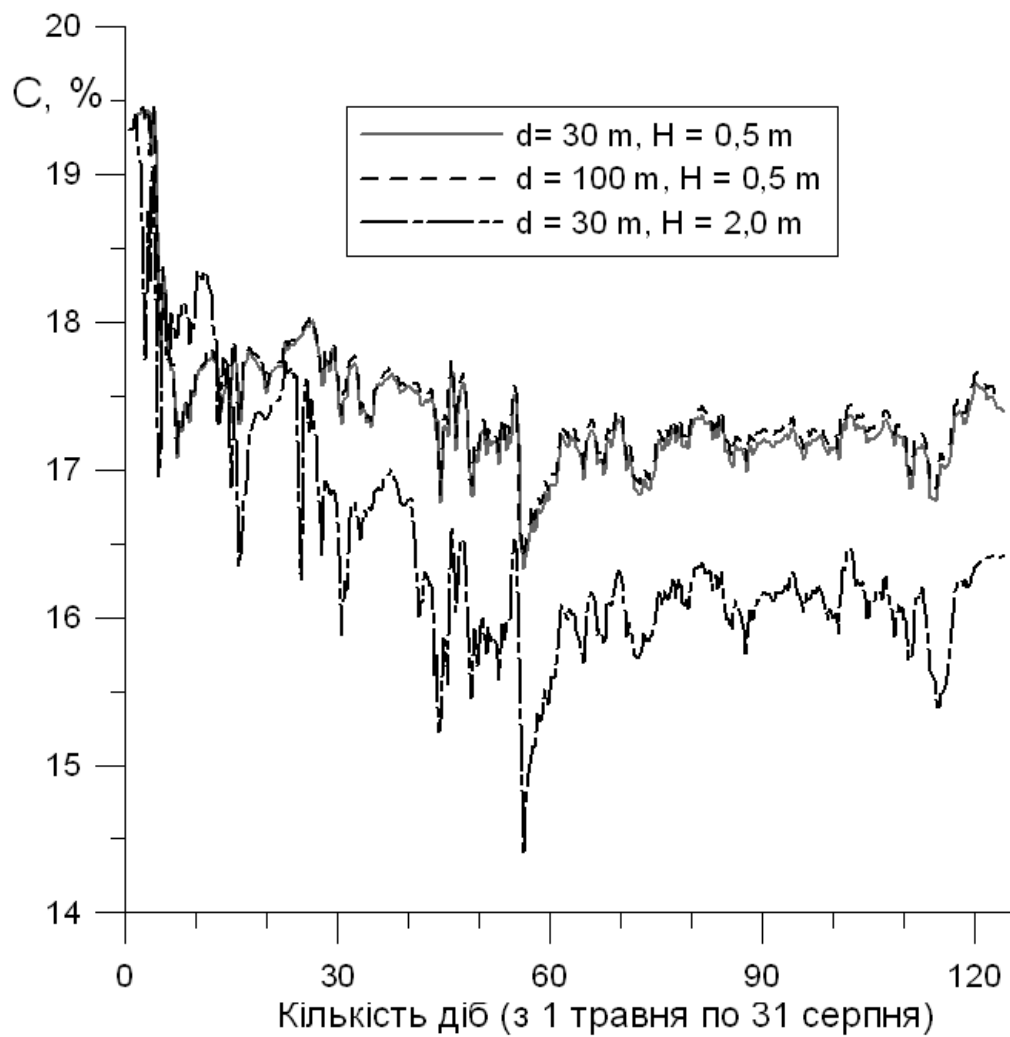


Рисунок 6.29 – Часова мінливість солоності води, ‰, в поверхневому шарі південної частини лиману (точка 1) при різних морфометричних характеристиках каналу

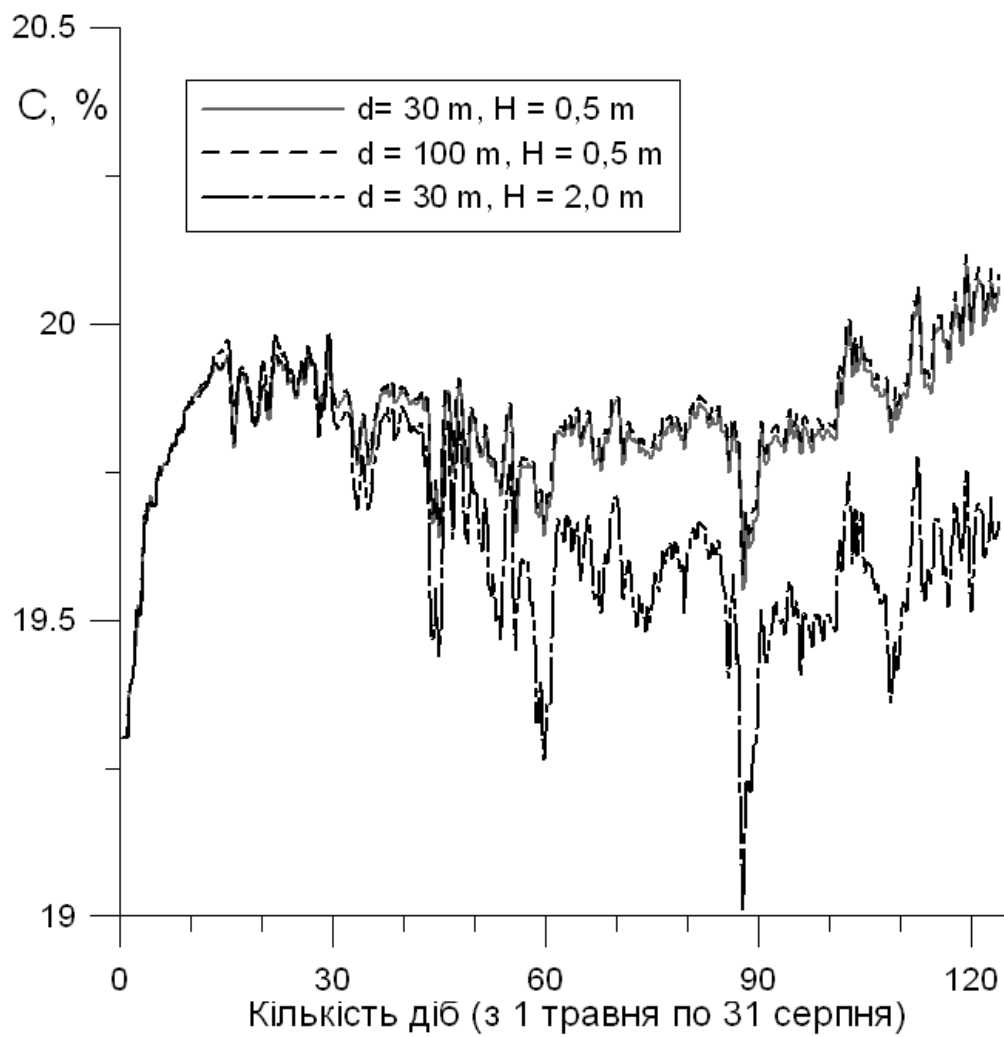


Рисунок 6.30 – Часова мінливість солоності води, ‰, в поверхневому шарі центральної частини лиману (точка 2) при різних морфометричних характеристиках каналу

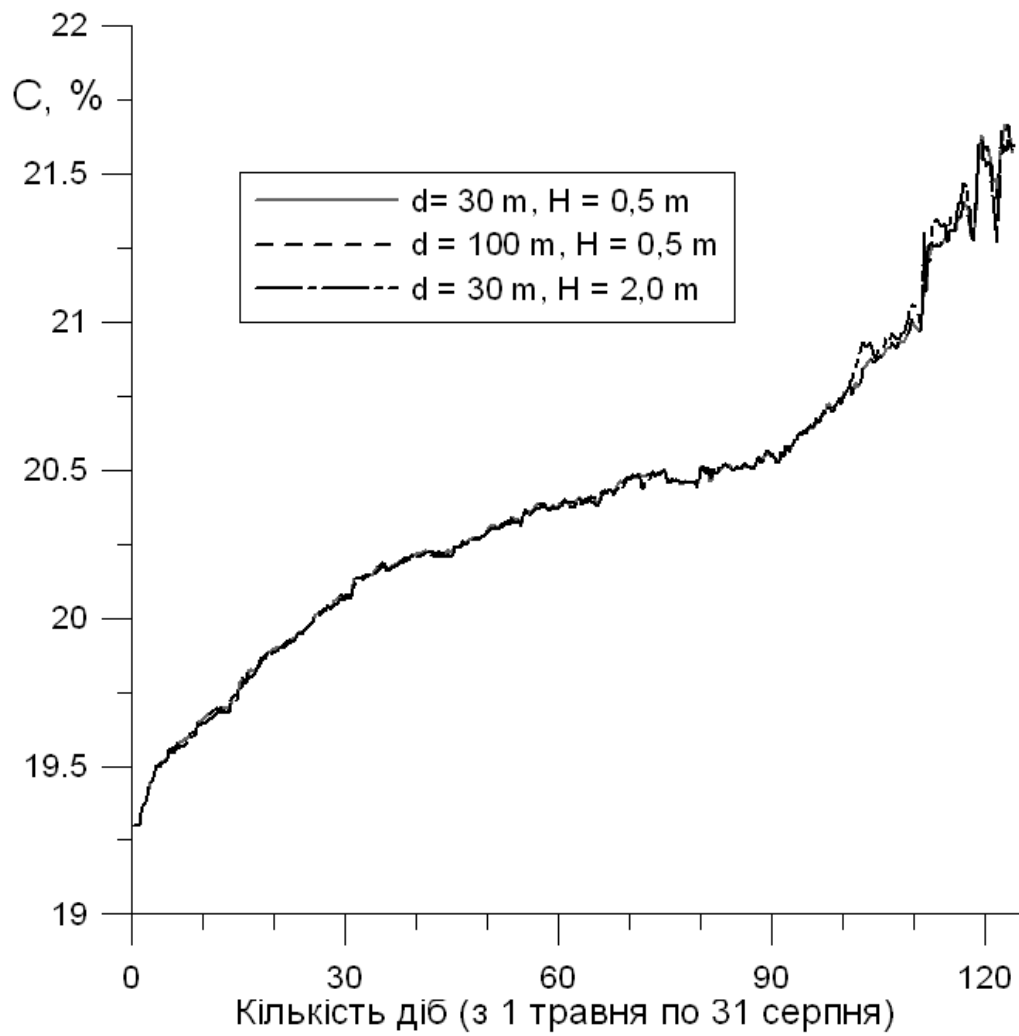


Рисунок 6.31 – Часова мінливість солоності води, ‰, в поверхневому шарі північної частини лиману (точка 3) при різних морфометричних характеристиках каналу

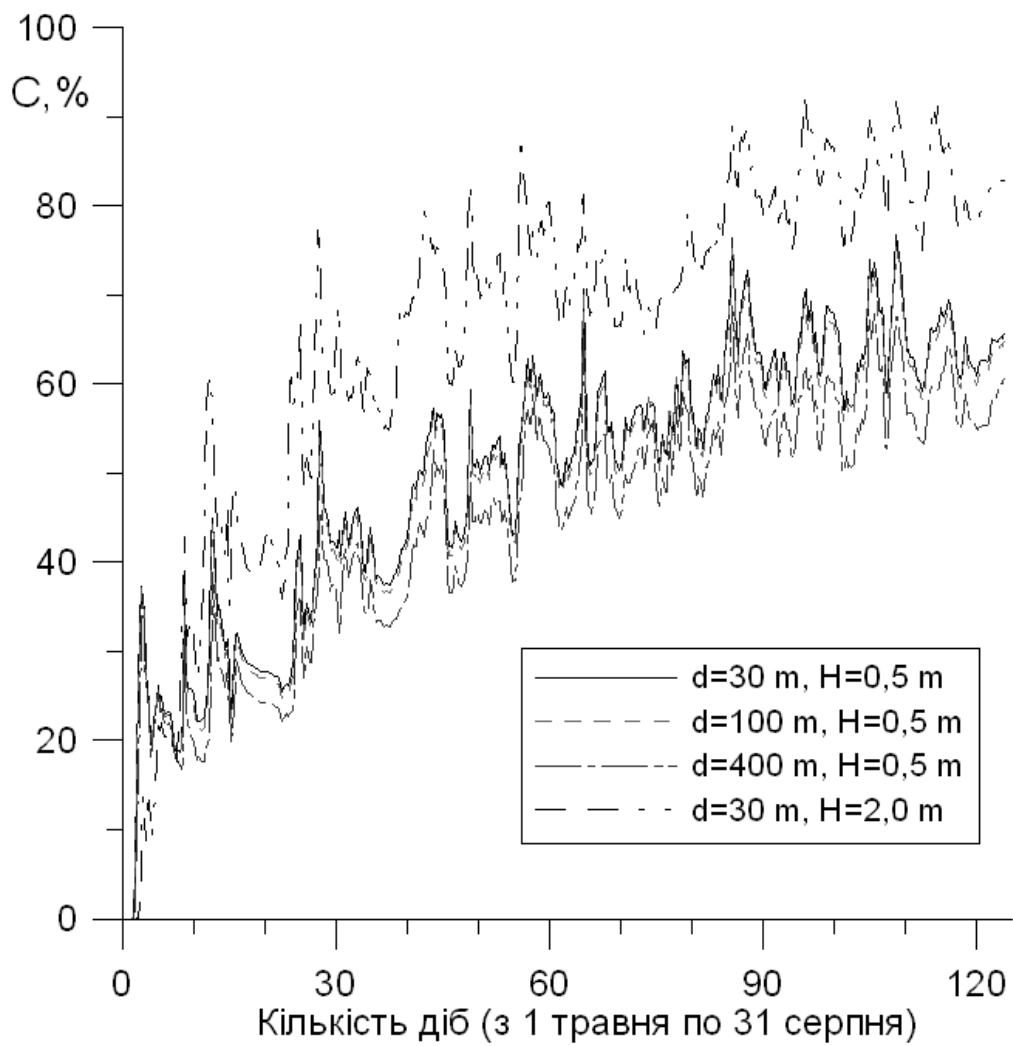


Рисунок 6.32 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі південної частини лиману (точка 1) при різних морфометричних характеристиках каналу

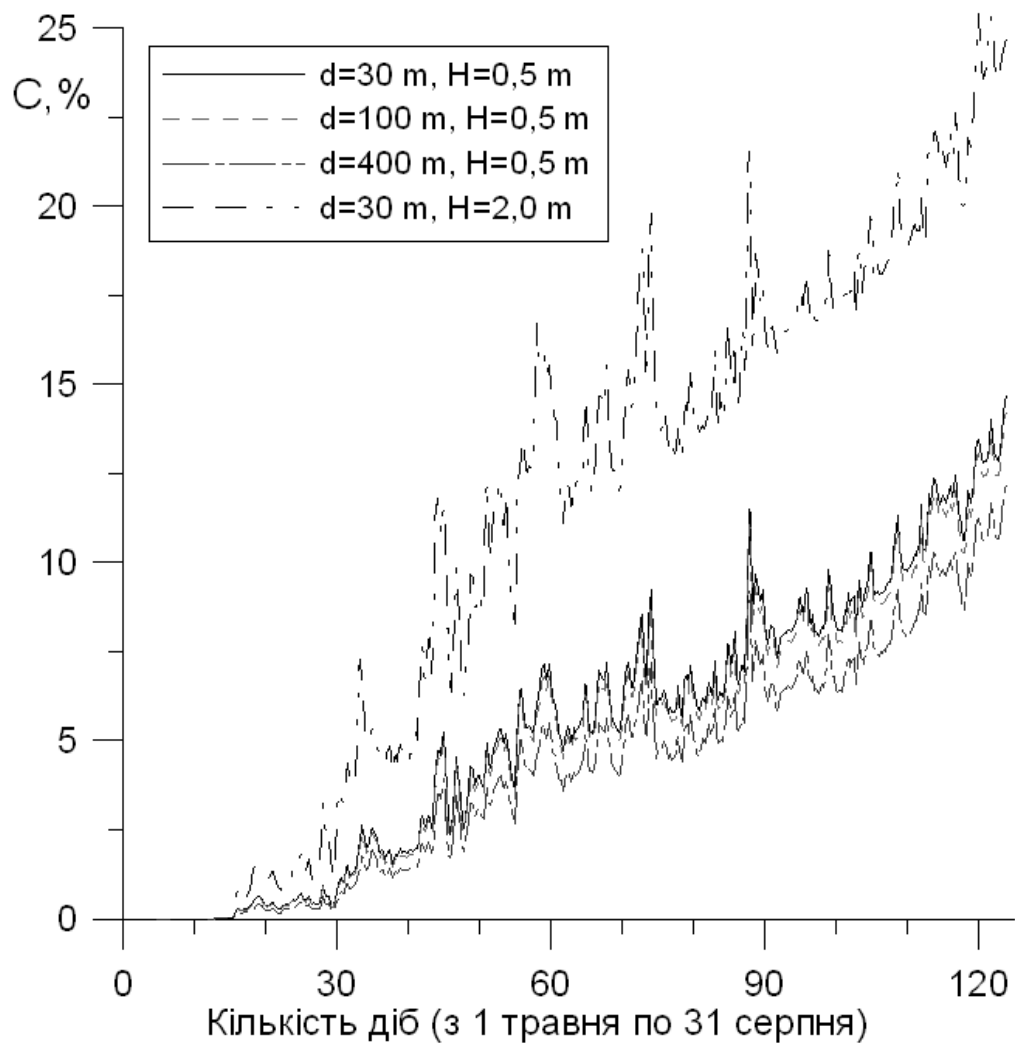


Рисунок 6.33 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі центральної частини лиману (точка 2) при різних морфометричних характеристиках каналу

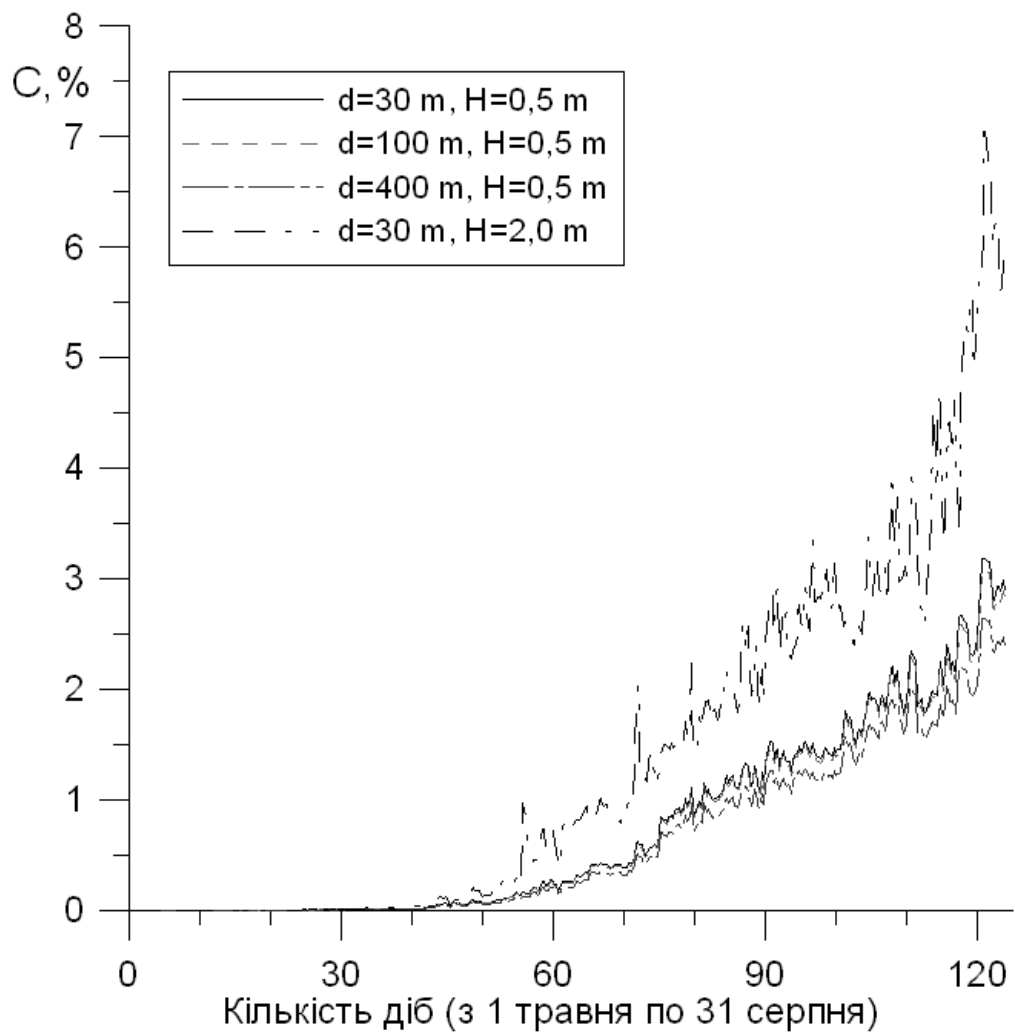


Рисунок 6.34 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в поверхневому шарі північної частини лиману (точка 3) при різних морфометричних характеристиках каналу



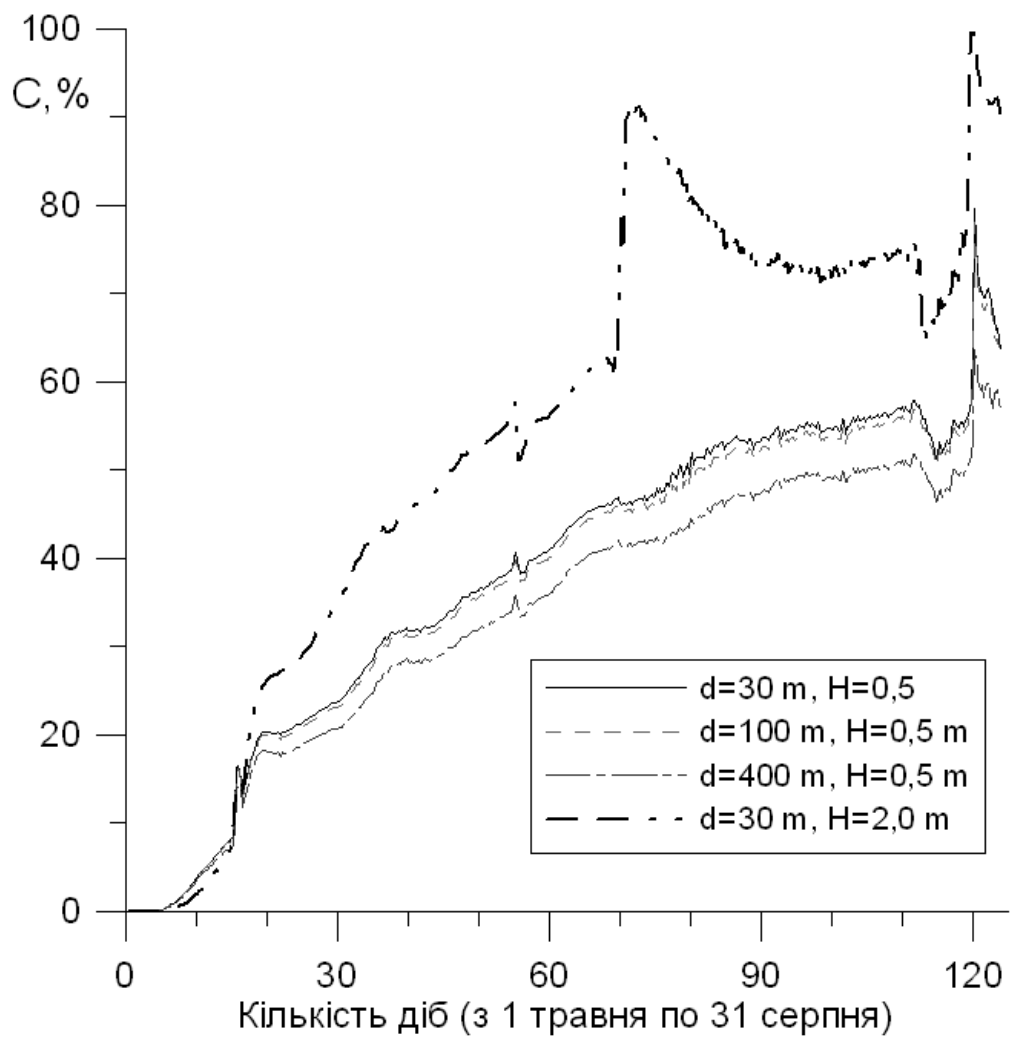


Рисунок 6.35 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі південної частини лиману (точка 1) при різних морфометричних характеристиках каналу

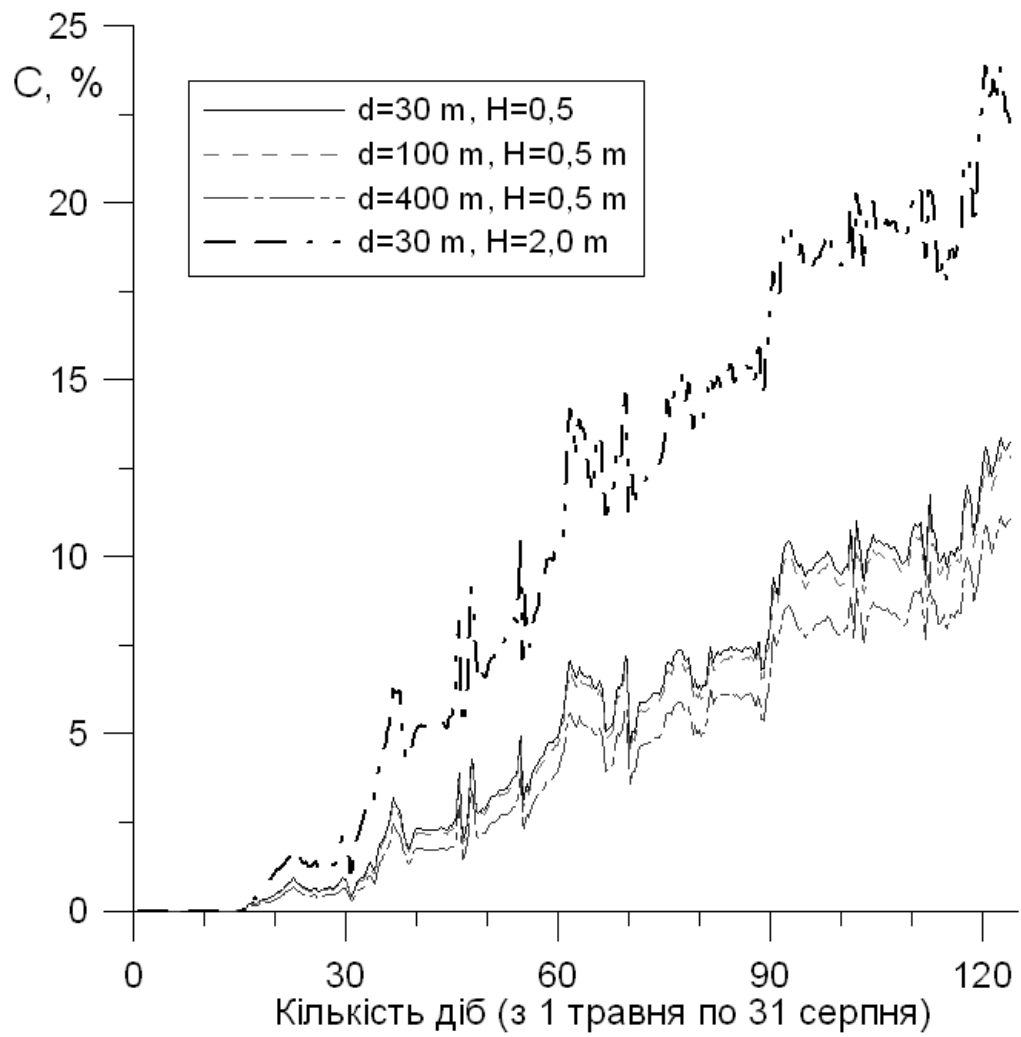


Рисунок 6.36 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі центральної частини лиману (точка 2) при різних морфометричних характеристиках каналу

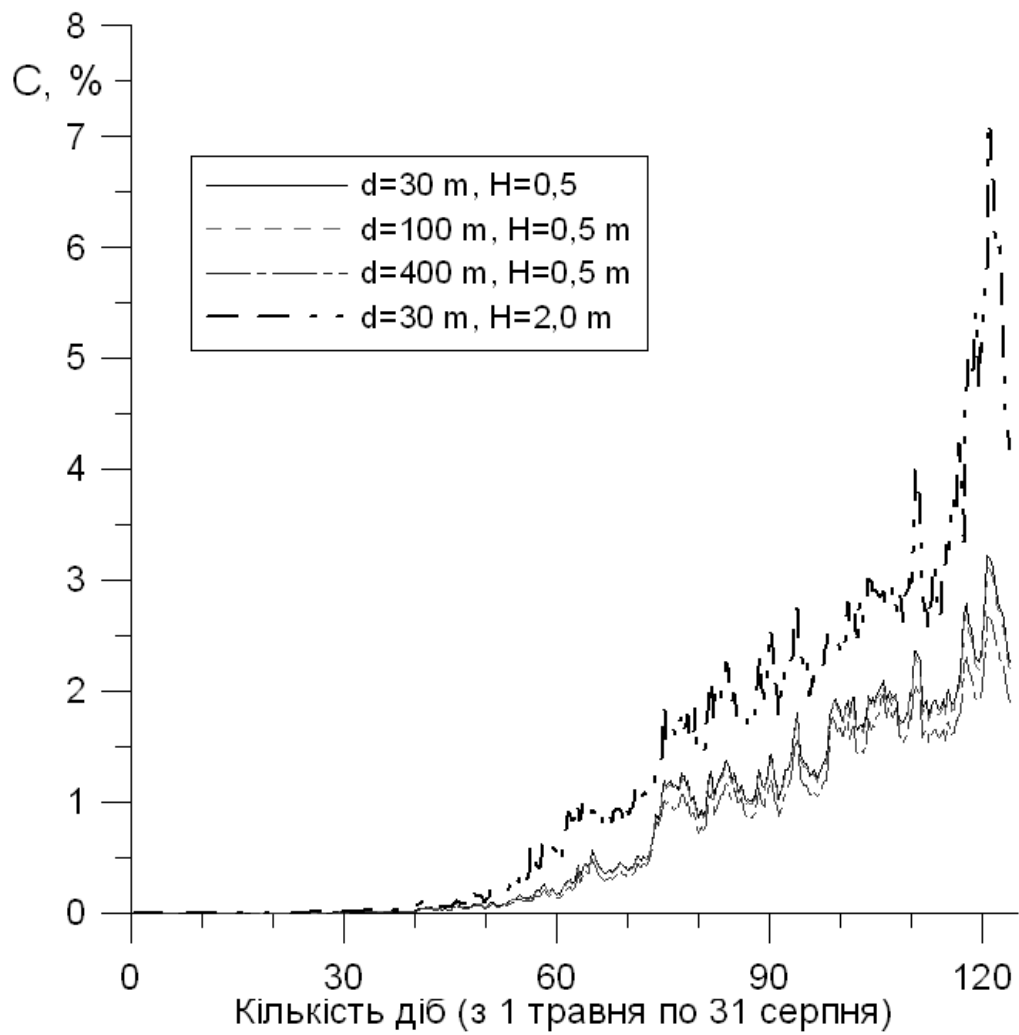


Рисунок 6.37 – Часова мінливість концентрації умовної домішки, %, в придонному шарі північної частини лиману (точка 3) при різних морфометричних характеристиках каналу

З другого боку, без врахування озер амплітуда осціляцій швидкості середніх за глибиною течій в каналі і інтенсивність надходження морських вод у лиман значно збільшуються. Особливо ефект інтенсифікації проникнення морських вод у лиман проявляється у придонному шарі його акваторії.

Слід зазначити, що встановлений за результатами моделювання ефект зменшення надходження морських вод у лиман при збільшенні ширини з'єднувального каналу не зовсім зрозумілий і потребує подальшого детального дослідження і фізичного пояснення. На даному етапі дослідження можна лише припустити, що він є слідством особливостей характеру водообміну через канал та тривимірної циркуляції вод в лимані.

У разі мілкового каналу ( $H = 0,5$  м) морська вода, яка надходить в поверхневий шар південної частини лиману, при зміні напрямку водообміну швидше повертається в канал і море при збільшенні ширини каналу.

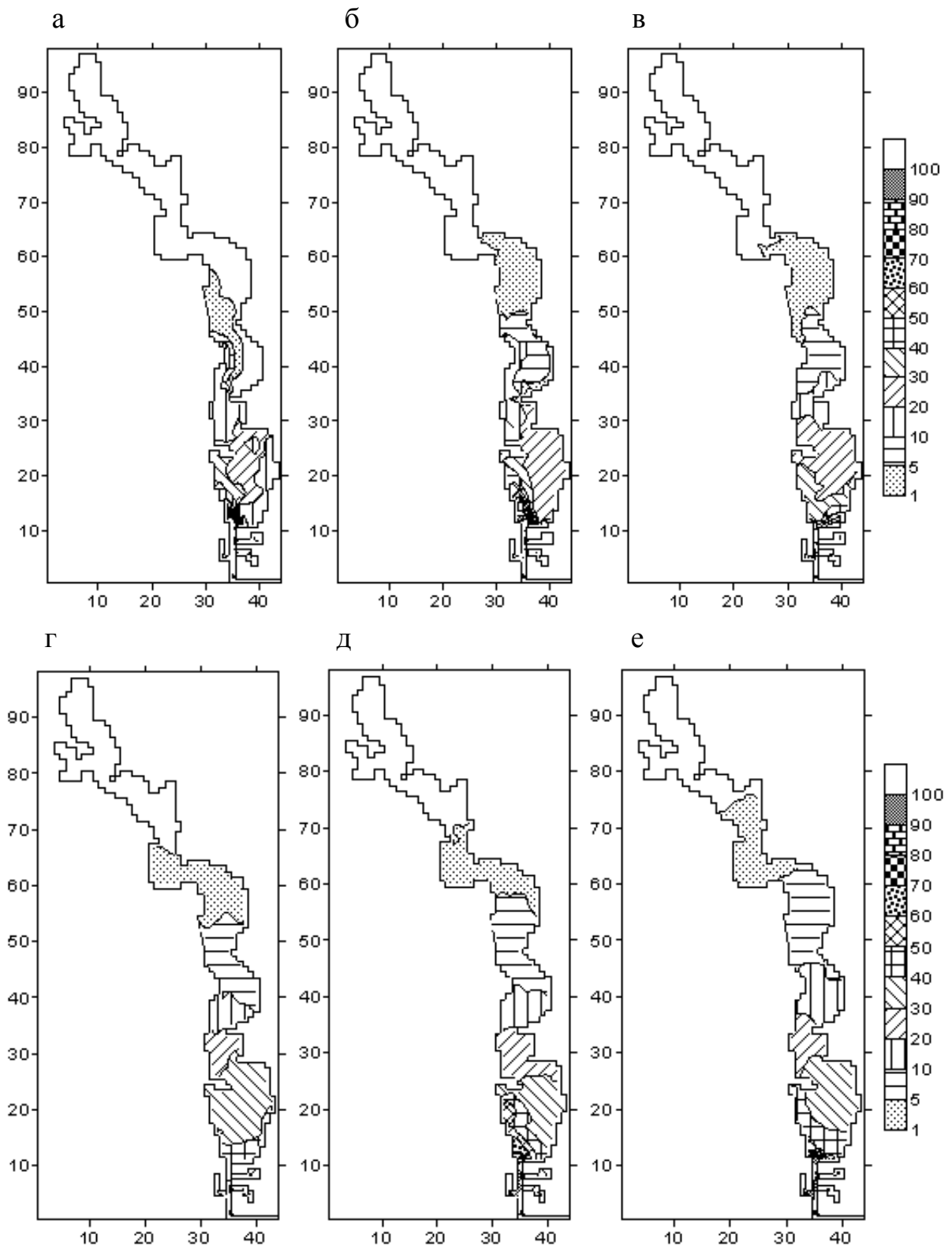
При поглибленні каналу створюються більш сприятливі гідродинамічні умови для поширення морської води на акваторії лиману.

На рис. 6.38 – 6.45 приведені отриманні при моделюванні поля концентрації умовної домішки, яка надходить з морськими водами, та солоності вод в поверхневому і придонному шарах Тілігульського лиману при наявності з'єднувального каналу шириною 30 м, глибинами 0,5 і 2,0 м на різні моменти періоду моделювання (з 1 травня по 31 серпня).

Наведені результати ілюструють характер проникнення та розповсюдження трансформованих морських вод на акваторії лиману. Найбільш інтенсивне розповсюдження морських вод вздовж лиману відбувається в перші 45 діб після відкриття каналу. Далі інтенсивність і спрямованість водообміну через канал впливають в основному на гідроекологічні характеристики лише південної частини лиману.

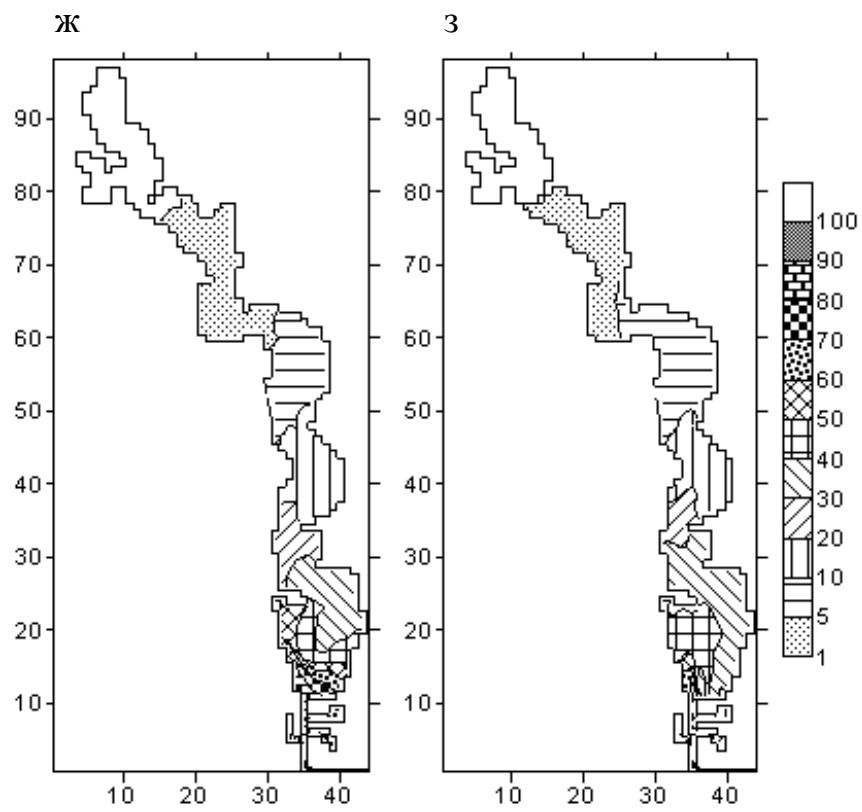
При поглибленні каналу до 2,0 м інтенсифікується проникнення морських вод в лиман в придонному шарі його південної частини, особливо у серпні, коли рівень моря і позначки води в лимані починає падати.

В північну частину лиману трансформовані морські води проникають у дуже малих об'ємах і, зокрема, не можуть компенсувати підвищення солоності за рахунок випаровування.



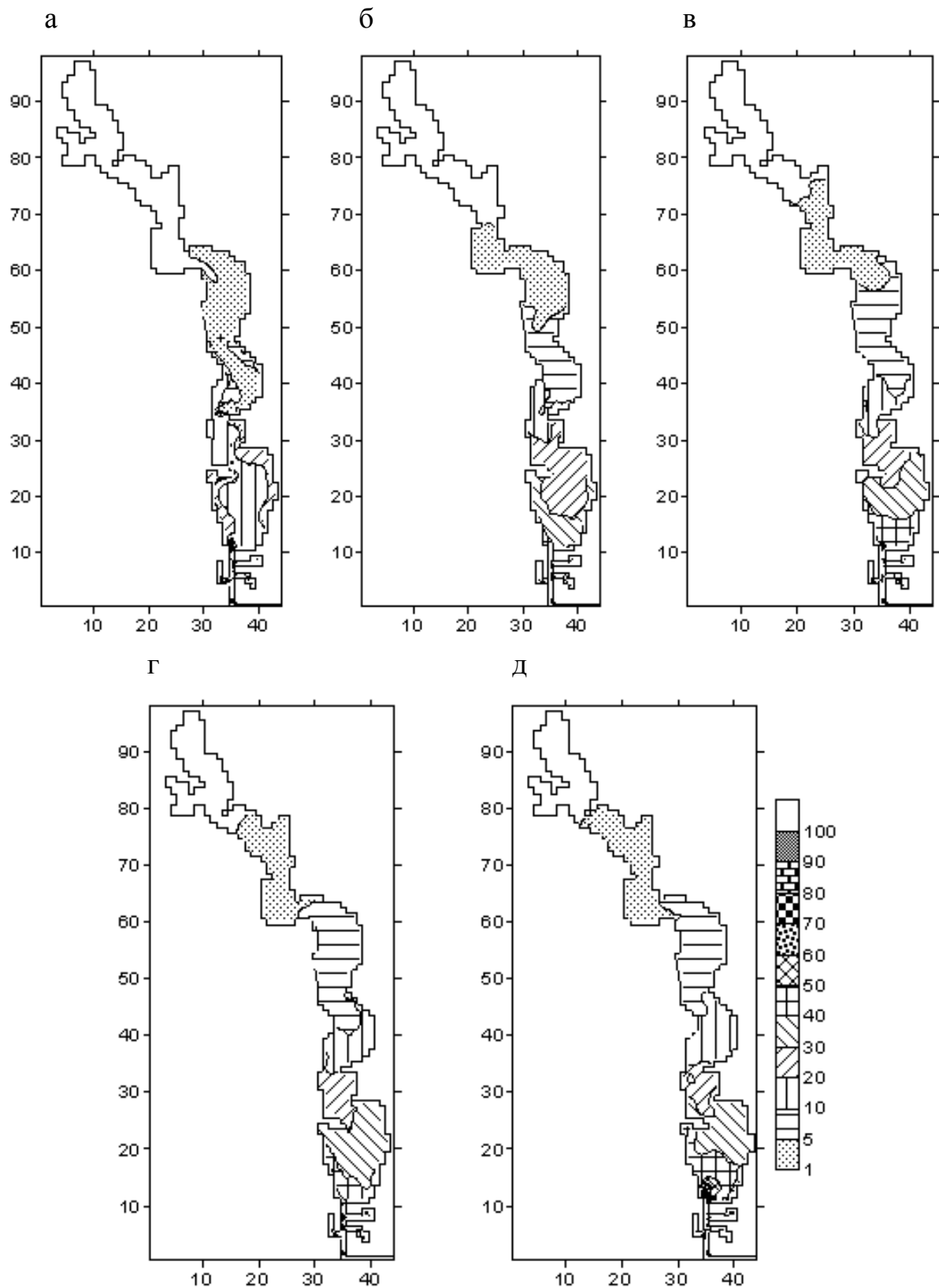
а) 15 травня; б) 31 травня; в) 15 червня; г) 30 червня; д) 15 липня; е) 31 липня

Рисунок 6.38 – Часова мінливість просторового розподілу концентрації домішки, в ум. од., яка надходить через з'єднувальний канал шириною 30 м та глибиною 0,5 м, у поверхневих водах Тілігульського лиману, аркуш 1



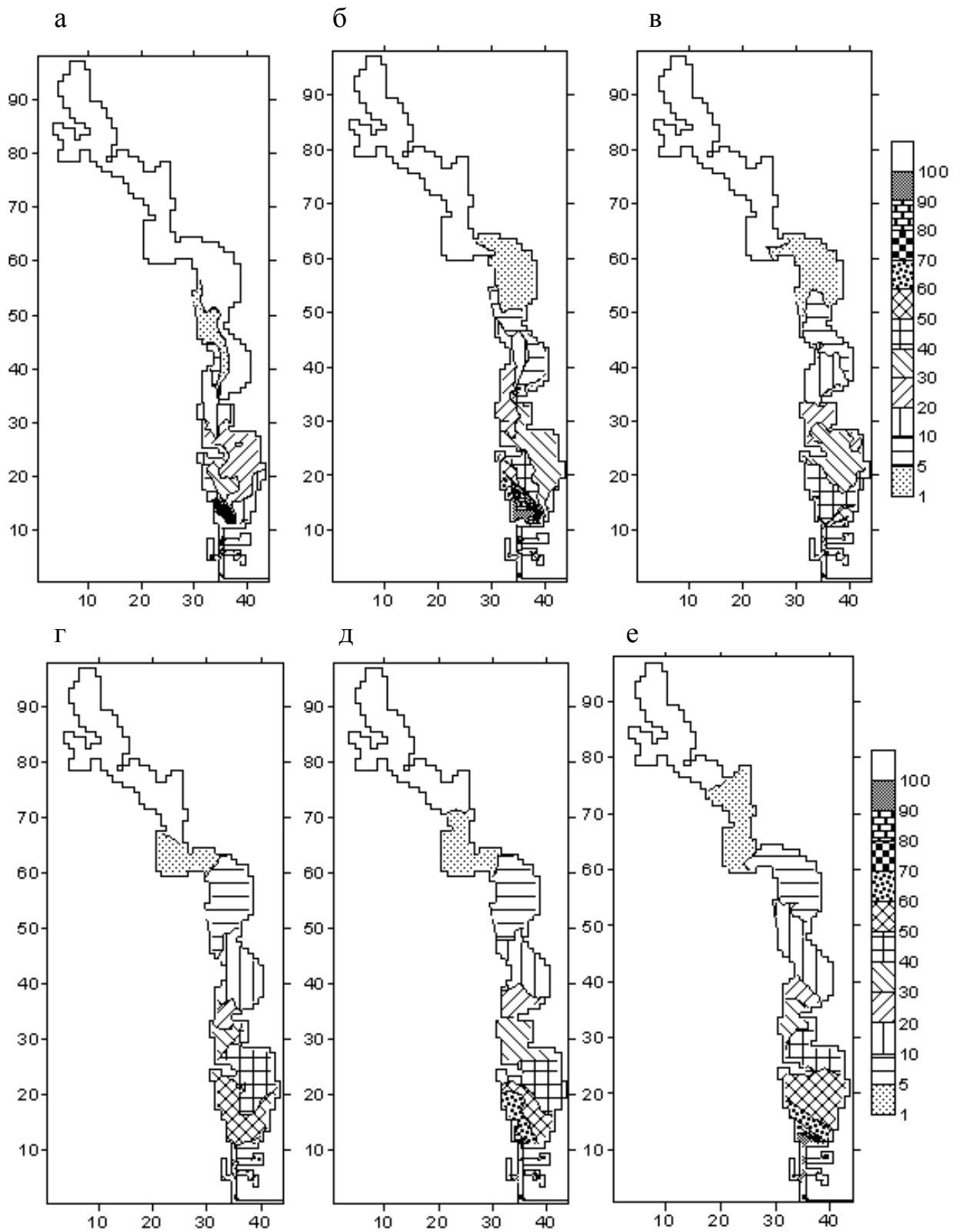
ж) 15 серпня; з) 31 серпня

Рисунок 6.38, аркуш 2



а) 31 травня; б) 30 червня; в) 31 липня; г) 15 серпня; д) 31 серпня

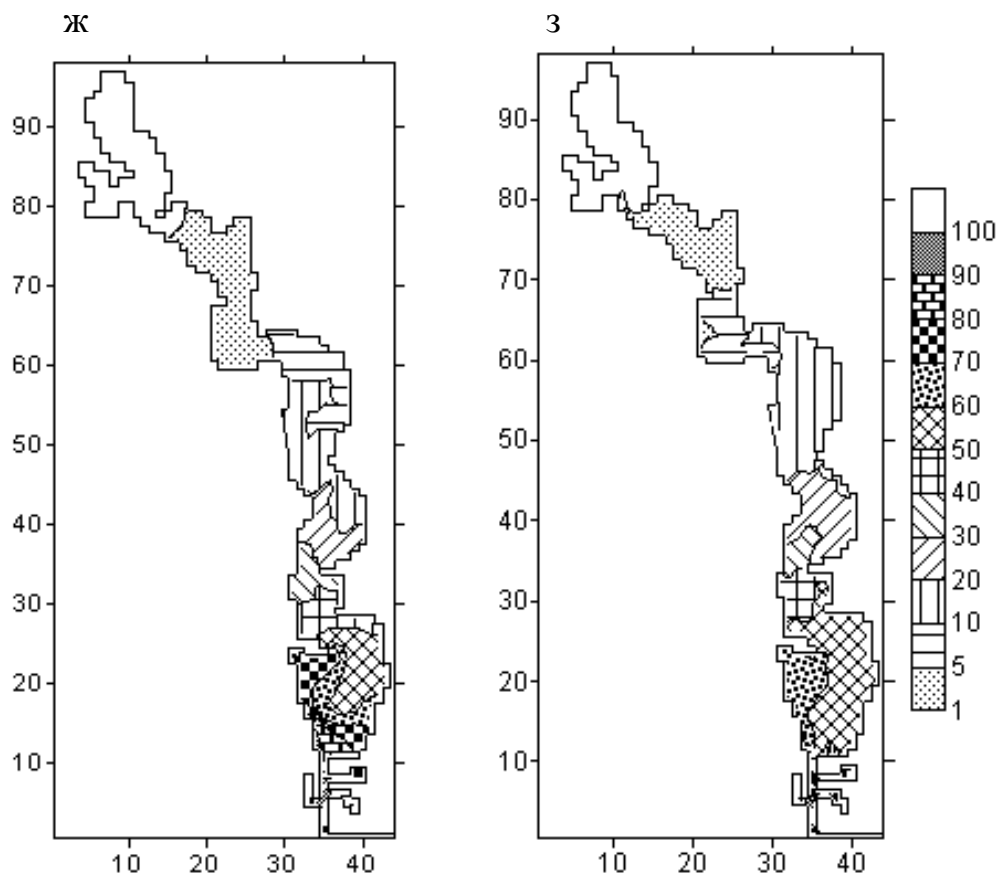
Рисунок 6.39 – Часова мінливість просторового розподілу концентрації домішки, в ум. од., яка надходить через з'єднувальний канал шириною 30 м та глибиною 0,5 м, у придонному шарі вод Тілігульського лиману



а) 15 травня; б) 31 травня; в) 15 червня; г) 30 червня; д) 15 липня; е) 31 липня

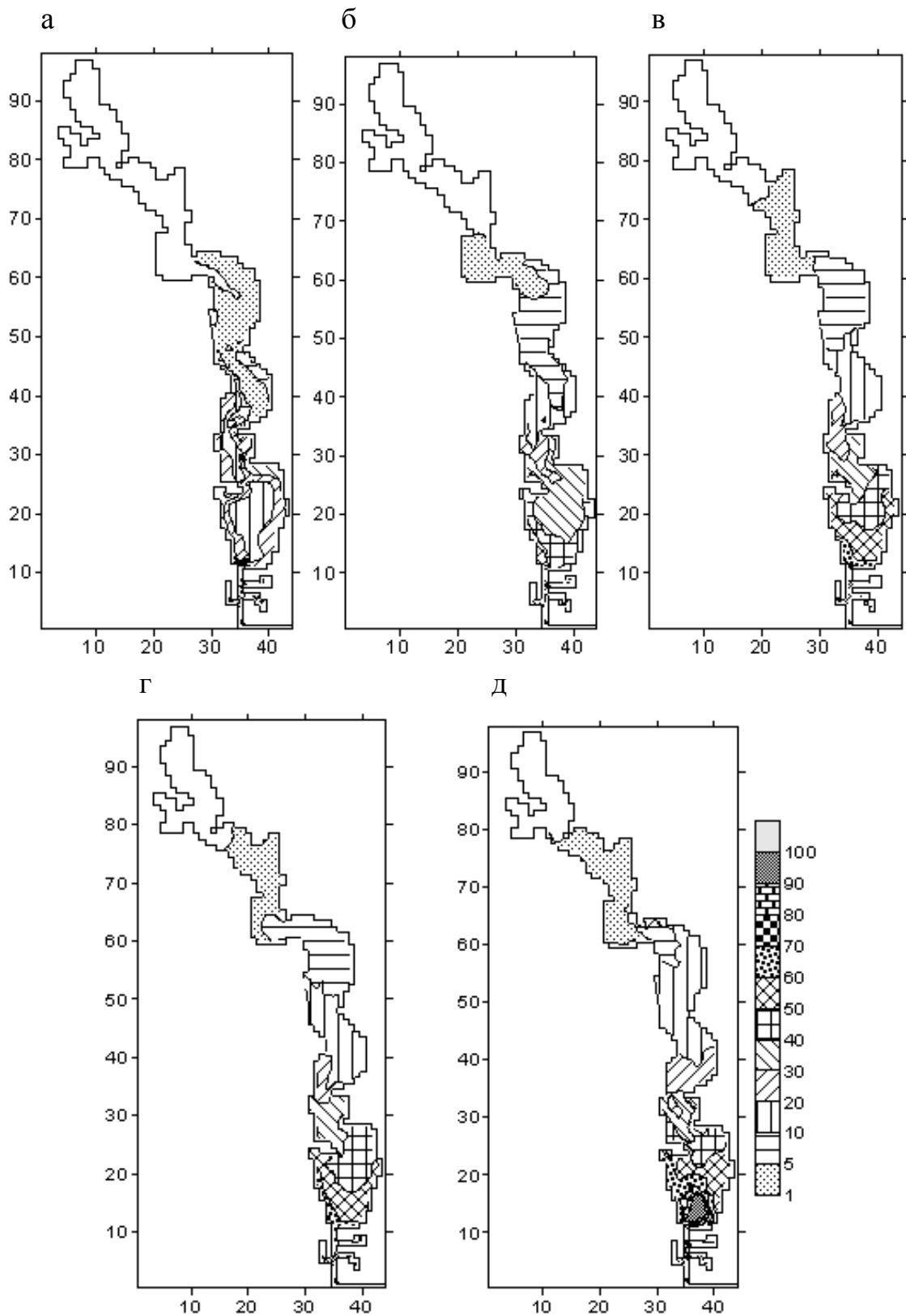
Рисунок 6.40 – Часова мінливість просторового розподілу концентрації домішки, в ум.од., яка надходить через з'єднувальний канал шириною 30 м та глибиною 2,0 м, у поверхневих водах Тілігульського лиману, аркуш 1





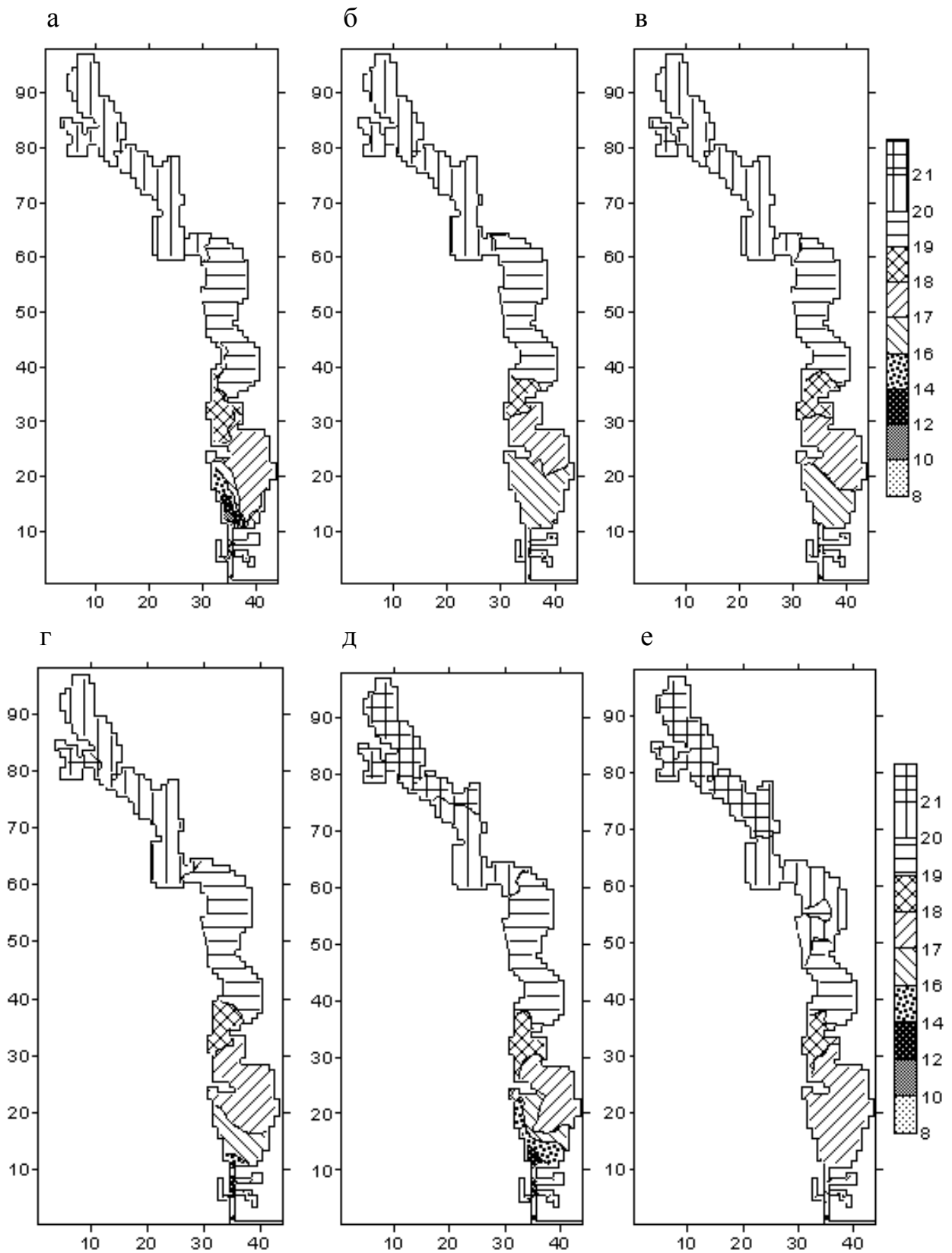
ж) 15 серпня; з) 31 серпня

Рисунок 6.40, аркуш 2



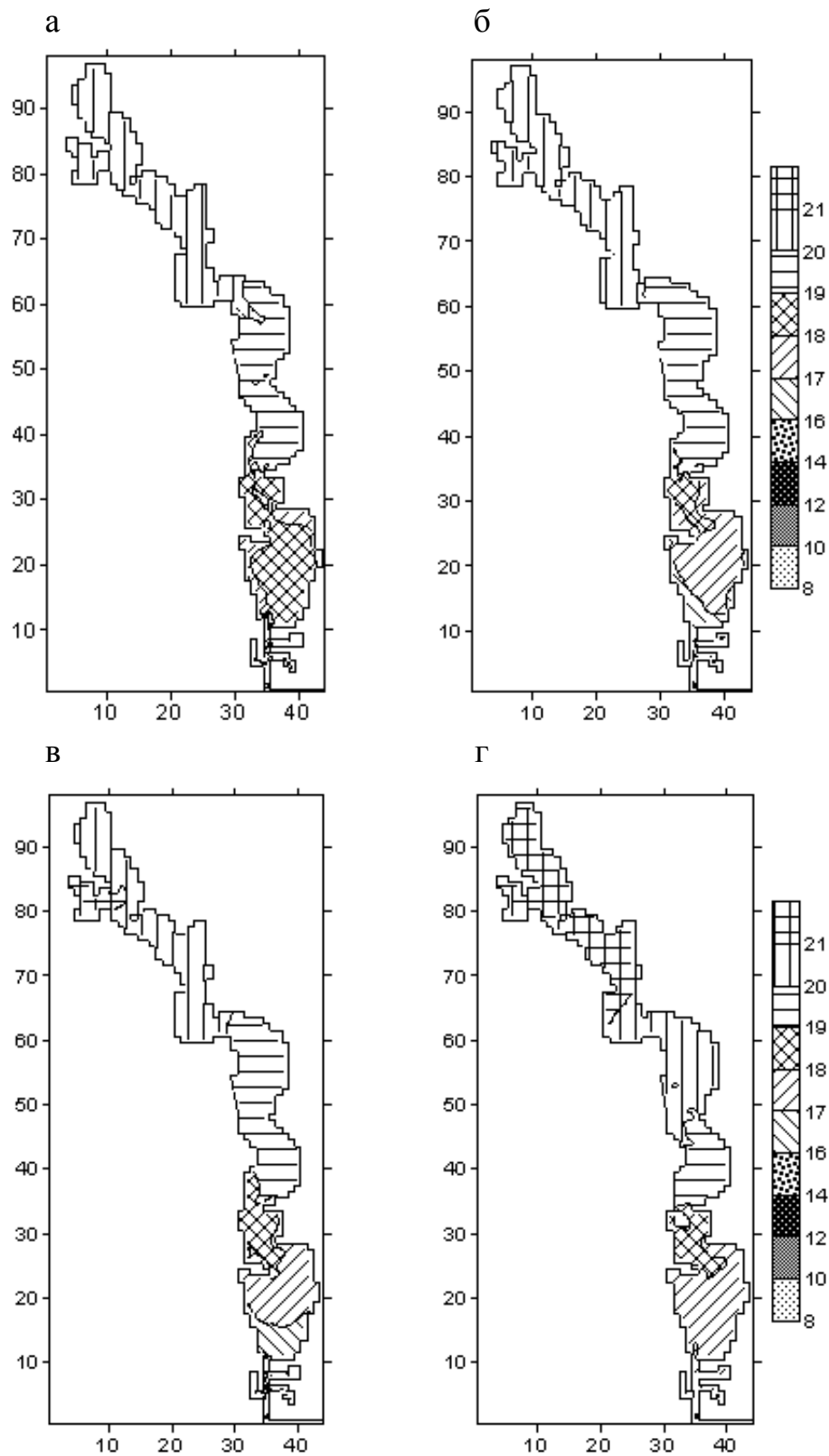
а) 31 травня; б) 30 червня; в) 31 липня; ж) 15 серпня; з) 31 серпня

Рисунок 6.41 – Часова мінливість просторового розподілу концентрації домішки, в ум. од., яка надходить через з'єднувальний канал шириною 30 м та глибиною 2,0 м, у придонному шарі вод Тілігульського лиману



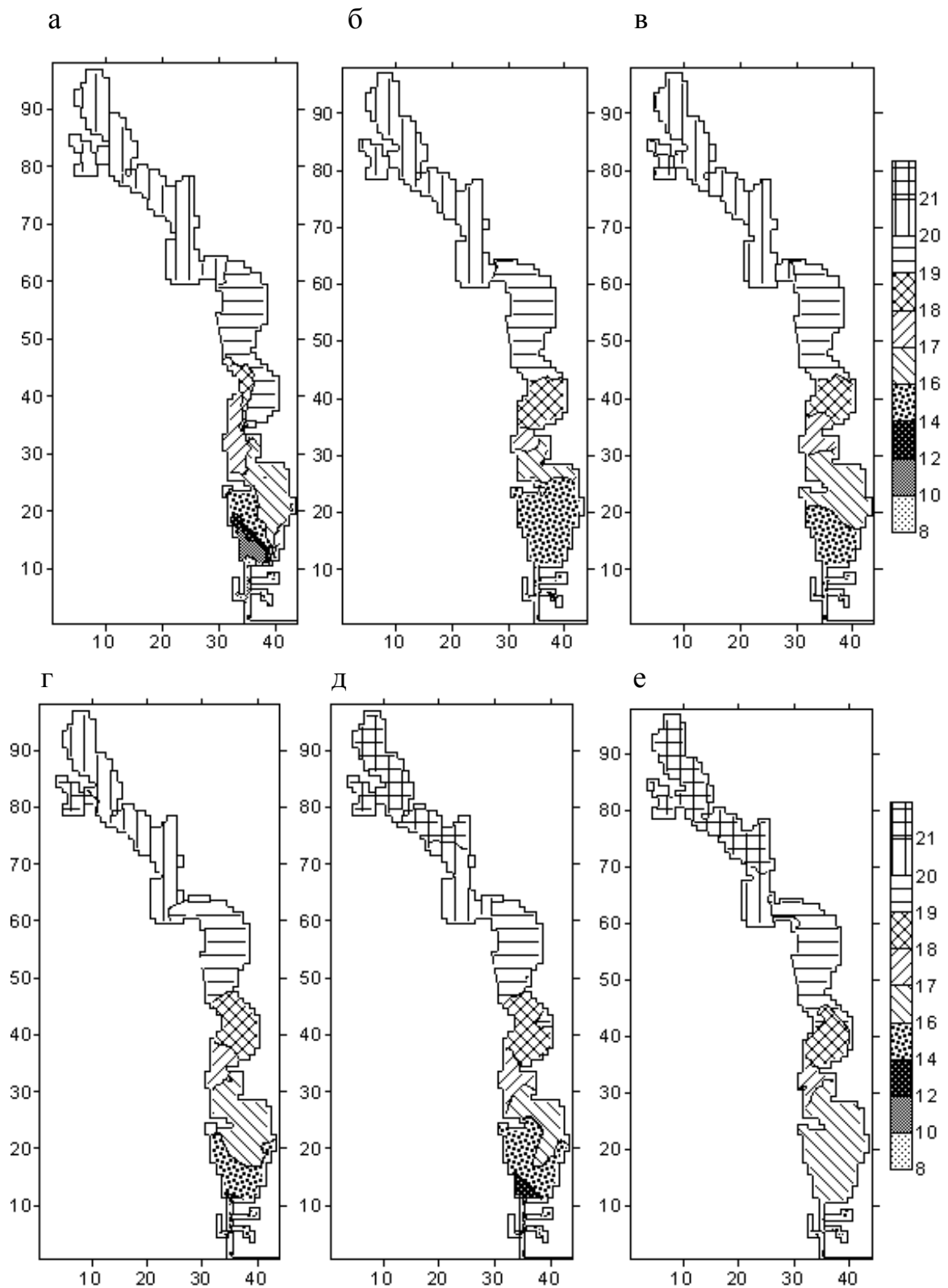
а) 31 травня; б) 30 червня; в) 15 липня; г) 31 липня; д) 15 серпня; е) 31 серпня

Рисунок 6.42 – Часова мінливість просторового розподілу солоності поверхневого шару вод Тілігульського лиману, ‰, при наявності з'єднувального каналу шириною 30 м та глибиною 0,5 м



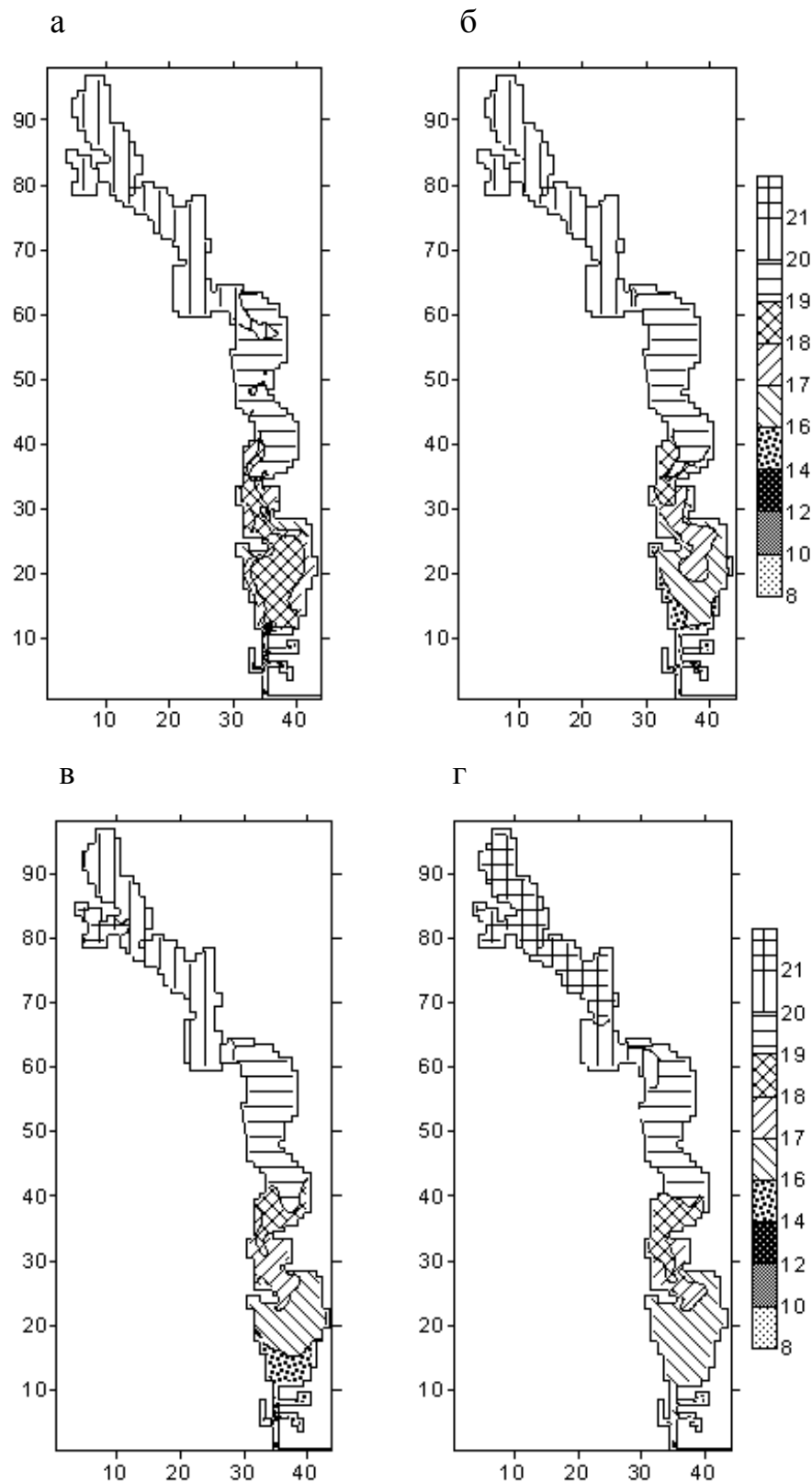
а) 31 травня; б) 30 червня; в) 31 липня; г) 31 серпня

Рисунок 6.43 – Часова мінливість просторового розподілу солоності придонного шару вод Тілігульського лиману, ‰, при наявності з'єднувального каналу шириною 30 м та глибиною 0,5 м



а) 31 травня; б) 30 червня; в) 15 липня; г) 31 липня; д) 15 серпня; е) 31 серпня

Рисунок 6.44 – Часова мінливість просторового розподілу солоності поверхневого шару вод Тілігульського лиману, ‰, при наявності з'єднувального каналу шириною 30 м та глибиною 2,0 м



а) 31 травня; б) 30 червня; в) 31 липня; г) 31 серпня

Рисунок 6.45 – Часова мінливість просторового розподілу солоності придонного шару вод Тілігульського лиману, ‰, при наявності з'єднувального каналу шириною 30 м та глибиною 2,0 м

## 7 ВПЛИВ ВІТРОВОГО ХВИЛЮВАННЯ НА ЛІТОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ПРИБЕРЕЖНІЙ ЗОНІ МОРЯ

На сьогодні практично відсутні роботи по сумісному моделюванню хвиль, течій і переміщення донного матеріалу в прибережній зоні Чорного моря. Спроби адекватно описати вітро-хвильову динаміку вод і наносів в районі берегозахисних споруд зводяться, як правило, до деталізації процесів шляхом зменшення просторового кроку розрахункової сітки моделі [57, 58].

Однією з підзадач обґрунтування антропогенних дій з метою поліпшення екологічної ситуації в прибережних акваторіях Чорного моря є чисельний розрахунок гідро- та літодинаміки [59, 60].

Інженерне обґрунтування морського будівництва є дуже складною і комплексною задачею, в якій можна виділити три підзадачі:

- розрахунок трансформації параметрів вітрових хвиль в прибережній зоні моря;
- розрахунок вітро-хвильових течій в прибережній зоні моря (з урахуванням конфігурації інженерних споруд);
- розрахунок впливу течій і вітрових хвиль на літодинамічні процеси в прибережній зоні моря.

В цьому розділі НДР дослідження морфодинамічних процесів, що протікають на прибережних акваторіях Чорного моря при проходженні штормів. Адаптований до умов прибережної акваторії Чорного моря в районі Тілігульського лиману комплекс чисельних моделей для сумісного опису гідро- та літодинамічних процесів в прибережній зоні з урахуванням впливу нахилу дна на переміщення донного матеріалу, а також спектрального складу хвилювання.

### 7.1 Гідро- та літодинамічний блоки сумісної моделі прибережної вітро-хвильової циркуляції вод

Вітро-хвильова циркуляція вод в прибережній зоні моря описується усередненими по глибині і періоду вітрових хвиль рівняннями Рейнольдса [61]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \left( \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wx} - \tau_{0x}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - f_0 V = 0, \quad (7.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho h} \left( \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wy} - \tau_{0y}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + f_0 U = 0, \quad (7.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Vh)}{\partial y} = 0, \quad (7.3)$$

де вісі  $x$  та  $y$  – спрямовані, відповідно, у вздовжбереговому і поперечному напрямках;

$t$  – час;

$U$  та  $V$  – усереднені по глибині компоненти вектора швидкості течій по осях  $x$  та  $y$ , відповідно;

$\xi$  – підвищення рівня вільної поверхні;

$h = h_0 + \xi$  – локальна глибина;

$h_0$  – відстань від дна до деякої поверхні відліку, що характеризує незбурений рівень водоймища;

$\rho$  – середня густина води;

$f_0$  – параметр Коріоліса;

$g$  – прискорення вільного падіння;

$\tau_{wx}$  та  $\tau_{wy}$  – компоненти тангенціальних напруг вітру на вільній поверхні води.

Турбулентні напруги потоку  $\tau_{xy}$  представляються у вигляді

$$\tau_{xy} = \rho \left( \varepsilon_x \frac{\partial V}{\partial x} - \varepsilon_y \frac{\partial V}{\partial y} \right), \quad (7.4)$$

де  $\varepsilon_x = const$  – коефіцієнт турбулентного обміну у вздовжбереговому напрямі;

$\varepsilon_y$  – коефіцієнт турбулентного обміну в поперечному напрямі, значення якого визначається аналогічно [62]

$$\varepsilon_y = \frac{h_b^2 g T}{4\pi^2 h} \sin^2 \alpha. \quad (7.5)$$

Тут  $h_b$ ,  $T$ ,  $\alpha$  – висота, період і кут підходу вітрових хвиль до берега, відповідно.

Потік імпульсу при обваленні вітрових хвиль враховують компоненти хвильових радіаційних напруг. Просторові та часові флуктуації радіаційних напруг створюють сили, які викликають хвильові течії.



$S_{xx}, S_{xy}, S_{yy}$  – компоненти хвильових радіаційних напруг, які визначаються таким чином [63]:

$$\left. \begin{aligned} S_{xx} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \cos^2 \alpha + n - 1/2), \\ S_{xy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin \alpha \cos \alpha), \\ S_{yy} &= \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin^2 \alpha + n - 1/2), \end{aligned} \right\} \quad (7.6)$$

де  $n = \frac{1}{2} + \frac{K_w h}{sh 2K_w h}$ , а  $K_w = \frac{2\pi}{\lambda}$  ( $\lambda$  – довжина вітрових хвиль).

Компоненти тангенціальних напруг потоку у дна  $\tau_{0x}$  і  $\tau_{0y}$  наведені у відповідності з [64]:

$$\tau_{0x} = \rho k_1 U [(U + u_0 \sin \alpha)^2 + (V + u_0 \cos \alpha)^2]^{1/2}, \quad (7.7)$$

$$\tau_{0y} = \rho k_1 V [(U + u_0 \sin \alpha)^2 + (V + u_0 \cos \alpha)^2]^{1/2}, \quad (7.8)$$

$$\frac{C_1}{\sqrt{g}} = 2.5 R \ln \left[ 1 + \frac{4h}{d_{cp}} \right], \quad (7.9)$$

де  $f = 2u_{*m}^2 / u_m^2$ ,  $u_m = \pi h_b / (T sh K_w h)$ ,  $u_0 = (2/\pi)u_m$ ,  $d_{cp}$  – середній діаметр донних наносів;

$u_{*m}^2$  – амплітуда придонних тангенціальних напруг в хвильовому потоці, значення якої визначається у відповідності з [65];

$R$  – параметр задачі, що визначається в процесі калібрування моделі.

На рідких границях задавалися складові вектора швидкості вздовжберегової течії, розраховані на по моделі [66], що відповідає східному вітру силою 14 м/с. На твердій границі приймалася умова  $U = V = 0$ .

В ході чисельних експериментів вирішується задача пристосування поля течій до особливостей топографії дна і стаціонарних крайових умов. Розрахунки проводяться до встановлення поля течій. Час встановлення циркуляції вод визначається шляхом обчислення на кожному часовому кроці кінетичної енергії поля течій.

Поле течій вважали сталим, якщо його кінетична енергія істотно не змінюється з часом.

Чисельні методи рішення рівнянь приводяться в [67]. З метою коректної апроксимації градієнтів хвильових радіаційних напруг в районі берегозахисних споруд, при їх розрахунку реалізована неявна схема 1-го порядку апроксимації.

Для розрахунку розповсюдження зважених наносів в морському середовищі використовується рівняння переносу в неконсервативній формі

$$\frac{\partial(hC)}{\partial t} + \frac{\partial(hUC)}{\partial x} + \frac{\partial(hVC)}{\partial y} - K_L \left( \frac{\partial[h\partial C/\partial x]}{\partial x} + \frac{\partial[h\partial C/\partial y]}{\partial y} \right) = E, \quad (7.10)$$

де  $C$  – масова концентрація зависі,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ;

$E = \frac{d(Ch)}{dt}$  – локальний потік зважених частинок із дна, обумовлений процесами турбулентного скаламучення та гравітаційного осадження зависі;

$K_L$  – коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії зависі.

Величина  $E$  пов'язана з інтегральною по глибині рівноважною концентрацією зависі  $C_e$  співвідношенням

$$E = w_g (C_e - C), \quad (7.11)$$

де, згідно [68, 69]

$$C_e^* = 0.015 d_{cp} T_*^{1.5} D_*^{-0.3} / z_{0b}; \quad T_* = \tau_{b0} / \tau_{cr} - 1; \quad D_* = d_{cp} [g(\rho_c / \rho - 1) / v^2]^{1/3}. \quad (7.12)$$

Тоді

$$C_e = \left[ \int_{z_{0b}}^h C_e^* \exp(-2bz/h) dz \right] / h = \frac{C_e^*}{2b} \left( \exp(-2b \frac{z_{0b}}{h}) - \exp(-2b) \right) \quad (7.13)$$

за умови, що  $b = 5w_g / u_*$ .

Тут  $C_e^*$  – рівноважна концентрація суспензії у дна ( $\text{кг}/\text{м}^3$ );

$z_{0b}$  – параметр шорсткості дна;

$w_g$  – гравітаційна швидкість осадження частинок, що розраховується як

$$w_g = g d_{cr}^2 \Delta \rho (18\nu \rho_0)^{-1}, (\Delta \rho = \rho_c - \rho_0), \quad (7.14)$$

де  $\rho_0$  – густина морської води;

$\nu$  – коефіцієнт молекулярної в'язкості води;

$T_*$  – параметр транспортуючої здатності потоку;

$D_*$  – діаметр седиментації;

$\rho_c, \rho$  – густина зважених частинок і суспензії відповідно;

$\tau_{b0} = \sqrt{\tau_{0x}^2 + \tau_{0y}^2}$  – ефективна напруга донного тертя, обумовлена сумісною дією хвиль і течій;

$\tau_{cr}$  – критична напруга донного тертя, при якому частинки відриваються від дна, що розраховується за методикою Ван-Рейну:

$$\left. \begin{aligned} \tau_{cri} &= \rho g d_{cp} (\rho_c / \rho - 1) \theta_{cri}, \\ \theta_{cri} &= 0.24 D_*^{-1} K \text{ при } D_* < 4, \\ \theta_{cri} &= 0.14 D_*^{-0.64} K \text{ при } 4 < D_* \leq 10, \\ \theta_{cri} &= 0.04 D_*^{-0.1} K \text{ при } 10 < D_* \leq 20, \\ \theta_{cri} &= 0.013 D_*^{0.29} K \text{ при } 20 < D_* \leq 150, \\ \theta_{cri} &= 0.55 K^3 \text{ при } 150 < D_*. \end{aligned} \right\} \quad (7.15)$$

При рішенні рівняння (7.10) на бічних межах розрахункової області приймалася умова

$$\frac{dC}{d\bar{n}} = 0, \quad (7.16)$$

де  $\bar{n}$  – вектор зовнішньої нормалі до контуру області.

Для розрахунку векторів витрати зважених  $\bar{q}_s$  і донних  $\bar{q}_b$  наносів використовуються наступні вирази [58]:

$$\bar{q}_s = \bar{V} C, \quad (7.17)$$

$$\bar{q}_b = 0.053 \left( \left( \frac{\rho_c}{\rho} - 1 \right) g \right)^{0.5} d_{cp}^{1.5} T_*^{2.1} D_*^{-0.3} \bar{V} / |\bar{V}|, \quad (7.18)$$

де  $\bar{V}$  – вектор швидкості течії.

Загальна витрата наносів визначає масу твердого матеріалу, що переноситься на одиницю довжини в одиницю часу в зваженому стані та в результаті залучення потоком.

Зміна відміток дна в часі  $\partial \eta / \partial t$  визначається процесами локального розмиву та седиментації

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{1-\varepsilon} (E - \bar{\nabla} \bar{q}_b). \quad (7.19)$$

Після визначення компонент питомої витрати залучених наносів, що входять в рівняння деформації дна, проводиться їх корекція, заснована на введенні додаткових множників [70]. Ці множники враховують вплив нахилів дна і неруйнівність верхньої межі берегозахисної споруди.

Використані формули корекції, які запропоновані Дельфтським університетом, мають вигляд [70]:

$$\tilde{q}_{bx} = b_{1x} b_2 q_{bx}, \quad \tilde{q}_{by} = b_{1y} b_2 q_{by}, \quad (7.20)$$

$$b_{1x} = 1 + s_1 \frac{\partial h}{\partial x}, \quad b_{1y} = 1 + s_1 \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (7.21)$$

$$b_2 = \begin{cases} 1 & \text{при } \eta_b \geq 1 \\ \eta_b (2 - \eta_b) & \text{при } \eta_b < 1 \end{cases}, \quad \eta_b = \frac{-h}{s_2 (h + \zeta)}. \quad (7.22)$$

В цих виразах  $s_1 = 0,5$  і  $s_2 = 10$  – емпіричні константи.

Коефіцієнти  $b_1$  і  $b_2$  враховуються при розрахунку потоків наносів над підводним хвилеломом, який складений з матеріалу, що не розмивається.

Для опису гідродинамічних процесів в прибережній зоні моря використовуються наступні види моделей: еволюції параметрів вітрового хвилювання, вітро-хвильової динаміки вод і переміщення наносів на мілководді. Кожна модель застосовувалася для вирішення своєї окремої задачі, але, в цілому, ці моделі дозволяють досягти кінцевий результат за рахунок того, що гідродинамічна модель використовує як вхідну інформація результати, отримані за допомогою моделі трансформації хвилювання. В якості блоку розрахунку вітрового хвилювання використано спектральну модель SWAN, засновану на рішенні рівняння балансу хвильової енергії.

В цій моделі, з достатньою для практичних цілей точністю, враховуються наступні ефекти, пов'язані з розповсюдженням хвиль:

- трансформація і рефракція хвиль, обумовлена просторовою неоднорідністю глибин;
- рефракція хвиль, що входять в зону течії;
- проходження хвиль через перешкоди підсіткового масштабу, обумовлені ними блокування і відбиття.

В SWAN враховуються наступні процеси генерації і дисипації хвиль:

- генерація вітром (вітрове накачування);
- дисипація, обумовлена перекиданням хвиль;

- дисипація, обумовлена викликаним глибиною обваленням хвиль;
- дисипація, обумовлена тертям об дно;
- чотирьоххвильові і трьоххвильові взаємодії.

Розвиток хвильового спектру описується рівнянням спектрального балансу щільності хвильової дії, яка має вигляд:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma}, \quad (7.23)$$

де  $S$  – вираз, що описує процеси генерації, дисипації і нелінійних міжхвильових взаємодій;

$c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta$  – швидкості розповсюдження щільності хвильової дії в напрямках  $x, y, \sigma, \theta$ , відповідно.

Трансформація параметрів вітрового хвилювання спочатку розраховувалася за допомогою спектральної моделі SWAN.

## 7.2 Умови проведення чисельних експериментів

Просторові поля середньої висоти, довжини, періоду вітрових хвиль, використовуються як вхідна інформація до гідродинамічного блоку комплексу. Рішення рівнянь гідро- та літодинамічного блоків моделі здійснювалося спільно, при обміні інформацією про складові середньої швидкості течії і глибини водоймища, що змінюються.

Розраховувалися вітрове хвилювання та інтенсивність акумуляції наносів і розмиву дна на прибережній акваторії моря в районі Тілігульського лиману [59] при штормовому вітрі. Максимальні відмітки глибин на досліджуваній ділянці, приведені до нуля Балтійської системи, сягали 14 м. Батиметрична карта розрахункової області прибережної акваторії наведена на рис. 7.1.

З'єднання каналу з морем, що забезпечує водообмін Тілігульського лиману з морськими водами, відбувається в обраній системі координат в точці  $x = 1800$  м,  $y = 2700$  м. Розрахунок гідро- та літодинамічних процесів здійснений за умов штормових вітрів силою 11 м/с. Моделювався підхід вітрових хвиль, згенерованих вітром південного напрямку. Середній діаметр частинок, що складають донні ґрунти, вважався рівним 0,00017 м, густина частинок 2600 кг/м<sup>3</sup>, розміри нерівностей дна – 0,03 м, пористість ґрунтів – 0,4. Коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії домішки  $K_L = 10$  м<sup>2</sup>/с.

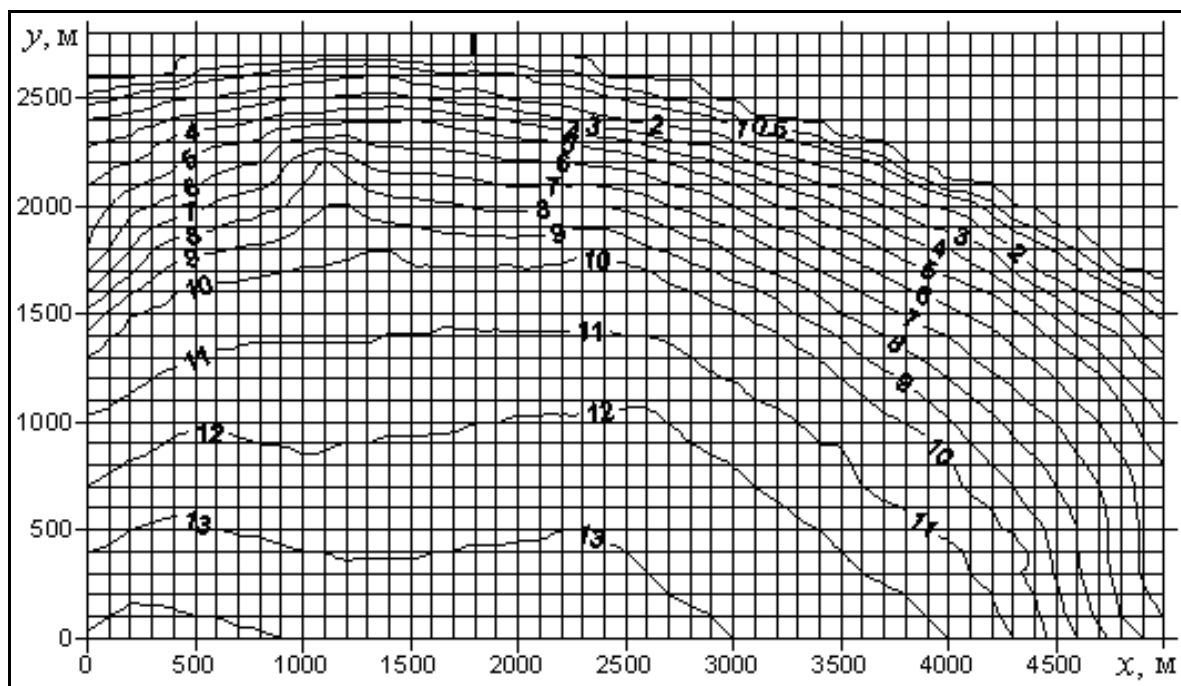


Рисунок 7.1 – Батиметрична карта прибережної акваторії Чорного моря в районі Тілігульського лиману (глибини наведені в метрах)

### 7.3 Аналіз результатів моделювання вітрового хвилювання та літодинамічних процесів в прибережній до лиману акваторії моря

Аналіз результатів моделювання вітрового хвилювання та літодинамічних процесів в прибережній акваторії Чорного моря. В результаті проведених розрахунків була отримана просторова картина трансформації вітрового хвилювання на досліджуваній ділянці прибережної зони, характерною рисою якої є повторювання ізобат ізолініями висот хвиль (рис. 7.2 та 7.3).

На рис. 7.2 наведений просторовий розподіл висот хвиль при середніх параметрах хвилювання на південній морській границі області, що складають, відповідно, 1,5 м – середня висота вітрових хвиль, 6,3 с – середній період хвиль.

Розрахунки проведені для значних хвиль (2,5 м – висота значної хвилі на південній границі розрахункової області) з метою розгляду екстремальних вітро-хвильових ситуацій та циркуляційних процесів, які можуть при цьому спостерігатись (рис. 7.3). Трансформація та обвалення вітрових хвиль найбільш чітко починає простежуватись, починаючи з глибин 6-7 м.

На рис. 7.4 наведений просторовий розподіл середньої за глибиною швидкості течії та її напрямки при вітрі силою 11 м/с. Швидкості течії в прибережній смузі сягають 0,30 м/с, подекуди – до 0,5 м/с.

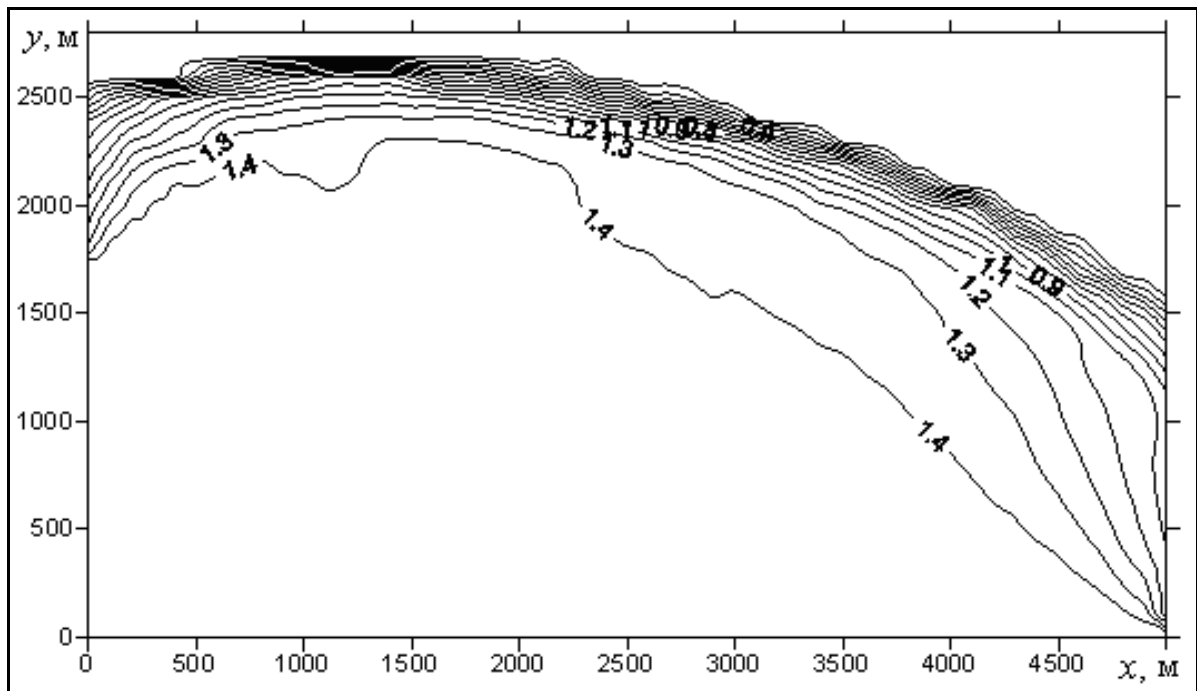


Рисунок 7.2 – Просторовий розподіл середніх висот вітрових хвиль (в метрах), при вітрі силою 11 м/с

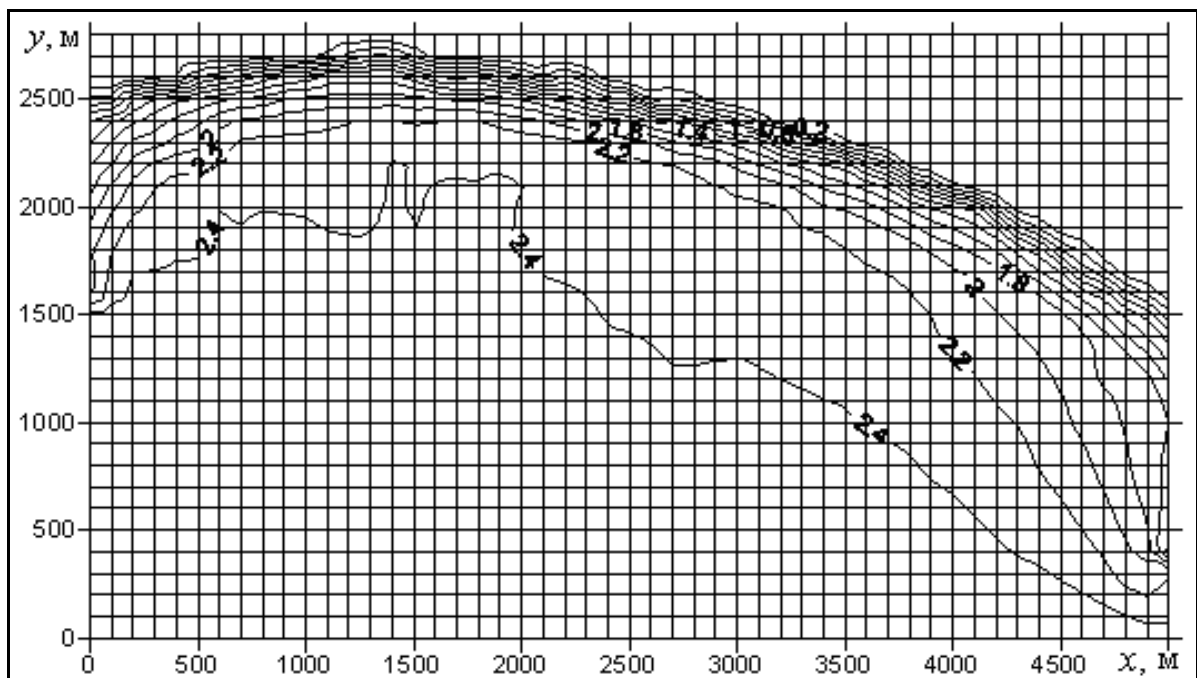


Рисунок 7.3 – Просторовий розподіл висот значних вітрових хвиль (в метрах), при вітрі силою 11 м/с

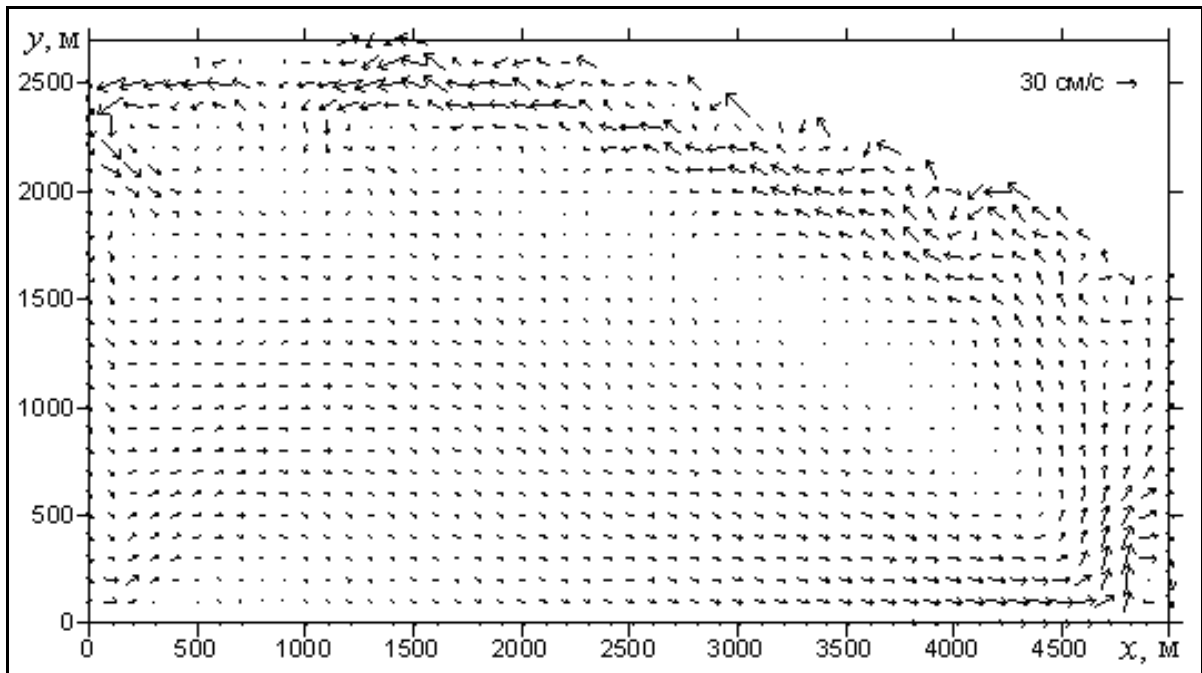


Рисунок 7.4 – Просторовий розподіл середньої за глибиною швидкості течії та її напрямки при вітрі силою 11 м/с

На рис. 7.5 наведений просторовий розподіл середньої концентрації піску у водній товщі на прибережній ділянці за умов середнього хвилювання при вітрі силою 11 м/с.

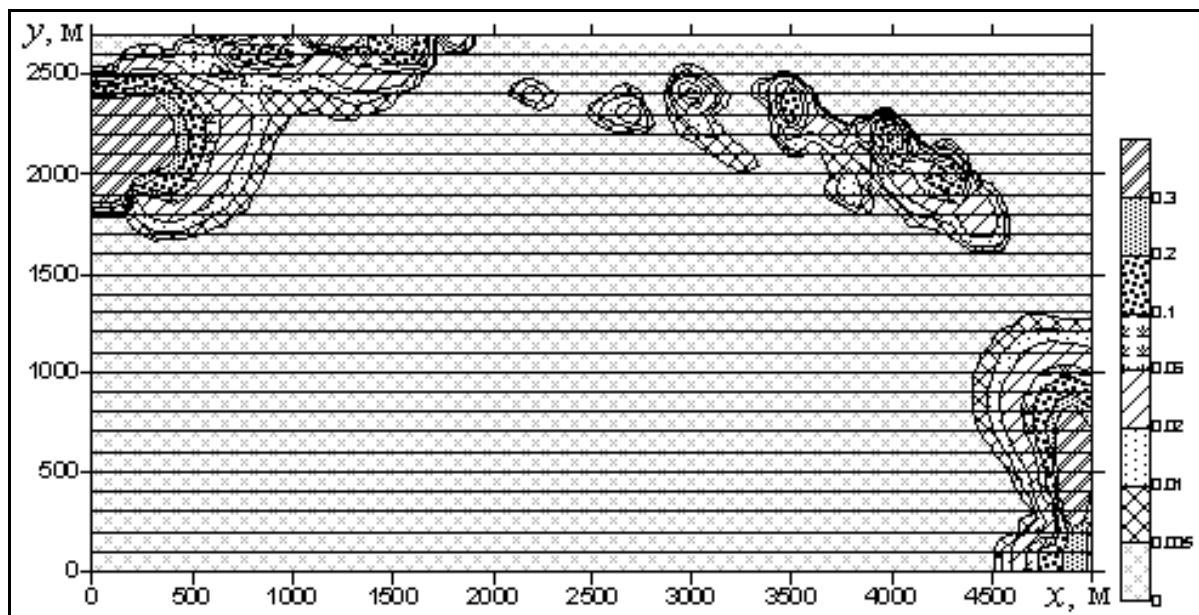


Рисунок 7.5 – Просторовий розподіл середньої концентрації піску ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) у водній товщі, при вітрі силою 11 м/с



В районі місцезнаходження каналу, що з'єднує Тілігульський лиман з морем, концентрація піску у берега при штормовому хвилюванні становить  $53 \text{ г/м}^3$ , зменшуючись у напрямку моря на південь.

На відстані 100 м від берега середня концентрація піску навпроти каналу складає близько  $3 \text{ г/м}^3$ .

Аналіз просторового розподілу концентрації піску у водній товщі показує, що винесення інженерних конструкцій у вигляді бун, перпендикулярних до берега, на відстань 100 м від берега, сприятиме утриманню вздовжберегового потоку піску з зовнішніх боків обмежуючих канал бун. Реалізація вказаних інженерних заходів у вигляді двох перпендикулярних до берега бун, що обмежують канал, перешкоджатиме накопиченню піску, який переноситься вздовжбереговою течією, та запобігатиме обмілінню каналу.

## ВИСНОВКИ

1. Головними екологічними проблемами Тілігульського лиману є катастрофічне обміління водойми і пов'язане з цим збільшення солоності води, та, як наприклад, в 2010 р., потрапляння в лиман, через відкритий влітку з'єднувальний канал, чужорідних водоростей з моря, інтенсивний розвиток і деструкція яких, призводять до гіпоксії (дефіциту кисню) на значній частині водойми, що викликає масову загибель багатьох гідробіонтів лиману.

2. Основними причинами обміління водойми є відсутність поверхневого припливу води з водозбірного басейну лиману (за рахунок регулювання річкового стоку значною кількістю ставків і водосховищ й ін.), значне випаровування з водного дзеркала водойми та відсутність водообміну з морем.

3. Стік р. Тілігул формується, головним чином, за рахунок снігового живлення. Підземне живлення річки вкрай незначне. Норма інфільтрації річних опадів у підземні водоносні горизонти змінюється у середньому від 5 мм до 1 мм у напрямку з північного заходу на південний схід. Із збільшенням площі водозбору підземне живлення зменшується через те, що глибина залягання водоносних горизонтів зростає.

4. Водність р. Тілігул зменшується із зростанням площі водозбору (від 27 мм – в створі с. Новоукраїнка, до 7 мм – в створі смт Березівка) за рахунок зростання посушливості клімату та внаслідок водогосподарської діяльності.

5. Для оцінки припливу прісних вод до Тілігульського лиману була застосована модель «клімат-стік», яка дозволяє оцінити природний та побутовий річний стік р. Тілігул. За цією моделлю статистичні характеристики річного природного, непорушеного водогосподарською діяльністю, стоку р. Тілігул дорівнюють:  $\bar{Y} = 13$  мм,  $C_v = 1,14$ ;  $C_s = 1,9$ . За даними спостережень (1953-2007 рр.) отримані такі результати:  $\bar{Y} = 7,1$  мм,  $C_v = 1,1$ ;  $C_s = 2,1$ . Спостережений річний стік значно менший за природний.

6. Площа водної поверхні штучних водойм на басейні р. Тілігул становить  $7,8 \text{ км}^2$ . За моделлю «клімат-стік», на основі довідникових даних [3], виконано оцінку впливу штучних водойм на стік р. Тілігул. Установлено, що у середньому вплив додаткового випаровування з поверхні штучних водойм оцінюється коефіцієнтом антропогенного впливу на норму стоку  $K_{\bar{Y}} = 0,95$ .

Статистично значущим вплив додаткового випаровування стає у маловодні роки і забезпечує зменшення стоку на 22 % (для років 75 %-ї забезпеченості). При урахуванні втрат стоку на заповнення штучних водойм сумарний коефіцієнт антропогенного впливу становить 0,91, а зменшення стоку у маловодний рік 75 %-ї забезпеченості досягає 23 %. Таким чином, наявність на водозборі р. Тілігул штучних водойм не може розглядатися як головна причина зменшення стоку річки у нижній частині.

7. Аналіз даних по температурі повітря (за даними м/ст. Любашівка) показав, що найбільші середньорічні значення спостерігалися у 1939 та 1948 рр., коли температури дорівнювали 12,5 °С. Найбільша температура після 1980 р. спостерігалася у 2007 р. і дорівнювала 11 °С.

8. Аналіз річних сумарних опадів (за даними м/ст. Любашівка) показав, що суттєвих змін опадів не відбувається – середня багаторічна величина опадів до 1980 р. становила 525 мм, а після – 530 мм. За різницевою інтегральною кривою з 2003 р. у коливаннях опадів почалася маловодна фаза.

9. Зміни річних значень кліматичних факторів не можуть спричинити значуще зменшення водних ресурсів р. Тілігул по її довжині.

10. У багаторічному ході рівня води лиману можна виділити такі періоди:

а) 1936-60 рр. – період природних коливань рівня води від 220 до 460 см;

б) 1961-75 рр. – період активної роботи каналу «лиман-море», коли річні рівні води не опускалися нижче 340 см – середньобагаторічного значення;

в) після 1976 рр. – період зі значними змінами рівня води 300-430 см, коли суттєві зниження рівня води пов'язані з багаторічними перервами в роботі каналу, а підвищення – з річковим стоком у багатоводні роки.

11. Встановлені дві емпіричні залежності солоності від рівня води в лимані (рис. 2.16): I) для періодів роботи каналу «лиман-море» – рівняння (2.1); II) при відсутності водообміну між морем та лиманом – рівняння (2.2).

12. Побудовано план лиману в ізобатах (рис. 4.1).

13. Обчислені координати кривих залежностей площ водного дзеркала та об'ємів від рівнів води в лимані (табл. 4.1), за якими побудовані графіки зв'язку  $F = f(H)$  та  $V = f(H)$  (рис. 4.2).

14. З'ясовано, що довжина каналу «лиман-море», при сполученні лиману з морем, становить близько 3,3 км і майже не залежить від рівня води в лимані, але ширини, середні глибини та площі вільного перерізу мають прямі зв'язки з рівнями води (рис. 4.4-4.6), представленими у вигляді лінійних рівнянь (4.2), (4.3) та (4.4).

15. З використанням зв'язку морфометричних характеристик каналу з рівнями води в лимані, обчислені величини гідравлічного опору каналу ( $F_{обц}$ ) при різних рівнях води в лимані – від рівня, при якому глибина каналу буде дорівнювати нулю (250 см), до максимального (550 см) спостереженого рівня (табл. 4.3), за якими побудовано залежність гідравлічного опору каналу від рівня води в лимані під час руху води в каналі у будь-якому напрямку (рис. 4.7).

16. З використанням синхронних вимірювань (2003-2004 рр.) витрат води в каналі, напрямків течій (або в лиман, або в море), напрямків вітру (або північних румбів, або – південних) та його швидкості, а також рівнів води в лимані та морі, встановлені зв'язки між добовими об'ємами припливу-стоку води через канал та рівнями води в лимані  $Q = f(H)$ , при вільному сполученні з морем (рис. 4.8), які апроксимовані ступеневими рівняннями (4.6) і (4.7).

17. Аналіз залежностей  $Q = f(H)$  (рис. 4.8) дозволяє зробити висновок, що незалежно від величини та знаку різниці між рівнями води в лимані та морі, при вітрах північних румбів (зі швидкістю 1-8 м/с) вода з лиману буде перетікати в море (навіть коли перед початком вітру рівень води в лимані був нижчим за рівень води в морі), а при південних вітрах (1-7 м/с) – вода з моря рухається у бік лиману (навіть коли перед початком вітру рівень води в лимані був вищим за рівень води в морі).

18. Обчислені гідравліко-морфометричні характеристики лиману і каналу та їх зв'язки з рівнями води, а також дані про суми атмосферних опадів, шари випаровування та солоність води, були використані для визначення річних об'ємів припливу морських вод до лиману (табл. 4.8), поверхневого припливу води з водозбірною басейну лиману за рівнянням В.М. Тімченко (табл. 4.7) та атмосферних опадів (табл. 4.6), а далі коефіцієнтів зовнішнього водообміну  $K_{зв}$  Тілігульського лиману (табл. 4.11) за період стаціонарних водомірних спостережень з 1967 по 1987 рр.

19. Встановлено, що величина середнього за багаторічний період коефіцієнту зовнішнього водообміну становить 0,17, тобто повна заміна води у Тілігульському лимані відбувається в середньому один раз на 6 років.

20. Для поліпшення водно-сольового режиму та екологічного стану Тілігульського лиману необхідно якнайскоріше забезпечити науково-обґрунтований режим роботи каналу «лиман-море», попередньо збільшивши його глибину до таких відміток, при яких навіть в періоди з мінімальними рівнями води в лимані буде відбуватися вільний перетік води з моря в лиман.

21. Для зниження ризику обміління лиману та збільшення солоності води в ньому, треба відновлювати природний стік води річок водозбірною басейну Тілігульського лиману.

22. Циркуляція вод в лимані характеризується наявністю великої кількості вихорових утворень (осередків), розташованих уздовж лиману, що обумовлено особливостями геоморфологічної будови лиману: конфігурацією берегів та розподілом глибин уздовж лиману. В лимані відсутні протяжні та потужні вздовжберегові течії, які сприяють водо- і масообміну між різними частинами лиману. Вихорові структури перешкоджають розповсюдженню водних мас і домішок уздовж акваторії лиману.

23. Результати числових експериментів з гідротермодинамічною моделлю свідчать, що поліпшення якості вод в південній та центральній частинах лиману шляхом інтенсифікації надходження до нього морських вод можливе при поглибленні з'єднувального каналу до 2,0 м. Збільшення ширини з'єднувального каналу не є ефективним.

24. Інтенсивність водообміну з морем через з'єднувальний канал майже не впливає на гідроекологічні характеристики північної частини лиману.

25. Система солених озер, прилеглих до каналу, зменшує інтенсивність надходження морських вод до лиману.

26. При відновленні водообміну з морем через з'єднувальний канал (початкове перевищення відмітки рівня води моря над дзеркалом лиману становить 0,25 м) інтенсивне розповсюдження трансформованих морських вод вздовж лиману спостерігається в перші 40-45 діб.

27. В районі розташування каналу, що з'єднує Тілігульський лиман з морем, концентрація піску поблизу берега при штормовому хвилюванні становить  $53 \text{ г/м}^3$ , зменшуючись у напрямку моря на південь. На відстані 100 м від берега середня концентрація піску навпроти каналу складає близько  $3 \text{ г/м}^3$ .

28. Аналіз просторового розподілу концентрації піску у водній товщі дозволяє зробити висновок, що винесення інженерних конструкцій у вигляді бун, перпендикулярних до берега, на відстань 100 м від берега, сприятиме утриманню вздовжберегового потоку піску з зовнішніх боків обмежуючих канал бун.

29. Реалізація вказаних у висновку 28 інженерних заходів у виді двох перпендикулярних до берега бун, що обмежують канал, перешкоджатиме накопиченню піску, який переноситься вздовжбереговою течією, та запобігатиме обмілінню каналу.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Грезе В.И., Поликарпов Г.Г., Романенко В.Д. Природа Украинской ССР. Моря и внутренние воды. – К.: Наукова думка, 1987. – 224 с.
2. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
3. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
4. Паспорт реки Тилигул. – Одесса: УкрЮжГИПроводХоз, 1994. – 148 с.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Т. 6. Вып. 1. Зап. Украина и Молдавия. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 882 с.
6. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наукова думка, 1974. – 224 с.
7. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2006 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2008.
8. Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cliware.ru>.
9. Гідроекологічні проблеми регіонів України (Південно-західний регіон: басейни річок Дністра, Дунаю, Південного Бугу, річок Криму та лимани Північно-Західного Причорномор'я): Звіт про НДР (проміжний). Од. держав. еколог. ун-т – Одеса, 2006. – 191 с.
10. Тимченко В. М. Экологическая гидрология водоёмов Украины. – К.: Наук. думка, 2006. – 382 с.
11. Іваненко О.Г., Белов В.В., Гриб О.М. Практична гідроекологія. Навчальний посібник. – Одеса: ТЕС, 2007. – 75 с.
12. Адобовский В.В., Большаков В.Н. Влияние климатических факторов на водообмен Тилигульского лимана с морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Вып. 12 / Редкол. Иванов В.А. – Севастополь, 2005. – С. 70-75.
13. Атлас. Черноморское побережье. – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2008. – С. 40.
14. Гопченко Є.Д., Гриб О.М. Оцінка складових водного балансу Куяльницького лиману та визначення причин сучасного обміління водойми // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2010. – Вип. 51. – С. 200-215.
15. Бобров С.Н. К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – Т. XXXVII. – 1960. – 183 с.
16. РЛП «Тілігульський» [Електронний ресурс]. – Режим доступа: <http://rlp-tiligul.narod.ru>.
17. Швец Г.И., Игошин М.І. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.

18. Государственный водный кадастр. Том II. Украинская ССР. Вып. 1. Бассейны Зап. Буга, Дуная, Днестра, Юж. Буга. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 524 с.
19. Адобовский В.В. Особенности гидрологического режима Тилигульского лимана на современном этапе // Причерноморський екологічний бюлетень. – Одеса, 2004. – № 2 (12). – С. 73-75.
20. Адобовский В.В., Большаков В.Н. Влияние аномальных условий зимы 2002-2003 гг. на гидрологический режим закрытых лиманов Северо-Западного Причерноморья // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу: Зб. наук. праць. Вип. 9. – НАН України, МГІ, ОФ ІнБПМ, Севастополь, 2003. – С. 54-58.
21. Геология шельфа УССР. Лиманы. – Киев: Наук. думка, 1984. – 176 с.
22. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья. – Л.: Наука, 1988. – 304 с.
23. Адобовский В.В., Большаков В.Н. Особенности водообмена с морем закрытых лиманов Днепровско-Днестровского междуречья // Эколого-биологические проблемы водоемов реки Днепр. Матер. Междунар. науч.-практ. конф. (Новая Каховка, 7-8 мая 2004 г.). – Новая Каховка, 2004. – С. 39-43.
24. Вишневський В.І., Косоцький О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
25. Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 335 с.
26. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
27. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). Монография. – Київ: КНТ, 2005. – 188 с.
28. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – Вип. 252. – С. 5-10.
29. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
30. Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І. Природні ресурси України. Навчальний посібник. – Рівне, 2000. – 192 с.
31. Атлас природных условий и естественных ресурсов УССР. – М.: ГУГК (отдел географии), 1978. – 120 с.
32. Атлас Одеської області. – Одеса: Хорс, 2002. – 80 с.
33. Прихотько Г.Ф., Ткаченко А.В., Бабиченко В.Н. Климат Украины. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 413 с.
34. Сорокин В.Г. Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза // Межвед. научн. сб. Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. – 1974. – С. 121-129.

35. Шерешевский А.И., Вишневский П.Ф. Норма и изменчивость годового стока рек Украины / Гидробиологический журнал. – 1997. – Т. 3. – С. 81-91.
36. Лобода Н.С., Коробчинская А.А., Рудник А.А. Изменения климата и его влияние на реки Украины // Український гідрометеорологічний журнал / Гол. ред. С.М. Степаненко. – Одеса: ТЕС. – 2010. – № 6. – С. 199-204.
37. Лобода Н.С. Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку ХХІ сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія / Відп. ред. В.К. Хільчевський. – К.: Обрії. – 2010. – Т. 18. – С. 62-70.
38. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края / Под. ред. В.С. Мезенцева. – М.: Колос, 1974. – 240 с.
39. Указания для управлений гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 54 с.
40. Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б. Водний фонд України. Довідковий посібник. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392 с.
41. Болгов М.В., И.О. Сарманов, О.В. Сарманов Марковские процессы в гидрологии / Отв. ред. М.Г. Хублярян. – М.: ИВПРАН, 2009. – 210 с.
42. Молдаванов А.И. Заиление прудов и водохранилищ в степных районах. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 128 с.
43. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
44. Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НАН Украины, МГИ. – 2003. – Вып. 9. – С. 138-153.
45. Hess K.W. Assessment model for estuarine circulation and salinity: Technical Memorandum / NOAA; National Environmental Satellite, Data, and Information Service. – NESDIS AISC 3. – USA, 1985. – 39 p.
46. Hess K.W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
47. Blumberg A.F. A numerical investigation into the dynamics of estuarine circulation: Chesapeake Bay Institute Tech. Report 91 / Johns Hopkins University. – USA, 1975. – 110 p.
48. Blumberg A.F. The influence of density variations on estuarine tides and circulations // Estuarine and Coastal Marine Science. – 1978. – № 6. – P. 209-215.



49. Wang D.P., Kravitz D.W. A semi-implicit two-dimensional model of estuarine circulation // J. Phys. Oceanog. – 1980. – № 3. – P. 441-454.
50. Munk W.H., Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline // J. Mar. Res. – 1948. – № 7. – P. 276-295.
51. Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R. A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center. – USA, 1979. – 29 p.
52. Родзиллер И.Д. Прогноз качества воды водоемов – приемников сточных вод. – М.: Стройиздат, 1984. – 263 с.
53. Sobey R.J. Finite-difference schemes compared for wave-deformation characteristics in mathematical modeling of two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum, 32 / U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center. – USA, 1970. – 29 p.
54. Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей. В 2 т. – М.: Мир, 1991.
55. Boris J.P., Book D.L. Flux-corrected transport: generalization of method // J. Comput. Phys. – 1975. – № 3. – P. 248-283.
56. Restauracion ambiental de los ecosistemas de influencia del canal del Dique, description y caracterizacion biotica del area. Modelación numérica del canal del Dique, su sistema lagunar y las bahías de Cartagena y Barbacoas: Informe final / Universidad del Norte-CIOH – UN – 1999 – 0010. – Colombia, Cartagena, 1999. – 187 p.
57. Иванов В.А., Фомин В.В. Математическое моделирование динамических процессов в зоне море-суша. – Севастополь, 2008. – 364 с.
58. Иванов В.А. Проблемы и перспективы оценок воздействия на окружающую среду при освоении ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ – Гидрофизика», 2004. – 295 с.
59. Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И. Моделирование трансформации ветровых волн в прибрежной зоне моря при различных вариантах реконструкции волнолома // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – № 2. – С. 175 – 185.
60. Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И. Особенности динамики вод в прибрежной зоне г. Одессы и оценки водообновления при различных вариантах реконструкции волноломов // Екологія міст та рекреаційних зон: Зб. наук. ст. – ІНВАЦ, 2008. – С. 102-106.
61. Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И. Комплексное моделирование динамики вод в прибрежной зоне моря при различных ветро-волновых условиях // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3 – С. 202-213.

62. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. – К.: Наукова думка, 1992. – 242 с.
63. Krishna Kumar, C.S. Murty. Wave-induced nearshore circulation along the Calangute-Candolim beach, Goa, west coast of India // Proc. Indian Acad. Sci. – Vol. 98. – № 3. – 1989. – P. 265-278.
64. Михинов А.Е. Транспортирующая и эрозионно-аккумулятивная способность волновых потоков в береговой зоне открытых водоемов // Управление вод. ресурсами суши: теория и практика. – 1989. – С. 136-145.
65. Михинов А.Е. Транспорт донных наносов в волновых потоках // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – 1989. – С. 139-149.
66. Тучковенко Ю.С. Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – № 45. – С. 129-139.
67. Лонин С.А., Тучковенко Ю.С. Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 1999.–С. 58-66.
68. Иванов В.А., Михинов А.Е., Лукьянов Ю.П., Баклановская В.Ф., Чечель И.И., Ковешников Л.Л. Динамика наносов в прибрежной зоне южного берега Крыма. – Севастополь, 1993. – 37 с. – (Препр. / МГИ АН Украины).
69. Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря / Под ред. В.К. Дебольского. – М.: Наука, 1994. – 303 с.
70. Delft 3D – MOR: user manual / WL Delft Hydraulics – Netherlands, 2003. – 238 p.