

УДК 551.465.7:504.42

КП XXXXXX

№ держ. реєстр. 0109U004167

Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
(ОДЕКУ)

65016 України, м. Одеса, вул. Львівська, 15

ЗАТВЕРДЖУЮ

Ректор ОДЕКУ

д.фіз.-мат.н., проф. С.М. Степаненко

20.12. 2011 р.

ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ КЛІМАТИЧНИХ КОЛИВАНЬ НА
ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРОХІМІЧНИЙ РЕЖИМИ ВОД ПІВНІЧНО-
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ
(заключний)

Науковий керівник НДР

док.геогр.наук, проф.

Ю.С. Тучковенко

2011

Рукопис закінчено 15 грудня 2011 р.

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник, д.геогр.н., проф.	15.12.2011 _____	Ю.С. Тучковенко (Розділи 2-6, Висновки)
д.геогр.н., проф.	15.12.2011 _____	Н.С. Лобода (Вступ, розділ 1, Висновки)
к.геогр.н., доц.	15.12.2011 _____	Р.В. Гаврилюк (розділ 5)
к.геогр.н., доц.	15.12.2011 _____	І.Г. Рубан (розділ 2.8)
к.фіз.-мат.н.	15.12.2011 _____	В.А. Ганночка (розділ 2.9)
к.біол.н.	15.12.2011 _____	О.Ю. Гончаров (розділ 6.1)
к.геогр.н.	15.12.2011 _____	О.І. Сахненко (розділ 5)
к.геогр.н.	15.12.2011 _____	М.В. Захарова
с.н.с.	15.12.2011 _____	О.А.Тучковенко (розділ 2, 4, 6)
н.с.	15.12.2011 _____	О.Т. Вітовська
к.геогр.н.	15.12.2011 _____	О.М. Гриб
інженер	15.12.2011 _____	Г. О. Велієва

технік	15.12.2011	_____	Н.М. Крупенко
--------	------------	-------	---------------

технік	15.12.2011	_____	І.М. Бруль
--------	------------	-------	------------

технік	15.12.2011	_____	О.Ю. Бакум
--------	------------	-------	------------

технік	15.12.2011	_____	С.Є. Гичак
--------	------------	-------	------------

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 346 с., 84 рис., 85 табл., 175 джерел

Предмет дослідження – водні ресурси великих річок України, гідрологічний та гіdroхімічний режими вод північно-західної частини Чорного моря в умовах кліматичних змін.

Об'єкт дослідження – великі річки України (Дунай, Дніпро, Дністер, Південний Буг), північно-західна частина Чорного моря.

Мета дослідження – оцінка можливих змін характеристик гідрологічного та гіdroхімічного режимів північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ) під впливом кліматичних факторів.

Метод дослідження – стохастична модель «клімат-стік», яка дозволяє визначати водні ресурси річок в умовах глобального потепління на базі кліматичних сценаріїв змін глобального клімату, числове математичне моделювання гідрологічних та гіdroхімічних процесів в шельфових та пригирлових районах моря.

Визначені водні ресурси річок Дунай, Дніпро, Південний Буг та Дністер за сценаріями глобального потепління для умов одночасного (CCCM, GISS, GFDL, UKMO) та поступового (нестационарна модель GFDL) збільшення концентрації вуглекислого газу в атмосфері на основі стохастичної моделі “клімат-стік”. Адаптована до умов північно-західного шельфу Чорного моря, калібрована і верифікована числова тривимірна нестационарна модель евтрофікації вод шельфових і пригирлових морських акваторій. На підставі результатів імітаційного моделювання оцінені очікувані зміни в просторовому розподілі гідрологічних і гіdroхімічних характеристик вод північно-західної частини Чорного моря за нестационарним сценарієм GFDL для десятиріч 2030-2040 pp. та 2070-2080 pp.

ЧОРНЕ МОРЕ, ПІВНІЧНО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА, КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ,
ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОХІМІЯ, МОДЕЛЮВАННЯ

ЗМІСТ

	Стор.
Вступ.....	8
1 Оцінка водних ресурсів України за сценаріями глобального потепління в умовах водогосподарської діяльності	15
1.1 Сценарії глобального потепління та їх використання у прогнозах змін водних ресурсів України	15
1.2 Зміни водних ресурсів України у сучасних кліматичних умовах.....	21
1.3 Теоретичні основи моделі “клімат-стік” та її практичне застосування.....	23
1.3.1 Обґрунтування теоретичних положень моделі щодо вирішення задачі оцінки природного стоку.....	24
1.3.2 Обґрунтування теоретичних положень моделі щодо вирішення задачі оцінки природного стоку річок в умовах глобального потепління..	37
1.3.3 Теоретичні положення моделі “клімат-стік” щодо вирішення задачі оцінки побутового стоку.....	39
1.3.4 Схема розрахунків припливу прісних вод великих річок до північно-західної частини Чорного моря.....	50
1.4. Оцінка змін водних ресурсів р. Дніпро за кліматичними сценаріями..	51
1.5 Оцінка змін водних ресурсів р. Дунай за сценаріями глобального потепління.....	63
1.6 Прогноз зміни водних ресурсів р. Дністер.....	71
1.7. Прогноз зміни водних ресурсів р. Південний Буг.....	83
2 Моделювання гідродинамічних процесів, мінливості термохадінної структури вод північно-західної структури Чорного моря.....	93
2.1 Математична структура гідротермодинамічної моделі для шельфових морських акваторій.....	95
2.2 Використані параметризації процесів.....	104
2.3 Можливі спрощення повних рівнянь гідродинамічної моделі.....	108

	6
2.4 Граничні та початкові умови.....	109
2.5 Блок теплообміну з атмосферою.....	112
2.6 Блок переносу домішки.....	116
2.7 Особливості числової реалізації рівнянь моделі.....	118
2.8 Мінливість характеристик гідрологічного режиму вод північно-західної частини Чорного моря за даними архівних спостережень.....	122
2.8.1 Сезонний просторовий розподіл температури води.....	123
2.8.1.1 Просторовий розподіл температури води поверхневого шару.....	125
2.8.1.2 Вертикальний розподіл температури води.....	129
2.8.2 Сезонний просторовий розподіл солоності води.....	133
2.8.2.1 Просторовий розподіл солоності води поверхневого шару.....	134
2.8.2.2 Вертикальний розподіл солоності води.....	138
2.9 Адаптація числової гідротермодинамічної моделі до умов північно-західного шельфу Чорного моря та її верифікація.....	144
3 Математична структура хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації морських вод.....	172
4 Калібрування параметрів і верифікація моделі евтрофікації вод північно-західної частини Чорного моря.....	188
5 Оцінка мінливості термохалінної структури вод, викликаних змінами кліматичних факторів.....	220
6 Оцінки можливих змін характеристик гідрохімічної структури вод північно-західної частини Чорного моря у весняно-літній період року, викликаних мінливістю кліматичних умов.....	239
6.1 Вплив коливань річкового стоку на гідрохімічний режим північно-західної частини Чорного моря за архівними даними.....	239
6.1.1 Ранжирування величин річкового стоку.....	241
6.1.2 Роль естуаріїв в утилізації та трансформації біогенних та органічних речовин.....	247
6.1.3 Трансформація біогенних речовин в дельті та на узмор'ї р. Дунай.....	249

6.1.4 Просторовий розподіл гідрохімічних параметрів в ПЗЧМ в різні періоди.....	254
6.2 Оцінки можливих змін характеристик гідрохімічної структури вод північно-західної частини Чорного моря за кліматичними сценаріями на підставі математичного моделювання.....	262
Висновки.....	279
Перелік посилань.....	287
Додатки.....	306

ВСТУП

Водно-ресурсний потенціал території як компонент природно-ресурсного потенціалу в сучасних умовах є одним із головних чинників розвитку і розміщення продуктивних сил. Наявність необхідної кількості прісної води визначає рівень життя та здоров'я населення. Поверхневі водні ресурси є стратегічним незамінним ресурсом, який є національним багатством будь-якої країни, однією з природних основ її економічного розвитку. В останній час за рахунок змін клімату у багатьох країнах, у тому числі й Україні, відбувається кількісне та якісне зниження водних ресурсів. Все це обумовлює необхідність дослідження співвідношень між наявними водними ресурсами й суспільними потребами в них, виявлення змін у складових водного та водогосподарського балансів, оцінювання наслідків впливу кліматичних змін, передбачення змін водних ресурсів [1].

В Україні проблема водоспоживання стоїть дуже гостро. За визначенням Європейської економічної комісії ООН держава, водні ресурси якої не перевищують 1,5 тис. м³ на одну людину, вважається незабезпеченою водою [2].

З 1997 р. Україна є Стороною Рамкової конвенції Організації Об'єднаних Націй про зміну клімату, а з 2004 р. Стороною Кіотського протоколу, які визначають систему заходів, спрямованих на стабілізацію концентрації парникових газів в атмосфері, з метою уникнення антропогенного впливу на кліматичну систему. Україна, ратифікувавши в 1996 р. в числі інших держав Рамкову Конвенцію ООН, взяла на себе певні зобов'язання, в тому числі і щодо дослідження клімату на території держави, розробки сценаріїв можливих його змін та наслідків потепління в майбутньому, в тому числі й під впливом антропогенної діяльності [3]. У межах Кліматичної програми України (1998-2002 рр.) та інших досліджень було відзначено, що глобальне потепління, достовірно установлене за період

інструментальних спостережень, є визначальним у формуванні клімату України.

Для території України зміна клімату може мати значні негативні наслідки. За оцінками експертів найближчим часом слід очікувати зростання частоти негативних явищ несприятливих для господарської діяльності, перерозподілу по сезонах річкового стоку, виснаження водних ресурсів у південних регіонах країни, деградацію екосистем Чорного і Азовського морів, тощо. Наслідки змін клімату будуть відчуватися по території всієї України [4].

Розпорядженням Кабінету Міністрів України від 18 серпня 2005 р. № 346-р був затверджений Національний план заходів щодо реалізації положень Кіотського протоколу до Рамкової Конвенції ООН про зміну клімату, а указом Президента України від 12.09.2005 р. № 1239 Міністерство охорони навколишнього середовища України було визнане координатором діяльності, пов'язаної з виконанням зобов'язань передбачених вищезазначеною конвенцією.

У минулому сторіччі використання водного потенціалу підкорювалося інтересам прискореної індустріалізації, укріпленню обороноздатності країни і постійно зростаючих потреб національної економіки та населення у водних ресурсах. Масштабне водогосподарське будівництво, регулювання стоку річок за допомогою водосховищ і гідротехнічних споруд, створення єдиного водогосподарського комплексу негативно впливало на стан водних ресурсів України, погіршуючи їх кількісний і якісний стан.

В умовах глобального потепління наслідки зменшення водних ресурсів у поєднанні з діяльністю водогосподарських та промислових об'єктів у масштабах минулого століття може привести водні ресурси України до невідновлюваного стану. Погіршення якісного стану у сьогодення також багато в чому зумовлене традиційними методами екстенсивного ведення водного господарства: на більшості об'єктів заходи по охороні водних ресурсів широкомасштабно і комплексно не проводились [5].

Забруднення природних річкових вод викликає відповідне забруднення гірлових частин річок. У річках, які впадають у Чорне море, СПАР спостерігається у 70-80% випадків, пестициди – у 10-15%, нафтопродукти – у 70-90% [6].

Гирлові ділянки головних річок України (Дніпро, Південний Буг, Дністер, Дунай) та північно-західна частина Чорного моря, у яку впадають ці річки, є вразливими екосистемами, які підлягають значному антропогенному навантаженню, і гідрологічний та гідрохімічний стан яких буде постійно змінюватися в умовах глобального потепління.

В залежності від кліматичних умов буде змінюватись об'єм припливу прісних вод до акваторії. Від характеристик річкового стоку залежить рівень трофності вод і просторові масштаби розвитку гіпоксії та аноксії в придонному шарі акваторії в весняно-літній період, які призводять до втрати значної кількості біоресурсів північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ). З річковим стоком у ПнЗЧМ надходить переважна кількість біогенних речовин, що спричиняє збільшення первинної продукції органічної речовини, зростання рівня трофності та сапробності вод, наслідком чого є збідніння біорізноманіття вод ПнЗЧМ та погіршення умов існування вищих гідробіонтів. Річковий стік сприяє формуванню сезонного пікнокліну у весняно-літній період року, який перешкоджає газообміну між поверхневим та придонним шарами акваторії, й, таким чином, разом зі збільшенням припливу органічної речовини у придонний шар, стає причиною виникнення дефіциту кисню в придонному шарі акваторії.

Актуальність виконанного дослідження обумовлена змінами глобального клімату, які спостерігаються на протязі останніх десятиріч, та необхідністю передбачення їх впливу на гідрохімічний режим північно-західної частини Чорного моря за умов зміни водності великих річок. Це знайшло своє відображення у Постанові Кабінету Міністрів України (№ 468 від 10 квітня 2006 р.), де відмічається необхідність проведення заходів щодо

пом'якшення наслідків зміни клімату та забезпечення проведення досліджень, пов'язаних із змінами клімату.

Метою даного дослідження є оцінка впливу коливань клімату на характеристики гідрологічного та гідрохімічного режиму вод північно-західної частини Чорного моря на основі стохастичного моделювання річкового стоку за кліматичними сценаріями глобального потепління та імітаційного числового математичного моделювання гідрологічних та хіміко-біологічних процесів у морському середовищі.

Методи дослідження. Модель “клімат-стік” розглядає процес формування водних ресурсів у ланцюгу “клімат –кліматичний стік– підстильна поверхня - природний стік - водогосподарська діяльність – побутовий стік” і дозволяє визначати водні ресурси України в умовах глобального потепління на базі кліматичних сценаріїв змін глобального клімату. Модель розроблена та адаптована на даних про стік річок України [7].

Для оцінки впливу кліматичних змін на гідроекологічний режим морських вод розроблена та адаптована до умов ПнЗЧМ числова тривимірна нестационарна модель евтрофікації вод шельфових морських екосистем [8,9]. Модель складається з двох блоків: гідродинамічного (термогідродинамічна модель) і хіміко-біологічного. Параметри хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації калібровані за даними багаторічного екологічного моніторингу в Одеському районі ПнЗЧМ та 3-річного моніторингу (2005-2007 рр.) в прибережних водах о.Зміїний.

При виконанні проекту на основі стохастичної моделі “клімат-стік” визначені характеристики природного та побутового (порушеного господарською діяльністю) стоку рр. Дніпро, Південний Буг, Дністер, Дунай за сценаріями глобального потепління для умов одночасного (CCCM, GISS, GFDL, UKMO) та поступового (нестационарна модель GFDL) подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері на основі стохастичної моделі “клімат-стік”. Оцінено внески кліматичних факторів і чинників

господарської діяльності в очікуванні зміни водних ресурсів річок за кліматичними сценаріями.

Адаптована до умов північно-західного шельфу Чорного моря, калібрована і верифікована числова тривимірна нестационарна модель евтрофікації вод шельфових і пригирлових морських акваторій. На підставі результатів імітаційного моделювання оцінені очікувані зміни в просторовому розподілі гідрологічних і гідрохімічних характеристик вод північно-західної частини Чорного моря за нестационарним сценарієм GFDL для десятиріч 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у тому, що

- вперше, за допомогою оригінальної авторської стохастичної моделі «клімат-стік» отримано кількісні оцінки очікуваних змін не тільки природного, а й побутового (порушеного господарською діяльністю) стоку річок Дунай, Дніпро, Дністер, Південний Буг за різними сценаріями глобального потепління;
- розроблено, адаптовано до умов ПнЗЧМ, калібровано і верифіковано, успішно апробовано числову тривимірну нестационарну модель евтрофікації вод ПнЗЧМ, яка може застосовуватись для моделювання процесу евтрофікації вод в Причорноморських лиманах, які пов'язані з морем вузькими протоками, каналами.
- вперше, на підставі математично моделювання, отримані кількісні оцінки очікуваних змін в просторовому розподілі гідрологічних і гідрохімічних характеристик вод ПнЗЧМ за нестационарним сценарієм GFDL для десятиріч 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр.

Виконане дослідження сприяє розвитку теорії математичного моделювання екосистемних процесів в морському середовищі, методів і методології довгострокового прогнозування водних ресурсів річок під впливом кліматичних змін і антропогенних факторів, екологічного стану шельфових морських вод.

Проект спрямований на забезпечення виконання завдань Постанови Кабінету Міністрів України (№ 468 від 10.04.2006 р.), про необхідність проведення заходів щодо пом'якшення наслідків зміни клімату та забезпечення проведення досліджень, пов'язаних із змінами клімату, а також Національного плану заходів з реалізації положень Кіотського протоколу до Рамкової конвенції ООН про зміну клімату, Указу Президента України (від 20.07.2007 р. N 658/2007) та рішення Ради національної безпеки і оборони України від 15 червня 2007 року "Про стан та проблеми імплементації Україною Рамкової конвенції Організації Об'єднаних Націй про зміну клімату".

Отримані при виконанні проекту оцінки змін річкового стоку Дунаю, Дніпра, Дністра та Південного Бугу за різними сценаріями кліматичних змін можуть бути використані підрозділами Міністерства економічного розвитку і торгівлі, Міністерства екології і природних ресурсів, Міністерства агропромислової політики і продовольства, Державного агентства водних ресурсів України для планування упереджуючих заходів та управління господарською діяльністю України з метою пом'якшення наслідків зміни клімату для її економіки.

Міністерства екології і природних ресурсів, Міністерства агропромислової політики і продовольства, Державного агентства водних ресурсів України для планування та управління господарською діяльністю України з метою пом'якшення наслідків зміни клімату для її економіки.

Також результати проекту будуть використані підрозділами Міністерства екології і природних ресурсів, Державного агентства водних ресурсів України при розробці природоохоронних заходів для нормування антропогенного навантаження на природне середовище з метою збереження та раціонального використання природних ресурсів України, стабілізації та покращення екологічного стану великих річок України, вод північно-західної частини Чорного моря.

Апробація результатів досліджень відбувалася під час проведення міжнародних та вітчизняних наукових семінарів і конференцій: 2-му Всеукраїнському з'їзді екологів (23-26 вересня 2009 р. – м. Вінниця), Національній конференції з міжнародною участю «Математичне моделювання в екології» (1-5 червня 2009 р. – м.Пущіно, Росія), п'ятій науково-практичній конференції з міжнародною участю «Математичне та імітаційне моделювання систем МОДС'2010» (21-25 червня). -2010. – Київ, Україна; V з'їзді Гідроекологічного товариства України “Актуальні гідроекологічні проблеми континентальних і морських екосистем ”, (7-10 вересня 2010 року, м. Житомир, Україна); Міжнародній конференції “Global and regional climate changes”, (16-18 листопада, 2010, Київ, Україна); п'ятій Всеукраїнській науковій конференції “Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія”, (22-24 вересня 2011р. – Чернівці, Чернівецький національний університет), Міжнародній науково-практичній конференції «Екологічні проблеми Чорного моря» (29-30 жовтня, 2009 р., 28-29 жовтня, 2010 р.), Всеукраїнській науково-практичній конференції «Екологія міст та рекреаційних зон» (2-3 червня, 2011 р. – Одеса), 2-nd International conference (school) on Dynamics of coastal zone of non-tidal seas (26 – 30 June 2010, Baltiysk – Kaliningrad oblast, Russia), 2 звітній науково-технічній конференції науково-педагогічних працівників Одеського державного екологічного університету (27-28 січня 2011 р., Одеса, ОДЕКУ), 3rd Bi-annual BS Scientific Conference and UP-Grade BS-SCENE Project Joint Conference (1-4 November 2011. – Odessa, Ukraine).

Публікації. Результати досліджень представлені у одній монографії, одному посібнику, 35 наукових публікаціях, 18 з яких надруковані у періодичних фахових виданнях, рекомендованих ВАК України.

1 ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ ЗА СЦЕНАРІЯМИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ В УМОВАХ ВОДОГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

1.1 Сценарії глобального потепління та їх використання у прогнозах змін водних ресурсів України

У жовтні 1985 року на міжнародній конференції у м. Феллах (Австрія) вперше на міжнародному офіційному рівні було визначено загрозу глобального потепління, обумовленого парниковим ефектом антропогенного походження. В 1988 році програмою ООН по навколишньому середовищу та Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) було створено Міжурядову групу експертів по змінах клімату (МГЕЗК), яка є найбільш авторитетною міжнародною організацією, що займається оцінкою змін глобального та регіонального клімату у минулому, в теперішній час та у майбутньому. Доповіді експертів міжурядової групи публікуються кожні 5-6 років. Групою також розробляються рекомендації щодо використання існуючих моделей кліматичної системи для оцінки її змін у майбутньому під впливом природних та антропогенних факторів. Узагальнення, зроблені цією групою, створили наукову базу для прийняття Рамкової конвенції ООН по змінах клімату [10] у 1992 році. Верховна Рада України ратифікувала Рамкову конвенцію ООН про зміну клімату 25 жовтня 1996 р. і за процедурою ООН є її стороною з 11 серпня 1997 р.

Визначення впливу зміни клімату базується на змінах, викликаних подвоєнням вмісту вуглекислого газу (CO_2) в атмосфері. Загальне підсилення парникового ефекту є результатом впливу різних парникових газів. З метою спрощення побудови кліматичних сценаріїв, сумарний вплив

визначається як концентрація двоокису вуглецю, яка може викликати цей вплив, й має назву “еквівалентної концентрації двоокису вуглецю”.

Згідно четвертому звіту МГЕЗК протягом наступних 100 років викиди парникових газів слугуватимуть причиною подальших змін клімату. Констатовано, що одинадцять з 12-ти років (1995-2006) були найтеплішими роками за весь період інструментальних спостережень з 1850 р. Лінійна тенденція підвищення температури за останні 50 років складає 0.13°C , що майже в 2 рази більше, ніж за останні 100 років. Експерти МГЕЗК зробили висновки, що реакція клімату на вплив антропогенних чинників відбувається на фоні природних коливань клімату, часові масштаби яких тривають від декількох тижнів до декількох сторіч. У наукових звітах експертів МГЕЗК наводяться моделі клімату та оцінюється ступінь відповідності результатів моделювання даним спостережень. Розрахунки кліматичних характеристик за фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану (МЗЦАО), виконані для майбутнього, є основою сценаріїв глобального потепління.

В Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ) перші оцінки змін водних ресурсів України за сценарієм глобального потепління, базувались на трьох альтернативних сценаріях глобального потепління, рекомендованих у доповіді другої робочої групи МГЕЗК від 21 лютого 1991 р. [11], де надавалися оцінки змін середніх багаторічних величин температур повітря, опадів та вологи у ґрунті за зимовий (грудень-лютий) та літній (червень-серпень) сезони для таких великих територій як західна частина колишнього СРСР, Південна Європа та інших. Для здійснення розрахунків стоку величини наведених у сценаріях поправок та поправкових коефіцієнтів були віднесені до центрів виділених великих територій. Надалі значення шуканої характеристики визначалося для в кожній метеорологічній станції в залежності від її географічних координат з використанням інтерполяційних методів. Перехід від наведених у сценаріях сезонів до інших розрахункових періодів виконувався на основі апроксимаційних

залежностей, отриманих по матеріалах минулих років. Визначення середніх багаторічних величин стоку відбувалося за моделлю “клімат-стік”, розробленою в ОДЕКУ [7, 12]. Результати розрахунків майбутнього стану водних ресурсів України за цими сценаріями доповідалися на другій міжнародній конференції “Клімат та вода” (Фінляндія, 1998р.) [13].

У подальшому для оцінки наслідків глобального потепління експертами МГЕЗК були рекомендовані сценарії, розроблені за моделями загальної циркуляції атмосфери і океану: GISS, GFDL, CCCM, UKMO [14]. Сценарій GISS створений за моделлю інституту Годдарда з космічних досліджень, у якому чутливість до подвоєння концентрації вуглекислого газу CO_2 становить $4,2^{\circ}C$; сценарій GFDL - за моделлю Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить $4,0^{\circ}C$; сценарій CCCM за моделлю Канадського кліматичного центру, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить $3,5^{\circ}C$; сценарій UKMO – за моделлю Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, у якому чутливість до подвоєння CO_2 становить також $3,5^{\circ}C$.

Указані сценарії є оцінками змін клімату, які будуть мати місце внаслідок “раптового” подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері після завершення періоду термічної релаксації земної кліматичної системи. Більш реалістичними вважаються сценарії, в яких підвищення концентрації CO_2 розглядається в динаміці і відбувається поступово, зокрема на 1% на рік. Такий підхід дозволяє прослідкувати інерцію кліматичної системи, тобто відставання її реакції на зміни концентрацій парникових газів в атмосфері. До таких сценаріїв відноситься сценарій GFDL, побудований для нестационарного (перехідного) стану зростання вуглекислого газу в атмосфері.

Виходячи з того, що МЗЦАО не ураховують особливостей регіонального клімату, регіональні сценарії зміни клімату України на основі модельних даних були розроблені вченими освітянських та науково-

дослідних закладів України [15]. Для виконання цього завдання модельні розрахунки були надані Національним центром атмосферних досліджень США [16]. Як кліматичний базис, згідно із рекомендаціями [17], були обрані дані метеорологічних спостережень за період 1951-1980 рр.

Для побудови сценаріїв змін клімату в Україні використані такі методичні підходи:

- інтерполяція даних модельних розрахунків, отриманих для регулярної сітки, в базисні точки, тобто місця розташування метеорологічних станцій;
- визначення різниці між розрахунковими величинами температури повітря для умов $2 \times CO_2$ та $1 \times CO_2$ для кожної базисної точки з наступним додаванням цієї різниці до величини температури, що була отримана на основі даних спостережень;
- визначення відношення розрахункової кількості атмосферних опадів для умов $2 \times CO_2$ до розрахункової кількості опадів для умов з наступним множенням цього відношення на величину кількості опадів, що була отримана на основі даних спостережень.

На основі результатів розрахунків по МЗЦАО зміни кліматичних показників усереднені по Україні в цілому, а також по різних природно-кліматичних зонах [15].

Процедура побудови сценарію для перехідного стану дещо відрізнялася від процедури побудови сценарію для стану рівноваги і включала такі кроки:

- формування базисних кліматичних даних за період 1991-2007 рр.;
- вибірку результатів розрахунків по МЗЦАО для точок регулярної сітки, які попадають на територію України та суміжні території;
- інтерполяцію даних МЗЦ у базисні точки (місця розташування метеорологічних станцій);
- комбінування отриманих даних з даними про базисний клімат.

Дані про базисний клімат формувались шляхом повторень за період 1951-1980 рр. Зважаючи на те, що вихідні дані моделі GFDL для перехідного

стану були в наявності тільки для середин першого, четвертого, сьомого та десятого сторіччя від початку розрахунків, щорічна інформація отримувалась шляхом лінійної інтерполяції.

Окрім регіональних сценаріїв змін клімату, запропонованих українськими вченими, в ОДЕКУ для розрахунку стоку річок Закарпаття в умовах глобального потепління використовувались регіональні сценарії Словаччини [18]. В 1994-1997 рр. Словацька республіка брала участь у другому турі Американської програми досліджень, що був проведений за участю американського Управління по охороні навколишнього середовища. Від CSMT (Американське керівництво досліджень країни) Словаччина одержала п'ять моделей загальної циркуляції, три з яких були відібрані для регіоналізації (CCCM, GISS, GFDL).

Результати розрахунків, отримані для території Закарпаття по адаптованих для Словаччини і України прогнозних сценарних даних, показали, в основному, їх відповідність. Виняток становив сценарій GISS, згідно якого в роботах українських вчених збільшення опадів при подвоєнні концентрації CO₂ відбудеться в 1,06 рази, а за даними словацьких вчених – в 1,14 рази. В результаті розрахунків за сценарієм GISS отримано, що водні ресурси за даними українських вчених зменшаться на 25-31%, а за даними словацьких вчених – на 1-6% [19].

У більш сучасних моделях загальної циркуляції атмосфери і океану МЗЦАО [20] (“сценарії викидів” або сценарії a1,b1,a1b) розглядаються не тільки зміни глобального клімату, а й його регіональні аспекти. Так, просторовий розподіл останньої версії моделі Лабораторії геофізичної гідродинаміки (GFDL) становить 2° широти × 2.5° довготи [21], що дозволяє проводити дослідження змін клімату України у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами 43.5° та 53.5° і довготами 21.25° та 41.25°. Проте, перехід до оцінки кліматичних характеристик України знаходиться в стадії розробки [22, 23].

Для оцінки ступеню впливу змін клімату на річковий стік використовуються 2 основних підходи [24]. За першим підходом виконується розрахунок коливань водності на основі великомасштабних моделей МЗЦАО. За другим підходом використовують сценарні дані про кліматичні зміни, які застосовують у регіональних моделях стоку. Найчастіше для розрахунків використовують водно-балансові моделі. Так, в ОДЕКУ під керівництвом проф. Гопченка та проф. Лободи Н.С., була розроблена модель “клімат-стік”, яка базується на рівнянні водно-теплового балансу з подальшим імітаційним стохастичним моделюванням побутового стоку, що формується в результаті взаємодії природного стоку та водогосподарських перетворень. Модель була використана для розрахунків річного стоку в умовах глобального потепління на основі даних кліматичних сценаріїв [25]. Балансовий підхід використовувався також вченими Молдови [26]. У роботі [15] А.І. Шерешевський наводить результати розрахунків стоку річки Дніпро з використанням сценарних даних (GFDL, UKMO, MPI), які базуються на моделі відтворення природного стоку на основі розрахунків трансформації витрат води та водно-балансовій моделі, розробленій у Санкт-Петербурзькому гідрологічному інституті.

Результати більшості прогнозів змін водних ресурсів України в умовах глобального потепління при використанні сценаріїв нестационарних (перехідних) моделей (GFDL, MPI) сходяться до того, що водність річок буде зменшуватися. Так, за А.І. Шерешевським при підвищенні концентрації вуглекислого газу на 30 % зменшення річного стоку всіх водозборів р.Дніпро згідно із даними моделі GFDL буде знаходитися в межах від 13 до 36 %, а за моделлю MPI (модель інститут Макса Планка) зниження стоку може досягти 50 %.

Що стосується розрахунків водних ресурсів з використанням даних сценаріїв раптового подвоєння концентрації, то вони дещо різняться, оскільки автори використовували різні моделі формування стоку, а передбачувані сценаріями прогнози мають довгостроковий характер.

1.2 Зміни водних ресурсів України у сучасних кліматичних умовах

Вибір того чи іншого сценарію змін клімату та водних ресурсів для обрання стратегії розвитку водного господарства України повинен спиратися на відповідність спрогнозованих за сценаріями та спостережених даних. Тому відомості про фактичні зміни характеристик стоку та водного режиму у сучасності набувають великого значення.

Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку з станом поверхневих водних ресурсів України проводилися у кінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського [27, 28], який установив основні тенденції щодо змін кліматичних, гідрологічних характеристик й показників підтоплення та забруднення води наприкінці ХХ та на початку ХХІ сторіччя; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [29], у роботах яких відмічається зменшення випаровування з водної поверхні, особливо у східних та південних територіях України. Дослідження сучасних змін снігового покриву [30] та формування максимального стоку річок у період весняної повені проводилися В.О. Войцехович та Л.І. Лузан [31], Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзановою [32], С.В. Василенком [33], Н.С. Лободою та С.В. Мельником [34, 35], де відмічаються тенденції до зменшення максимальних витрат весняного водопілля і відповідного зменшення річного стоку наносів. Особливості формування дощових паводків у сучасний період розглянуті у роботах М.М. Сусідко та Н.В. Приймаченко [36]. Зміни внутрішньорічного та мінімального стоку і гідролого-хімічних характеристик р.Дніпро, які відбувалися на протязі останніх десятиріч, детально проаналізовані у монографії вчених Київського Національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом В.К. Хільчевського [37]. Разом із водним режимом у результаті глобального потепління установлені зміни льодового режиму річок [38, 39, 40-42]: скорочується тривалість стійкого

льодового покриву, змінюються на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ, а скресання річок відбувається раніше, зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці та зменшується товщина льодового покриву.

Дослідження змін у характері впливу атмосферних процесів, які діють над Україною, на кліматичні чинники формування стоку і самі характеристики стоку розглянуті у роботах С.І. Сніжка [24], Н.С. Лободи та А.А. Коробчинської [43, 44, 45], В.М. Хохлова [46, 47], де відзначається посилення ролі Північно-Атлантичного коливання над територією України.

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних характеристик та характеристик водного режиму річок у межах усієї України виконане В.В.Гребінем [48] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. Шляхом аналізу багаторічних коливань середньої річної температури повітря установлений “переломний 1989 рік”, починаючи з якого прояв потепління чітко проявився у межах усієї України. Зміни кліматичних і гідрологічних характеристик оцінювались порівнянням їх середніх величин за період з початку спостережень до 1988 року та період з 1989 по 2008 рр. Установлено, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0.8°C . Найбільший внесок у зміну річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (навесні та восени). Зміна ресурсів тепла та вологи обумовила зменшення снігового та збільшення підземного живлення річок. Частка весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку річок зменшилася з 42-53 % до 35-37 %. Об’єм зимового стоку зменшився несуттєво. Терміни лімітуючих періодів та сезонів залишилися без змін. Весняні максимуми змістилися на більш ранні терміни, а максимальні витрати весняного водопілля зазнали зменшення на

57 %. Значно менше глобальне потепління вплинуло на паводки теплового періоду року.

Оскільки головною характеристикою поверхневих водних ресурсів України є річний стік її річок, зупинимося на результатах досліджень В.В. Гребіня відносно змін річного стоку. За період 1989-2008 рр. зростання річних витрат стоку відбулося у Дніпровсько-Сіверськодонецькій (+22 %), Прут-Дністровській (+9 %), Бузько-Дністровській (+5 %), Деснянській (+1 %) ландшафтно-гідрологічних провінціях. Зменшення річних витрат за цей же період установлене для Лівобережно-Дніпровської (-11%), Причорноморсько - Приазовської (-8 %), Нижньобузько-Дніпровської (-4 %), Дністровсько-Дніпровської провінцій (-4 %). Для окремих річок Причорноморсько-Приазовської провінцій зменшення річного стоку за 1989-2008 рр. досягло 40 % [49]. Якщо визначати зміни середніх річних витрат у межах водозборів річок, то можна виділити тенденції до зростання річного стоку на таких водозборах як р.Західний Буг – м.Кам'янка Бузька до 27 %, р.Дністер-м.Самбір до 23 %, р.Десна – с. Розльоти до 10 %, а також на правобережних притоках Прип'яті та річках, що беруть початок з Донецької височини, на 3-14 % . Зменшення водних ресурсів установлене на водозборі р. Сіверський Донець – м. Чугуїв до 3 %, більшості незакарстованих річок Приазов'я та Причорноморської низовини (від 4 до 40 %).

1.3 Теоретичні основи моделі “клімат-стік” та її практичне застосування

Модель “клімат-стік” розроблена в Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи. Вона складається з двох частин. Перша частина спрямована на вирішення задачі оцінки водних ресурсів за метеорологічною

інформацією, друга – на вирішення задачі оцінки водних ресурсів в умовах водогосподарських перетворень (зрошування, осушування, перекид стоку, водоспоживання води населенням).

Основну частину водних ресурсів України становлять поверхневі води, які формуються та існують безпосередньо на денній поверхні, тобто води природних (озер) та штучних водойм, водотоків. Інтегральною характеристикою водних ресурсів значних територій є річний стік її річок [50]. Таким чином, при оцінці водних ресурсів України, головна увага має приділятися визначенню характеристик річного стоку з подальшим переходом до більш коротких інтервалів розрахунків.

Теоретичним базисом першої частини моделі є рівняння водно-теплового балансу, за яким величини стоку визначаються на основі метеорологічних даних. Друга частина моделі базується на імітаційному стохастичному моделюванні з використанням рівнянь водогосподарських балансів. На вході імітаційної стохастичної моделі використовуються статистичні параметри річного стоку, визначені за метеорологічними даними.

Модель, яка у розрахунках стоку спирається на використання метеорологічної інформації, дозволяє оперувати даними кліматичних сценаріїв глобального потепління і отримувати на виході характеристики стоку у нових кліматичних умовах з урахуванням наслідків водогосподарської діяльності.

1.3.1 Обґрунтування теоретичних положень моделі щодо вирішення задачі оцінки природного стоку

Моделі виду "клімат - стік" спираються на використання у розрахунках стоку метеорологічних характеристик. Найпростішою з таких моделей є рівняння водного балансу за багаторічний період, коли стік можна розглядати як "продукт клімату"

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} , \quad (1.1)$$

де $\bar{X}, \bar{E}, \bar{Y}$ - річні норми опадів, випаровування та стоку, відповідно.

У повсякденній практиці рівняння водного балансу використовується для ув'язування та контролю виміряних чи розрахованих складових водного балансу, а також для визначення окремих складових водного балансу зворотним розрахунком. При цьому рівняння водного балансу вирішується, в залежності від поставленої задачі, або щодо стоку, або щодо випаровування з поверхні суші. У межах водозбору можуть бути безпосередньо обмірювані тільки опади і сумарний стік. У випадку оцінки норми річного стоку за допомогою рівняння водного балансу задача зводиться до визначення норми випаровування з поверхні суші

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} . \quad (1.2)$$

Структура водного балансу ділянки суші тісно зв'язана з його тепловим балансом, тобто з надходженням і перетворенням діяльною поверхнею та діяльним шаром ґрунту тепла сонячної радіації. Ця обставина обумовила потребу розглядати задачу визначення елементів водного балансу разом з теплоенергетичним балансом земної поверхні. Перспективи сумісного вирішення водного та теплоенергетичного балансів поверхні суші розглядалися багатьма авторами (Е.М.Ольдекоп, 1904; М.А.Веліканов, 1928; М.І.Будико, 1948). Як найбільш оптимальний, був визнаний підхід, запропонований В.С. Мезенцевим [51]. Процес теплообміну в будь-якій точці простору і за будь-який проміжок часу представлений ним у вигляді складових приходу й витрат енергії

$$R^{+} + P^{+} + B_1 - B_2 = LE + P^{-} + I_H - LC , \quad (1.3)$$

де R^{+} - позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу;

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 ΔB);

I_H - довгохвильове випромінювання земної поверхні суші у нічні години доби;

LE - витрата тепла на випар;

P^- - витрата тепла на нагрівання повітря (негативна частина турбулентного теплообміну);

L - скрита теплота випаровування або конденсації;

LC - прихід тепла за рахунок конденсації.

Позитивна складова R^+ радіаційного балансу визначається як різниця між короткохвильовою радіацією R_K , що надходить до земної поверхні в денну частину доби, та водночас компенсується її довгохвильовим випромінюванням з земної поверхні I_D

$$R^+ = R_K - I_D, \quad (1.4)$$

де I_D - баланс довгохвильового випромінювання (випромінювання земної поверхні за мінусом противипромінювання атмосфери) у денні і частково сутінкові години доби.

Ліва (прибуткова) частина рівності (1.3) розглядається як граничні ресурси енергії, які забезпечують процес випаровування у визначених кліматичних умовах й називається “теплоенергетичними ресурсами клімату”

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (1.5)$$

де E_m - так званий “теплоенергетичний еквівалент”, тобто шар води, що міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування було витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}. \quad (1.6)$$

Таким чином, теплоенергетичний еквівалент E_m - це величина, яка за своїм фізичним змістом близька до величини E_0 - випаровуваності або максимально можливого випаровування, що визначалася багатьма авторами як верхня межа випаровування, але інтерпретувалася по-різному: "випар зі зволоженої поверхні" (М.І. Будико [52]); "випаровування з водної поверхні при тім же комплексі метеорологічних умов, що і над сушею" (Н.А.Багров [53]); "випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологості" (А.Р. Константинов, [54]). На відміну від цих авторів В.С.Мезенцеву вдалося надати однозначний фізичний зміст поняттю “випаровуванність”.

Права чи видаткова частина рівняння теплового балансу позначається як “сумарний теплообмін” T , обумовлений нагріванням приземного повітря за рахунок турбулентного обміну і нічним ефективним випромінюванням земної поверхні (без противипромінювання атмосфери). Тоді (1.3) можна представити у вигляді

$$LE_m = LE + T. \quad (1.7)$$

Теоретичними границями зміни складових рівняння (1.7) є

$$LE_m \geq LE \geq 0 \quad (1.8)$$

$$LE_m \geq T \geq 0 \quad (1.9)$$

Іншими словами, витрати тепла на фактичне випаровування та сумарний теплообмін завжди менше теплоенергетичних ресурсів клімату, тому що в природі завжди спостерігаються витрати тепла.

У роботі С.І. Харченка [55] відзначається, що поділ складових теплового балансу на позитивні і негативні неправомірний внаслідок того, що “за позитивною частиною R^+ й P^+ у сезонному і добовому ході метеорологічних елементів ідуть періоди з негативною частиною R^- і P^- , які знижують суми позитивних значень накопичених у попередній період”. Однак, саме приплив короткохвильової радіації R^+ , що є різницею поглиненої радіації та денного довгохвильового (ефективного) випромінювання, обумовлює нагрівання діяльного шару ґрунту (разом з рослинним покривом) й формує над земною поверхнею гігromетричну і термічну напруженість – випарну здатність повітря. Разом з адвективним теплом P^+ величина R^+ (за мінусом зміни теплозапасів у ґрунті ΔB) складає енергетичні ресурси процесу сумарного випару. Що стосується величини R_0 , запропонованої М.І. Будико [56] й названої “радіаційним балансом зволоженої поверхні”, то її фізичний зміст більш невизначений, ніж R^+ , тому що не зазначено, що це за зволоження - на рівні повної вологоємності ґрунту чи найменшої. Очевидно наступне: максимально можливе випаровування є верхньою межею випаровування й визначається теоретично, на основі рівняння теплового балансу.

Рівняння водного та теплового балансів містять у собі загальну складову - випаровування з поверхні суші. Для визначення стоку необхідно, насамперед, розрахувати випаровування на основі складових теплового балансу. У цьому аспекті підхід, запропонований В.С. Мезенцевим, являє собою подальший розвиток наукових досягнень Е.М. Ольдекопа, Н.А. Багрова, Л. Тюрка, М.І. Будико, які намагалися встановити

співвідношення між загальним зволоженням території та прирощуванням випаровуваності. Загальне рівняння водного балансу для ділянки суші представлено В.С. Мезенцевим таким чином

$$H = E + Y, \quad (1.10)$$

де H - характеристика зволоження території.

Під характеристикою зволоження H розуміють опади X , що випадають за розрахунковий період, зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті й у водоносних горизонтах $Y_{ГР1} - Y_{ГР2}$ за цей же період

$$H = X + w_1 - w_2 + Y_{ГР1} - Y_{ГР2}. \quad (1.11)$$

Уведення характеристики теплоенергетичних ресурсів у рівняння водного балансу досягається діленням лівої і правої частин рівняння (1.10) на величину E_m

$$\frac{H}{E_m} = \frac{E}{E_m} + \frac{Y}{E_m}. \quad (1.12)$$

Складові рівняння водного балансу H, E, Y позначаються як $\beta_H, \beta_E, \beta_Y$ й рівняння водного балансу приймає вигляд

$$\beta_H = \beta_E + \beta_Y. \quad (1.13)$$

Граничні умови набувають виду

$$0 \leq \beta_E \leq 1 \text{ при } 0 \leq \beta_H \leq \infty \text{ та } 0 \leq \beta_Y \leq \beta_H \leq \infty. \quad (1.14)$$

Після диференціювання рівняння (1.13) за величиною співвідношення ресурсів вологи і тепла β_H , одержане рівняння [51]

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1. \quad (1.15)$$

Розглядаючи перші часткові похідні як тангенси кутів нахилу дотичних до осі β_H , що доповнюють один одного до одиниці, В.С. Мезенцев зробив наступні висновки про теоретичні границі зміни складових рівняння (1.15):

для випадку, коли

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} = \operatorname{tg} \varphi_1 = 0 \text{ і } \varphi_1 = 0^\circ, \text{ то } \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = \operatorname{tg} \varphi_2 = 1 \text{ та } \varphi_2 = 45^\circ, \quad (1.16)$$

а якщо

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} = \operatorname{tg} \varphi_1 = 1 \text{ і } \varphi_1 = 45^\circ, \text{ те } \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = \operatorname{tg} \varphi_2 = 0 \text{ та } \varphi_2 = 0^\circ. \quad (1.17)$$

Далі В.С. Мезенцев звернувся до апроксимації, тобто до наближеного аналітичного виразу виявлених закономірностей. При цьому задається деяка функція F , що, по-перше, задовольняє отриманим теоретичним межам, а, по-друге, відображає природні процеси формування водних ресурсів, а також ресурсів зволоження і тепла. Якщо прийняти $F = \frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H}$, коли F являє собою

збільшення випару при зміні ресурсів зволоження, то можна скористатися існуванням залежності інтенсивності випару від нестачі насичення повітря вологою. Величину $\beta_E = E / E_m$ можна уподібнити до відносної вологості повітря, тоді різниця $1 - E / E_m$ розглядається як характеристика відносної нестачі насичення. Однак у природних умовах частина вологи, що випарувалася, виноситься за межі розглянутої ділянки суші разом з повітряними масами. З цієї причини “дійсна нестача насичення за більш-менш тривалі розрахункові проміжки часу, як правило, більше зазначеної

різниці” [51] і збільшення випаровування в залежності від загального зволоження території апроксимується функцією виду

$$F = \frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} = (1 - \beta_E^n)^{\frac{n+1}{n}}, \quad (1.18)$$

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

Після інтегрування останнього виразу часткове рівняння зв'язку між складовими водного і теплового балансів представлено В.С. Мезенцевим [51] у такий спосіб

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.19)$$

або з урахуванням складових (1.12)

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.20)$$

Фізична сутність параметра n встановлена таким чином. Серед безлічі значень β_H , що змінюються в межах від 0 до ∞ , існує $\beta_H = 1,0$, тобто рівність зволоження і теплоенергетичних ресурсів. Підстановка умови $H = E_m$ в (1.18) й використання рівняння водного балансу дозволяють отримати такий вираз

$$n = \frac{-0,301}{\lg(1 - \eta_0)}, \quad (1.21)$$

де η_0 - коефіцієнт стоку в умовах рівності вологи і тепла.

З урахуванням (1.20) рівняння водного балансу (1.10) прийме вигляд

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.22)$$

Рівняння (1.22) містить складову, яка входить у тепловий баланс земної поверхні, - випаровування з поверхні суші E (1.18), у зв'язку з чим вираз (1.22) називають рівнянням водно-теплого балансу.

Балансове співвідношення (1.22), виражене щодо величини стоку, можна представити в такий спосіб

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.23)$$

У випадку, коли розрахунковий шар дорівнює глибині залягання ґрунтових вод, чи при глибокому заляганні ґрунтових вод (що характерно для степової і пустельної зон), рівняння (1.11) та (1.23) перетворюються до вигляду

$$H = X + w_1 - w_2; \quad (1.24)$$

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.25)$$

При незбігу розмірів та границь поверхневого й підземного водозборів може виникнути додатковий приплив (в області розвантаження карсту) чи відтік (в області живлення карсту) підземних вод, який враховується у рівнянні водного балансу як складова ($Y_{Г1} - Y_{Г2} = \Delta Y_{ГР}$).

Різниця $w_1 - w_2$, яка являє собою змінення вологовмісту розрахункового ґрунтового шару, приймає істотні позитивні і негативні значення у внутрішньорічні періоди (місяці, декади) і в окремі роки (групи років). У середньому ж, для багаторічного періоду виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (1.26)$$

у зв'язку з чим балансове співвідношення (1.25) приймає такий вид

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.27)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ - середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів і теплоенергетичного еквівалента, відповідно;

n - інтегральний показник, який відображає умови формування стока на водозборі, й приймається рівним 3 [51].

Норма річного стоку, розрахована за (1.27), визначається кліматичними факторами - нормами річних опадів й максимально можливого випаровування, які підкоряються закону географічної зональності та можуть бути представлені у вигляді карт ізоліній. Отже, розраховані при постійному n величини стоку залежать лише від співвідношення ресурсів тепла $\bar{E}_m$ і вологи $\bar{X}$ та відображають їхню взаємодію. Норма річного стоку, обчислена по балансових співвідношеннях, які включають до себе тільки характеристики клімату, має назву "норми кліматичного стоку" і надалі буде позначатися як $\bar{Y}_K$.

Величина LE_m , представлена рівнянням (1.5) визначає граничні або максимально можливі енергетичні ресурси клімату, а значення шару максимально можливого випаровування E_m (1.6) розглядається як теплоенергетичний еквівалент, що дозволяє оцінювати ці ресурси. Найбільші труднощі при використанні (1.6) викликає визначення величини $B_1 - B_2$ - зміни запасів тепла в діяльному шарі ґрунту. Однак, у цілому за рік і тим більше за багаторічний період виконується умова $B_1 - B_2 = 0$, отже

$$\bar{E}_m = \frac{\bar{R}^+ + \bar{P}^+}{L}, \quad (1.28)$$

де $\bar{E}_m$ - норма (середня багаторічна величина) максимально можливого випаровування;

$\bar{R}^+, \bar{P}^+$ - норми позитивних складових рівняння теплового балансу підстильної поверхні.

Дані про річні складові радіаційного балансу містяться у матеріалах спостережень актинометричних станцій. Позитивна складова радіаційного балансу визначається як різниця між короткохвильовою частиною радіаційного балансу підстильної поверхні та її довгохвильовим випромінюванням. Що стосується позитивної (спрямованої до земної поверхні) складової турбулентного теплообміну P^+ , то його величина складає лише близько 20 % від річної суми розрахункового турбулентного теплообміну в денний час, коли потік тепла спрямований нагору від поверхні і не перевищує 10-15 % від річного радіаційного балансу. В.С. Мезенцевим [51] запропоновано емпіричну формулу для розрахунку річної величини P^+

$$P^+ = 28,5 - 0,082R, \text{кДж} / \text{см}^2, \quad (1.29)$$

де R - величина річного радіаційного балансу.

Таким чином, при $R = 0$ річна величина P^+ складає $28,5 \text{кДж} / \text{см}^2$, а при $R < 0$, позитивна складова турбулентного теплообміну буде зростати. У межах України позитивна складова турбулентного теплообміну змінюється незначно - від 12,4 до 16,7 $\text{кДж} / \text{см}^2$ у рік.

Підхід до визначення стоку на основі водно-теплового балансу за модифікацією В.С. Мезенцева був використаний для розроблення моделі “клімат-стік” для визначення природного стоку річок України.

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.

Число актинометричних станцій у межах України (менш 20) обмежене і є недостатнім для детального опису просторового розподілу теплоенергетичних ресурсів клімату. Оскільки температурний режим України в значній мірі обумовлений надходженням сонячної радіації до земної поверхні, для розрахунків $\bar{E}_m$ за даними метеорологічних станцій Гопченком Є.Д. та Лободою Н.С. [57] було отримано залежність величини $\bar{E}_m$ від температурних характеристик літнього періоду, коли переважає антициклональна погода з малою хмарністю і слабкими вітрами [58]

$$\bar{E}_m = 0,224 \sum \bar{T}_{>10} + 226, r = 0.91; \quad (1.30)$$

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_{V}^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0,94; \quad (1.31)$$

$$\bar{E}_m = 0,209 \sum \bar{T}_{>0} + 179, r = 0.87, \quad (1.32)$$

де $\sum \bar{T}_{>10}$ – сума температур повітря більше 10 °С;

$\sum_{V}^{IX} \bar{T}_M$ – сума норм середньомісячних температур повітря за літній

період (із травня по вересень, включно).

$\sum_{V}^{IX} \bar{T}_M$ – сумма норм среднемесячных температур воздуха за летний

период (с мая по сентябрь, включительно);

$\sum \bar{T}_{>0}$ – сума температур повітря більше 0 °С;

r – коефіцієнт кореляції.

За даними метеорологічних станцій та постів України (більше 300) були розраховані та представлені у вигляді карт ізоліній річні норми

максимально можливого випаровування, опадів та кліматичного стоку рівнинної частин України, розроблені як для Північно-Західного Причорномор'я [59], так і для всієї України в цілому [7]. На відміну від норм річного стоку, розрахованих за даними вимірювань, величини норм кліматичного стоку є характеристиками, які відносяться не до центрів тяжіння водозборів, а до метеорологічних станцій. Побудова карт ізоліній виконана на топографічній 1:500000. Для Українських Карпат та Гірського Криму були розроблені залежності кліматичних факторів норм опадів та максимально можливого випаровування від висоти місцевості [60, 61]. Кліматичний стік ототожнюється з природним (непорушеним водогосподарською діяльністю) зональним стоком річок [57]. Для малих та середніх річок, де формування стоку залежить не тільки від кліматичних умов, а й від факторів підстильної поверхні, розроблена методика визначення коефіцієнтів переходу від кліматичного стоку до природного [62-66]. Коефіцієнти переходу розраховуються на основі регресійних рівнянь, де предиктори – показники підстильної поверхні.

Апробація моделі виконана за даними водозборів, розташованих у різних географічних зонах України (басейни рр.Сіверський Донець, р.Дніпро, р.Південний Буг, р.Дністер, басейни річок Прут та Тиса, басейни річок Гірського Криму). Співставлення характеристик річного стоку, визначених за моделлю, з фактичними, визначеними за даними спостережень на річках, показало їхній задовільний збіг. Відносна середня квадратична похибка розрахункових характеристик стоку не перевищує допустиму точність розрахунків норм річного стоку.

На основі аналізу даних розрахунків рядів кліматичного рівнянням стоку за рівнянням водно-теплогового балансу в ОДЕКУ [59] для річок України був отриманий наступний математичний вираз, який дозволяє визначати коефіцієнт варіації річного стоку невивчених річок в залежності від норми кліматичного стоку

$$C_{VK} = \frac{C_{V\max}}{\left(\frac{\bar{Y}_K}{10}\right)^{0,60}}, \quad (1.33)$$

де C_{VK} – коефіцієнт варіації кліматичного річного стоку;

$C_{V\max} = 1.5$ – максимальне значення коефіцієнта варіації річного стоку, яке відповідає мінімальному значенню норми кліматичного стоку у межах України - $\bar{Y}_K = 10 \text{ мм}$.

Відношення C_{SK}/C_{VK} приймається згідно із районуванням [7] за результатами узагальнень на базі методу сумісного аналізу при використанні три параметричного гама –розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля [67].

Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку використовувались для визначення природного річного стоку невивчених у гідрологічному відношенні територій (Північно-Західне Причорномор'я, Степовий Крим, Нижнє Подніпров'я), для відновлення рядів природного стоку на територіях із значними водогосподарськими перетвореннями [68,69], з метою оцінки гідроенергетичного потенціалу річок України [70], для передбачення стану водних ресурсів України у майбутньому.

1.3.2 Обґрунтування теоретичних положень моделі щодо вирішення задачі оцінки природного стоку річок в умовах глобального потепління

Визначення характеристик норм річного стоку в умовах змін клімату відбувається шляхом розрахунків складових водно-теплового балансу (1.27) згідно з даними сценаріїв глобального потепління [13,25]

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m(T + \Delta T) \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m(T + \Delta T)} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.34)$$

де $\bar{Y}'_K$ - норма річного стоку в змінених кліматичних умовах, розрахована за метеорологічними даними (мм);

$\bar{E}_m$ - норма максимально можливого випаровування, яка визначається за даними про температуру повітря (мм);

$\bar{X}$ - вихідна норма річних опадів (мм);

$\Delta\bar{X}$ - зміна сумарних опадів за сценаріями;

$\Delta\bar{T}$ - зміна температур повітря, яка визначає величину максимально можливого випаровування;

$\bar{E}'_m$ - норма максимально можливого випаровування у сценарних кліматичних умовах.

Для визначення норм максимально можливого випаровування в умовах змін клімату може бути використана емпірична залежність $\bar{E}_m$ від сум температур літнього (травень - вересень) сезону, представлена емпіричним

рівнянням (1.31). Величини $\sum \frac{IX}{V} T_M$ коректуються відповідно до прогнозу змін

температури повітря в приземному шарі атмосфери $\Delta t^\circ\text{C}$. Якщо прогнозована зміна опадів була представлена у виді поправкових коефіцієнтів k_X , то кількість опадів приймалася рівною

$$\Delta X = k_X X. \quad (1.35)$$

Було досліджено чутливість кліматичного стоку, розрахованого за моделлю “клімат-стік”, до змін метеорологічних характеристик. На основі числових експериментів встановлено, що зміна норм кліматичного стоку

стає значущою при зміні річних опадів на $\pm 3,5\%$ за рік або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2,5^\circ \text{C}$. Передбачувані зміни метеорологічних характеристик, наведені в сценаріях, перевищують зазначені межі й, отже, згідно сценаріям ВМО водні ресурси України можуть досить суттєво реагувати на зміни регіонального клімату [25].

Оцінка середнього багаторічного стоку річок України (Полісся, Сіверський Донець, Дністер, Крим, Північно-Західне Причорномор'я) виконувалася відповідно до результатів прогнозу змін кліматичних характеристик за кліматичними сценаріями [71-74] у межах Кліматичної програми України.

1.3.3 Теоретичні положення моделі “клімат-стік” щодо вирішення задачі оцінки побутового стоку

Динаміка водних ресурсів, які підлягають впливу змін клімату в умовах водогосподарських перетворень, описується таким диференціальним рівнянням [75]

$$\frac{\partial Y}{\partial t} + L(\Lambda, Y) = \varepsilon, \quad (1.36)$$

де Y - характеристика водних ресурсів водозбору;

L - характеристика внутрішніх впливів, під якою слід розуміти вплив чинників підстильної поверхні, включаючи водогосподарську діяльність, на водні ресурси;

ε - характеристика зовнішніх впливів на водні ресурси, до яких відносяться кліматичні зміни;

Λ - характеристики фізичних, геометричних, морфологічних та інших параметрів водозбору;

t - час.

Після інтегрування (1.36), отримаємо

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y) dt + \int \varepsilon dt, \quad (1.37)$$

де $Y(t)$ - водні ресурси водозбору, які змінюються в часі;

$Y(t_0)$ - початковий стан системи, тобто стан водних ресурсів до початку змін глобального клімату при відсутності водогосподарської діяльності. Початковий стан системи має назву природного (так званий природний стік).

Зміни стоку при дослідженні водогосподарських перетворень можуть бути описані рівняннями водогосподарських балансів, у яких природний річний стік розглядається як початковий стан гідрологічної системи, а побутовий як результат водогосподарської діяльності

$$W_{\text{ПОБ}} = W_{\text{ПР}} - \Delta W_3 + \Delta W_{\text{СК}}, \quad (1.38)$$

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

ΔW_3 – вилучення вод з поверхневих водотоків;

$\Delta W_{\text{СК}}$ – скидання вод у поверхневі водотоки.

Рівняння водогосподарських балансів містять у собі складові, які мають стохастичну природу (річний стік, опади, випаровування з водної поверхні, водоспоживання води рослинами та інше), що дозволяє застосовувати до розрахунків стоку засоби імітаційного стохастичного моделювання [76]. З урахуванням ймовірнісної природи водогосподарських балансів рівняння (1.38) набуде вигляду

$$Y_{Pt} = f(P_t(Y_{\text{ПР}})) + Y_{\text{АНТР.}}/t=P_t, \quad (1.39)$$

де Y_{Pt} - розрахункове значення гідрологічної характеристики проектної забезпеченості P_t ;

$f(P_t(Y_{ECT}))$ - розрахункове значення гідрологічної характеристики у природних умовах;

$Y_{АНТР./t=P_t}$ - значення складової стоку, яке обумовлене впливом водогосподарської діяльності у майбутньому з P_t -ю розрахунковою забезпеченістю.

Рівняння (1.37) та його ймовірнісна форма (1.39) є теоретичною основою імітаційного моделювання стану водних ресурсів під впливом антропогенних чинників [77]. На вході у модель “клімат-стік” використовуються статистичні характеристики природних водних ресурсів, які підлягають зовнішнім (кліматичним) змінам та внутрішнім, пов’язаним із зміною умов формування стоку на водозборі). Масштаби водогосподарських перетворень (площі осушених боліт, площі водної поверхні штучних водойм, площі зрошуваних сільськогосподарських масивів та інш.) входять до складової Λ . Задача оцінки впливу водогосподарської діяльності на стік зводиться до пошуку оператора перетворення L початкового стану гідрологічної системи. На виході моделі отримуються статистичні характеристики трансформованого водогосподарською діяльністю (побутового) стоку.

Стохастичне моделювання виконувалось в два етапи. На першому етапі генерувались ряди природного річного стоку тривалістю в декілька тисяч років на основі стохастичної моделі простого ланцюга Маркова [78]. Використана стохастична модель річного стоку, яка базується на лінійній кореляції між величинами забезпеченостей з наступним переходом до нелінійної кореляції між величинами стоку, розподіленими за трьох параметричним гама-розподілом [79]. Входом у стохастичну модель є статистичні параметри природного стоку, визначені на основі розрахунків

кліматичного стоку. На другому етапі генеруються ряди побутового стоку на базі рівнянь водогосподарських балансів, представлених у ймовірнісній формі [7].

Вирішення проблеми оцінки характеристик стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах досягається шляхом стохастичного моделювання, при якому виконуються імітаційні експерименти. У ході чисельних імітаційних експериментів описуються різні ситуації, пов'язані як із змінами клімату, так і із зміною масштабів водогосподарської діяльності на водозборах річок [7].

Стохастичне моделювання рядів побутового стоку виконувалося роздільно для кожного з досліджуваних чинників водогосподарської діяльності на основі відповідного рівняння водогосподарського балансу, яке описує взаємодію того або іншого чинника водогосподарської діяльності з річним стоком [80]. Рівняння водогосподарських балансів водозборів, представлені в ймовірнісному виді, мають наступний вигляд:

а) при заборах води з місцевого стоку на зрошення сільськогосподарських угідь

$$Y_{ПОВ,Р} = Y_{ПР,Р} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{ЗР} ; \quad (1.40)$$

б) при наявності на водозборі штучних водойм, які обумовлюють втрати на додаткове випаровування з водної поверхні

$$Y_{ПОВ,Р} = Y_{ПР,Р} (1 - f_B) - (E_B - X)_{100-P} f_B ; \quad (1.41)$$

в) при надходженні до водотоків зворотних вод з сільськогосподарських земель, які зрошуються за рахунок річок-донорів

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta} (1 - \eta) f_{3P}; \quad (1.42)$$

г) при осушуванні боліт та заболочених земель

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \mu \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{ОС}} + (w_{\text{ПР}} - w_{\text{ОС}}) \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{ОС}}; \quad (1.43)$$

д) при водоспоживанні води населенням

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} - \frac{d_{P,100-P} N_{\text{НАС}}}{F} K_{\text{розм}}, \quad (1.44)$$

де $Y_{\text{ПОБ},P}, Y_{\text{ПР},P}$ - побутовий та природний річний стік із заданою забезпеченністю P , виражений в мм;

f_{3P}, f_B - сумарні площі зрошуваних масивів та водної поверхні штучних водойм, відповідно, виражені в частках від загальної площі водозбору F ;

η - коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи;

ξ - коефіцієнт зворотних вод, які утворилися за рахунок втрат стоку на інфільтрацію при зрошуванні сільськогосподарських масивів й надходять до русла річки підземним шляхом;

X - опади, які випали на водну поверхню ставків та водосховищ;

E_B - сумарне випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ;

$M_{0,100-P}$ - зрошувальна норма-нетто з ймовірністю перевищення $100 - P$;

μ - коефіцієнт водовіддачі ґрунтів, який оцінюється як різниця між повною й найменшою вологоємністю ґрунтів, поділеною на товщину даного шару ґрунтів;

$\Delta H_{\text{ГР}}$ - зміна середнього рівня ґрунтових вод в результаті осушування;

f_{OC} - показник меліорованості території або відношення сумарної площі осушуваних земель до загальної площі водозбору F ;

w_{IP} - об'ємна вологість торф'яного покладу до осушування;

w_{OC} - об'ємна вологість торф'яного покладу після осушування;

$d_{P,100-P}$ - норма водоспоживання, л/(люд/добу);

N_{HAC} - кількість населення, люд.;

F - площа водозбору, км²;

$K_{розм}$ - коефіцієнт розмірності ($K_{розм} = 3,16$).

З метою збереження стаціонарності рядів стоку, що генеруються, на кожному кроці імітаційного моделювання показники масштабів водогосподарської діяльності приймалися постійними. В результаті кожного проведеного імітаційного експерименту були отримані статистичні параметри річного побутового стоку, які відповідають заданим масштабам водогосподарської діяльності та стану клімату. За установленними статистичними параметрами виконується перехід до стоку заданої забезпеченості [67]. Результати стохастичного моделювання узагальнювалися у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою “функції відгуку” характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення [7]. Оскільки в межах водозбору однієї і тієї ж річки кількісний та якісний склад чинників може змінюватися, з метою урахування сумісного впливу водогосподарських чинників запропоновано використовувати “коефіцієнти антропогенного впливу”

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \quad (1.45)$$

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 [7]. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма природного річного стоку.

Сумісний вплив m водогосподарських чинників на параметр A_0 може бути урахований за наступним рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)] , \quad (1.46)$$

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

m - кількість видів водогосподарської діяльності.

За наявності трьох чинників водогосподарської діяльності сумісний облік впливу чинників господарської діяльності виконується таким чином

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 + k_3 - 2) ; \quad (1.47)$$

за наявності двох чинників господарської діяльності -

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 - 1) . \quad (1.48)$$

Для практичного застосування були виконані узагальнення результатів імітаційних випробувань на основі моделі множинної регресії [81-83] у вигляді функцій відгуку.

Загальний вид рівнянь множинної лінійної регресії для визначення коефіцієнтів антропогенного впливу при вилученні води на зрошення за рахунок місцевого стоку для території, яка досліджується, наступний:

$$k_{\bar{Y}} = 1,00 - a_{\bar{Y}} \lg(f_{3P} + 1) - b_{\bar{Y}} v_0 + m_{\bar{Y}} \eta, \quad (1.49)$$

$$k_{C_v} = 1,00 + a_{C_v} \lg(f_{3P} + 1) + b_{C_v} v_0 - m_{C_v} \eta, \quad (1.50)$$

$$k_{C_s} = 1,00 + a_{C_s} \lg(f_{3P} + 1) + b_{C_s} v_0 - m_{C_s} \eta, \quad (1.51)$$

де $k_{\bar{Y}}, k_{C_v}, k_{C_s}$ – коефіцієнти впливу зрошування за рахунок місцевих водних ресурсів на середню багаторічну величину стоку $\bar{Y}$ та на коефіцієнти варіації C_v й асиметрії C_s , відповідно;

a_A, b_A, m_A – коефіцієнти рівнянь множинної регресії для різних статистичних параметрів стоку A ;

v_0 – безрозмірна характеристика середнього за весь вегетаційний період рівня зволоження ґрунту, при якому розвиток відповідної сільськогосподарської культури є оптимальним [51].

Значення коефіцієнтів рівнянь змінюються по географічних зонах. Так, наприклад, коефіцієнти $a_{\bar{Y}}, b_{\bar{Y}}, m_{\bar{Y}}$ розраховуються за формулами

$$a_{\bar{Y}} = 24,4 \exp(-0.0211 \bar{Y}_K); \quad (1.52)$$

$$b_{\bar{Y}} = 1,26 \exp(-0.0224 \bar{Y}_K); \quad (1.53)$$

$$m_{\bar{Y}} = 0,986 \exp(-0.0209 \bar{Y}_K). \quad (1.54)$$

Наведені рівняння відображають існуючі в природі тенденції до зменшення величини середнього багаторічного стоку і зростання його мінливості та асиметрії при збільшенні площ зрошування f_{3p} та оптимального для розвитку сільськогосподарських рослин рівня зволоження ґрунту v_0 . Із зростанням коефіцієнту корисної дії зрошувальних систем вплив вилучення води з метою зрошування на характеристики річного стоку зменшується.

Коефіцієнти антропогенного впливу при зрошуванні сільськогосподарських масивів за рахунок стоку річок-донорів можуть бути розраховані за наступними регресійними рівняннями

$$k''_{\bar{Y}} = 1,00 + n_{\bar{Y}} f_{3p} + l_{\bar{Y}} v_0 \xi + d_{\bar{Y}} \eta; \quad (1.55)$$

$$k''_{C_v} = 1,00 - n_{C_v} f_{3p} - l_{C_v} v_0 \xi - d_{C_v} \eta; \quad (1.56)$$

$$k''_{C_s} = 1,00 + n_{C_s} f_{3p} + l_{C_s} v_0 \xi - d_{C_s} \eta, \quad (1.57)$$

де k''_A – коефіцієнти впливу зрошування за рахунок річки-донора на досліджуваний статистичний параметр A ;

n_A, l_A, d_A - коефіцієнти рівнянь множинної регресії.

При наявності скиду зворотних вод із сільськогосподарських масивів, які зрошуються за рахунок річок – донорів, відбувається зростання середньої багаторічної величини річного стоку, зменшення його мінливості та асиметричності при збільшенні масштабів зрошування. Збільшення коефіцієнту корисної дії зрошувальної системи обумовлює зменшення об'ємів зворотних вод, а, отже, і зменшення їх впливу на формування стоку річок. Сільськогосподарські культури, які потребують значного зволоження ґрунту ($v_0 \rightarrow 1$), також сприяють збільшенню об'ємів зворотних вод, що потрапляють у русло зрошеного водозбору. На малих річках

Причорноморської низовини, які входять до мережі великих зрошувальних систем, стік може збільшуватися у порівнянні з природним стоком у декілька разів [59]. Загальний вид аналітичних рівнянь для оцінки коефіцієнтів антропогенного впливу при наявності на водозборах ставків та водосховищ, які є штучними об'єктами ландшафту, описується таким чином

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_Y} f_B, \quad (1.58)$$

$$k'_{Cv} = e^{\alpha_{Cv}} f_B, \quad (1.59)$$

$$k'_{Cs} = e^{\alpha_{Cs}} f_B, \quad (1.60)$$

де $k'_{\bar{Y}}$, k'_{Cv} , k'_{Cs} - коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри, які позначимо у загальному виді як A ;

α_A - коефіцієнти, які залежить від співвідношення ресурсів вологи та тепла β_H або від норми кліматичного стоку як інтегрального показника зволоженості водозбору [7].

Для передбачення стану водних ресурсів при заборі води з метою забезпечення населення водою використовувався такий коефіцієнт антропогенного впливу (при $100\text{км}^2 \leq F \leq 50000\text{км}^2$)

$$K_{\text{ПОБ}, \bar{Y}} = 1 - 0,000417 N_{\text{НАС}} - 0,0019d + 0,210 \lg(F + 1), \quad r = 0,82. \quad (1.61)$$

Для визначення впливу осушування заболочених земель використовуються графічні залежності, наприклад такі як показано на рис.1.1 та рис.1.2.

Залежності виду (1.49-1.61) або їх графічне представлення являють собою функції антропогенного впливу або “функції відгуку” водозборів на антропогенне навантаження. На основі цих залежностей можна оцінювати

диференційований та інтегральний (сумарний) вплив водогосподарських чинників на статистичні параметри річного стоку в залежності від заданої норми кліматичного стоку, виду водогосподарських заходів та відповідного набору антропогенних чинників (f_B, f_{3P}, η, ν_0). Отримані функції відгуку водозборів на водогосподарські перетворення використовувалися для обґрунтування стратегії використання водних ресурсів: по заданих коефіцієнтах антропогенного впливу установлювалися порогові або критичні значення масштабів водогосподарських перетворень [83]. За статистичними параметрами визначалися значення річного стоку у роки різної забезпеченості.

$$K_{\bar{Y}}$$

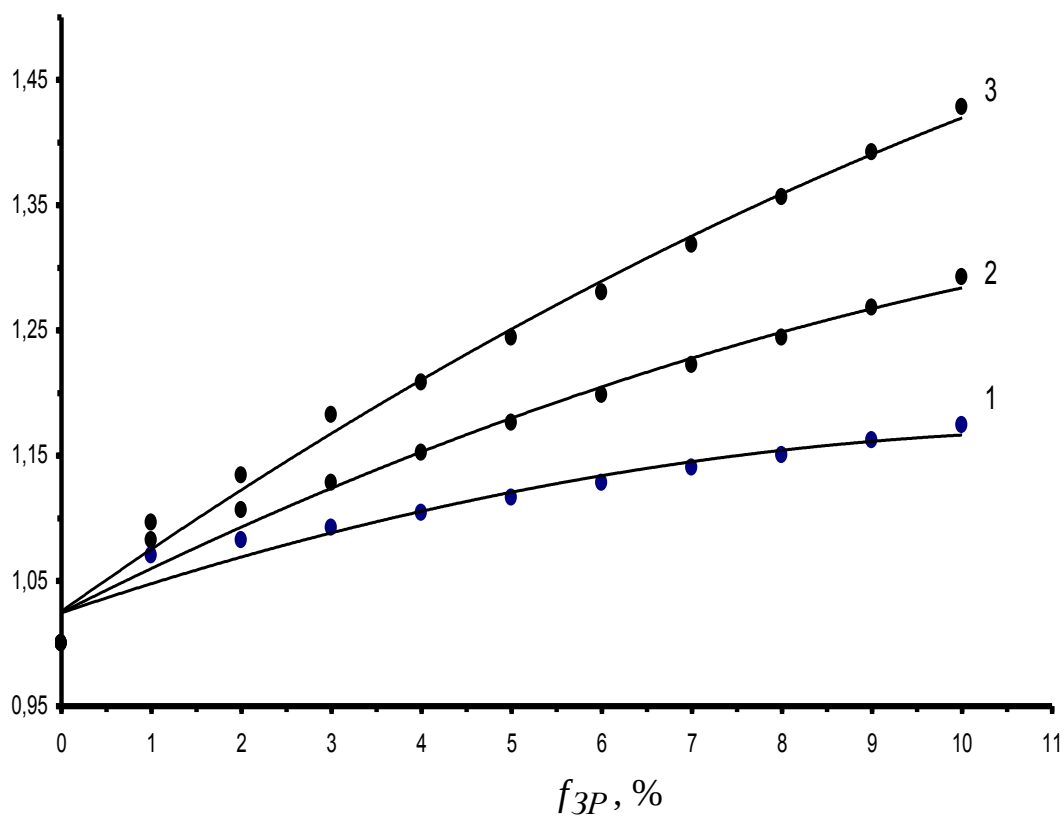


Рисунок. 1.1 – Функція впливу зрошення земель на середню багаторічну величину річного підземного стоку $\bar{Y}_{3P}$ при різних площях зрошення для $\bar{Y}_{II} = 5 \text{ мм}$, $C_v = 1,1$, $C_s = 1,65$, $r(1) = 0,5$, $\eta = 0,95$, $\xi = 0,5$; рівні оптимального зволоження ґрунтів: (1- $\nu_0 = 0,8$; 2- $\nu_0 = 0,9$; 3- $\nu_0 = 1,0$)

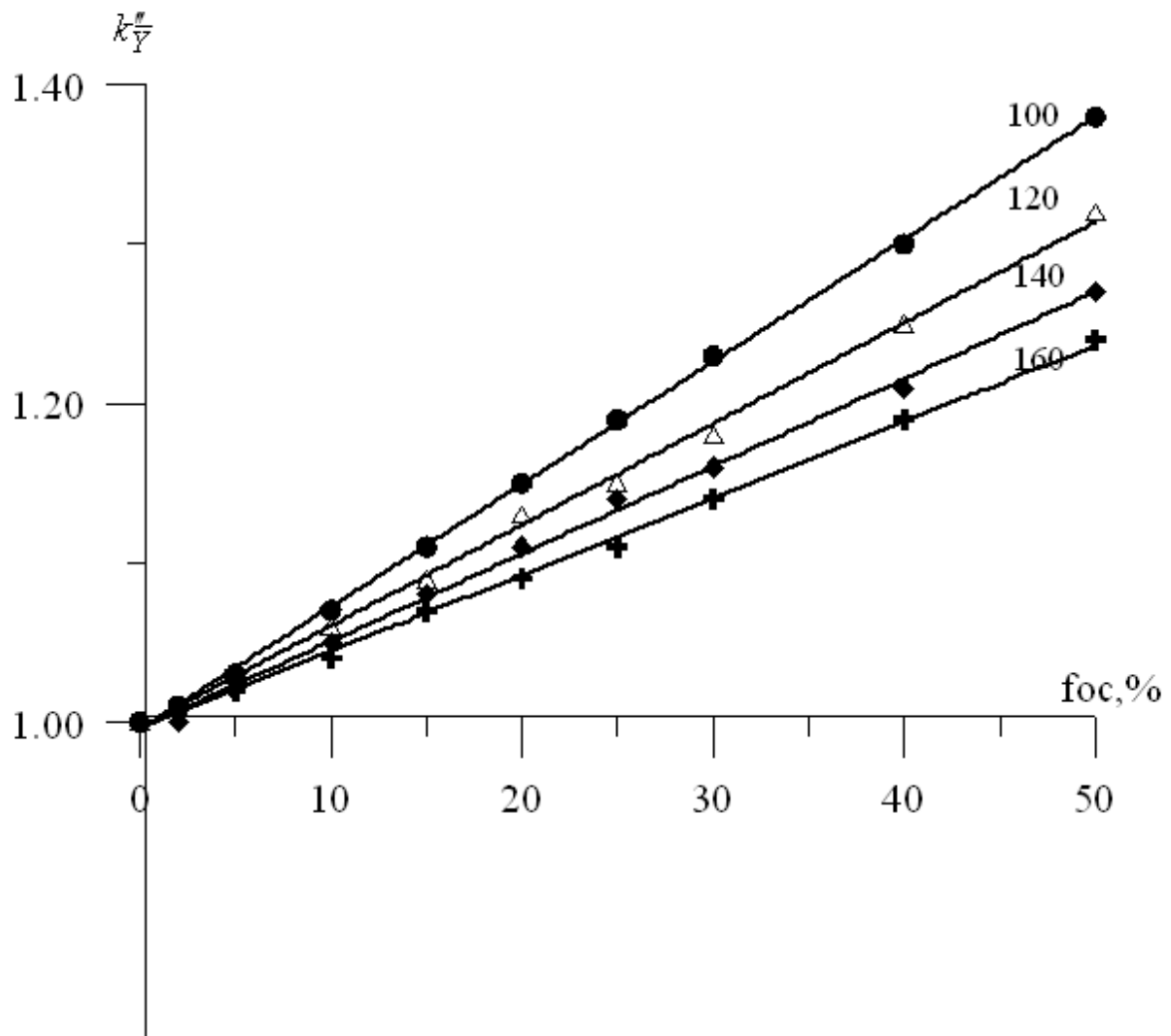


Рисунок 1.2 – Залежності для визначення поправкових коефіцієнтів до норми природного річного стоку, які ураховують зниження рівня підземних вод від відносної площі меліорованості водозборів (Житомирське Полісся); біля ліній – норми кліматичного стоку, мм

1.3.4. Схема розрахунків припливу прісних вод великих річок до північно-західної частини Чорного моря

1. Визначення природного річного стоку для кліматичних умов, які відповідають стану по початку 80-х років минулого сторіччя і розглядаються як початкові.

2. Установлення змін кліматичних чинників за обраним сценарієм глобального потепління ВМО, адаптованим до території України [15].
3. Розрахунки статистичних параметрів природного річного стоку за моделлю “клімат-стік” для кожної із природних зон, що входять до водозбору великої річки [85].
4. Осереднення характеристик стоку у межах водозбору шляхом їх “зважування” по площі водозбору, тобто ваговий коефіцієнт кожної природної зони установлюється за відношенням площі природної зони до загальної площі водозбору [86].
5. Визначення коефіцієнтів антропогенного впливу у заданих сценарієм кліматичних умовах для кожного виду водогосподарської діяльності й їх сумарного впливу на основі даних про масштаби водогосподарського використання.
6. Обчислення статистичних параметрів побутового річного стоку.
7. Визначення водних ресурсів річки в кліматичних умовах обраного сценарію для характерних по водності років (багатоводного, середнього за водністю, маловодного, дуже маловодного).
8. Розрахунки внутрішньорічного розподілу стоку по місяцях та сезонах на основі типового розподілу стоку або за даними характерних років [87, 88].
9. Оцінка змін водних ресурсів [89]. Слід зазначити, що за рекомендаціями ООН зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10 % означає наявність значущих змін водних ресурсів; на 50% - руйнацію водних ресурсів, а на 70 % - безповоротну руйнацію.

1.4. Оцінка змін водних ресурсів р. Дніпро за кліматичними сценаріями

Дніпро є однією з найбільших річок Європи. Загальна довжина річки становить - 2285 км, площа басейну – 504 тис. км². Після створення каскаду з шести водосховищ довжина річки зменшилася до 2201 км [90, 91]. Дніпро

розташований у межах трьох держав: Росії, Білорусі та України. Річка бере початок на Валдайській височині поблизу с.Клецове. Ширина русла біля створу Речиця, який знаходиться неподалік від кордону Росії та Білорусі, у періоди весняного водопілля, коли затопляється заплава, може досягати 3-5 км. У посушливі роки річка тут міліє і її можна перейти вброд. Після впадіння таких приток як Сож, Прип'ять та Десна водність річки істотно зростає. Відносні площі різних природних зон, виражені у частках від загальної площі водозбору становлять: для зони лісів - $f_l = 0,65$; для зони лісостепу $f_{лс} = 0,19$; для зони степу $f_c = 0,16$.

За моделлю “клімат-стік” було оцінено кліматичні та водні ресурси водозбору р.Дніпро до початку глобального потепління, тобто до 80-х років минулого сторіччя. Норма максимального можливого випаровування змінюється в басейні річки Дніпро від 750 мм на Поліссі до 950 мм у зоні степу, а норма опадів від 725 мм до 500мм. Середня зважена норма річного стоку становить 105 мм, що відповідає даним багатьох авторів [87, 88, 90, 91].

Згідно із сценаріями раптового подвоєння концентрації CO_2 в атмосфері водні ресурси р.Дніпро при розвитку глобального потепління за сценаріями CCCM та GISS знизяться на 25-26 %; а за сценаріями GFDL та UKMO – на 16-18% (табл. 1.1).

За прогнозом водних ресурсів з використанням даних нестационарної моделі GFDL на десятиріччя 2000-2010 рр. водні ресурсів цієї великої річки України зростуть на 21 %. Такий прогноз узгоджується із даними спостережень [43, 45].

За даними, наведеними у колективній монографії Київського Національного Університету імені Тараса Шевченка [37] середня річна по басейну Дніпра температура повітря зросла за період 1981-2001 рр. на $0,4^\circ C$ у порівнянні із даними до 1980 р., а сума температур за період травень-вересень на $0,5^\circ C$. Сума річних опадів за цей же період зросла у 1.06 рази, а

річний стік не змінився. При цьому відмічається зростання річного стоку у зоні мішаних лісів у 1,02 рази, та лісостеповій зоні у 1,04 рази. Для північно-степової зони установлене зменшення річного стоку у 0,99 рази.

Таблиця 1.1- Зміна водних ресурсів р.Дніпро за сценаріями глобального потепління

Сценарій	Середній багаторічний шар річного стоку $\bar{Y}_{ПР}$, мм	Середня багаторічна витрата річного стоку $\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів у порівнянні із вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	105	1678	-
CCCM	78	1246	-25,7
GISS	78	1246	-25,7
GFDL	88	1406	-16,2
UKMO	86	1374	-18,1
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	127	2029	21,0
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	73	1167	-30,5
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	55	879	-47,6

Розгляд даних про зміни температури повітря у межах басейну р.Дніпро (Україна) для періоду 1989-2008 рр. у порівнянні з попередніми даними [49], показав, що середня річна температура повітря зросла від 1.0°С для зони мішаних лісів до 0.7–0.8°С для степової зони, а сума температур для літнього сезону (травень-вересень) зросла на 2.6°С та 2.3°С, відповідно. Згідно нашим розрахункам за даними нестационарного сценарію

GFDL (Додаток А, табл. А1), зростання температури у лісовій зоні водозбору р.Дніпро у порівнянні із даними до 80-х років становить 1.8°C . За В.В.Гребінем річні суми опадів (1989-2009 рр.) зростають від 1,06 до 1,01 рази у межах української частини басейну р.Дніпро, за сценарними даними (Додаток А, табл. А1, А2, А3) – від 1,10 до 1,40 рази.

За розрахунками річного стоку в басейні р.Дніпро, виконаними А.І. Шерешевським для різних сценаріїв [15], встановлено, що за нестационарним сценарієм GFDL при підвищенні концентрації CO_2 на 20 % стік верхньої частини р.Дніпро зменшиться на 2-18 %, а стік решти басейну збільшиться до 20-30 %. При підвищенні концентрації CO_2 на 30 % відбудеться зменшення стоку всіх водозборів в межах від 13 до 36 %. За нестационарним сценарієм MPI при підвищенні концентрації вуглекислого газу на 20-30 % стік річок басейну знизиться на 7-50 %.

Таким чином, існування тенденцій щодо підвищення, а потім зменшення стоку р. Дніпро в результаті поступового розвитку процесів глобального потепління знаходить підтвердження при застосуванні різних математичних моделей стоку. Проте при урахуванні раптового подвоєння концентрації CO_2 результати розрахунків стану водних ресурсів р.Дніпро дещо відрізняються. За А.І. Шерешевським очікується зростання водних ресурсів внаслідок збільшення кількості річних опадів (CCCM, GISS) або збільшення кількості зимових опадів (UKMO).

Аналіз даних спостережень показав, що стік р.Дніпро зростає, внаслідок незначного підвищення температур і зростання опадів. Але кількість опадів у зимовий сезон не збільшилася [49], їх зростання спостерігається у перехідні сезони (навесні та восени). Збільшення річного стоку у зоні мішаних лісів за періоди 1980-1985 рр. та 2001-2005 рр. становило 35 % й 26 %, відповідно, у порівнянні з періодом 1971-1975 рр. [37].

На період 2030-2040рр. (за нестационарною моделлю GFDL) зменшення водних ресурсів р.Дніпро становитиме 30,5 %, а на десятиріччя 2070-2080 рр. воно досягне 47,6 %. Таким чином, зниження водних ресурсів р.Дніпро під дією глобального потепління буде проходити поступово і наближатися до критичного значення (50 %) наприкінці поточного сторіччя.

Розрахунки стоку по місяцях виконувалися за типовим розподілом, установленим для періоду 1990-2004 рр. [88]. Такий підхід пов'язаний із трансформацією розподілу стоку у період глобального потепління, коли величини максимального стоку річок почали зменшуватися, а мінімального – зростати [91, 37, 43, 45, 66]. Такі зміни розподілу стоку характерні більш за все, для Лівобережної України, де потепління у зимовий сезон викликало значне збільшення кількості та тривалості відлиг і відповідне зменшення накопичених запасів вологи у снігу перед початком сніготанення [92, 93]. Для річок Правобережної України зміни клімату у зимовий сезон є менш впливовими, оскільки позитивні температури повітря у зимовий сезон спостерігалися й раніше. Найбільші витрати (за прийнятим типовим розподілом) відповідають травню місяцю, найменші – серпню (Додаток Б, табл. Б.1-Б.2).

Зміни природного стоку р.Дніпро можуть посилюватися або слабшати за рахунок водогосподарської діяльності. Від кордону з Білорусією річка Дніпро являє собою ланцюг водосховищ [91]. Природні умови формування річного стоку та його розподіл по місяцях й сезонах сильно змінюються у порівнянні із верхньою частиною. Перед містом Херсон річка Дніпро розгалужується на декілька проток. Висування дельти в Дніпровський лиман відбувається дуже повільно, оскільки твердий стік перехоплюється у вище розташованих водосховищах. За рахунок вод Дніпра працюють такі великі канали, як Північно-Кримський, Каховський, Дніпро-Донбас та інші [94].

У межах басейну р.Дніпро знаходяться великомасштабні зрошувальні та осушувальні системи. До зрошувальних систем відносяться Каховська, Північно-Рогачинська, Червоно-Знаменська, Інгулецька, Бортничська та

зрошувальні системи Північно-Кримського каналу [87]. Всього у басейні р.Дніпро зрошується в середньому 2.2 млн.га зрошуваних земель.

За останніми даними кількість ставків та водосховищ у межах басейну річки Дніпро на території Білорусі становить 102 шт. та 730 шт., відповідно. Площа їх водної поверхні при НПР досягає 93 км² та 345 км², відповідно. На території Росії площа водної поверхні становить 180 км². У межах України кількість водосховищ досягає 564 шт. з площею водної поверхні 7757 (6887) км², ставків - 13283 шт. з площею водної поверхні 1205 км². Відносна площа водної поверхні штучних водойм у межах України (для басейну р.Дніпро) становить 1,78 %.

До осушувальних систем відносяться Ірпінська, Трубіжська, Верхньоприп'ятська. У Білорусії осушується 2,0 млн.га, Росії – 0,38 млн.га, Україні – 2,9 млн.га. Відносна площа осушувальних земель у межах водозбору Дніпра складає 10 % .

Згідно із моделлю “клімат-стік”, в якій розглядаються вплив різних антропогенних чинників (1.49) - (1.61), були отримані оцінки водних ресурсів р.Дніпро при втратах на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм. Встановлено, що ці втрати сприяють зниженню водних ресурсів на 10-20 %, але у порівняння із початковим станом водних ресурсів р.Дніпро (105 мм) зниження стоку за рахунок додаткового випаровування з поверхні штучних водойм буде зростати до 40 % на десятиріччя 2030-2040 рр. та стане причиною руйнації водних ресурсів у 2070-2080 рр., досягнувши позначки 50 % (табл.1.2). Відповідний розподіл стоку р.Дніпро по місяцях наведений у додатках В та Д (табл.В.1, Д.1).

Відносна площа зрошуваних земель становить 4,4 % від загальної площі водозбору. Зміни річного стоку в результаті забору води на зрошування оцінювалися за рівняннями (1.49 - 1.54). Вплив забору води на зрошування спричинював зменшення стоку на 5 % в умовах минулого сторіччя (табл. 1.3). При подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері (сценарії CCCM, GISS, GFDL, UKMO) зменшення за рахунок

втрат стоку на зрошування буде посилюватися і становити близько 10 %. За динамічним сценарієм GFDL зниження водних ресурсів річки Дніпро за рахунок вилучення води на зрошування стане більш значущим у порівнянні з вихідними умовами. До кінця десятиріччя 2030-2040 рр. воно досягне 12 %, а до кінця 2070-2080 рр. становитиме 18 %. Відповідно до зниження річного стоку відбуватиметься змінення витрат та шарів стоку у внутрішньорічному розподілі (табл.В.2, Д.2).

Таблиця 1.2- Зміна водних ресурсів р. Дніпро за сценаріями глобального потепління за рахунок додаткового випаровування з водної поверхні при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B=1.78\%$)

Сценарії	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K'_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	Зміна водних ресурсів за рахунок штучних водойм, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	105	0,87	93	-11,4	-11,4
CCCM	78	0,85	66	-15,4	-37,1
GISS	78	0,85	66	-15,4	-37,1
GFDL	88	0,86	76	-13,6	-27,6
UKMO	86	0,86	74	-14,0	-24,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	127	0,88	112	-11,8	-
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	73	0,85	62	-15,1	-41,0
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	55	0,83	45	-18,1	-57,1

Таблиця 1.3 - Зміна водних ресурсів р. Дніпро за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=4,4\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок зрошування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	105	1678	0,95	100	1594	-5,00	-5,00
CCCM	78	1246	0,90	70	1122	-11,4	-33,1
GISS	78	1246	0,90	70	1122	-11,4	-33,1
GFDL	88	1406	0,92	81	1294	-7,97	-22,9
UKMO	86	1374	0,91	78	1251	-8,95	-25,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	127	2029	0,97	123	1969	-2,96	17,3
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	73	1167	0,88	64	1027	-11,9	-38,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	55	879	0,82	45	721	-18,1	-57,1

Відносна площа осушуваних земель становить 15 % у межах лісової природної зони, яка входить до водозбору р.Дніпро, та 10 % у перерахунку на площу усього водозбору р.Дніпро (табл. 1.4, 1.5). Для визначення коефіцієнтів антропогенного впливу були використані графічні побудовання виду (рис. 1.1, рис. 1.2).

Відведення вод з осушувальних систем шляхом зниження рівнів підземних вод сприяє зростанню стоку як у весняний, так і у меженний сезони (табл. В.3, Д.3). При цьому вплив осушування буде найзначнішим у зоні мішаних лісів, де зміни водних ресурсів перевищують межі точності розрахунків середніх величин побутового стоку ($\pm 10\%$).

Таблиця 1.4 - Зміни водних ресурсів у зоні мішаних лісів (р.Дніпро) за сценаріями глобального потепління при наявності на водозборі осушуваних земель ($f_{OC}=15\%$)

Сценарій	$\bar{E}_{\max}$, мм	$\bar{X}$, мм	$\beta_H = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	750	725	0,97	140	1,07	150	7,14
CCCM	957	783	0,82	106	1,10	117	10,4
GISS	957	783	0,82	106	1,10	117	10,4
GFDL	1020	848	0,83	119	1,09	129	9,00
UKMO	988	827	0,84	118	1,09	129	9,00
Нестационарна модель GFDL (2000-2010pp.)	775	798	1,03	174	1,06	184	6,00
Нестационарна модель GFDL (2030-2040pp.)	998	790	0,79	99	-	-	-
Нестационарна модель GFDL (2070-2080pp.)	1264	863	0,68	76	-	-	-

За нестационарною моделлю розвитку глобального потепління GFDL на періоди 2030-2040 pp. та 2070-2080 pp. границя зони надлишкового зволоження пересунеться по географічній широті на північ, отже необхідність проводити осушувальні заходи зникне, через що у відповідних строках табл. 1.4, 1.5 поставлені прочерки. При визначенні впливу осушування на річний стік з усього водозбору встановлено, що його вплив на водність р.Дніпро буде становити 6-7 % за рік за сценаріями раптового подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері та 3 - 4 % у 2000 - 2010 pp.(табл. 1.5).

Таблиця 1.5 - Зміна водних ресурсів р. Дніпро за сценаріями глобального потепління при наявності осушуваних земель ($f_{OC}=10\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K\bar{Y}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок осушування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	105	1678	1.04	109	1745	4.00	4.00
CCCM	78	1246	1.07	83	1334	7,05	20,5
GISS	78	1246	1.07	83	1334	7,05	20,5
GFDL	88	1406	1.06	93	1491	6,02	11,2
UKMO	86	1374	1.06	91	1457	6,05	13,1
Нестационар- на модель GFDL (2000-2010 pp.)	127	2029	1.04	132	2111	3,94	25,8
Нестационар- на модель GFDL (2030-2040 pp.)	73	1167	-	-	-	-	-
Нестационар- на модель GFDL (2070-2080 pp.)	55	879	-	-	-	-	-

Сумісний вплив додаткового випаровування з поверхні штучних водойм та вилучення води на зрошування здатні суттєво знизити водні ресурси Дніпра (табл. 1.6). При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері (сценарії CCCM, GISS, GFDL, UKMO) зменшення водних ресурсів р. Дніпро досягне 22-25 %. За нестационарною моделлю GFDL зменшення водних ресурсів буде становити 15 % на період 2000-2010 pp. та 27 % на десятиріччя 2030-2040 pp., межа руйнування водних ресурсів (зменшення стоку на 50 %) у такому випадку досягається вже у 2030-2040 pp. Розподіл внутрішньорічного стоку наведений у додатках (табл.В.4, Д.4).

Урахування трьох основних чинників, які діють у межах водозбору р. Дніпро, - штучні водойми, зрошування, осушування - дозволяє зробити висновки, що додаткове надходження води з заболочених земель стабілізує стік р.Дніпро і зменшує вплив чинників водогосподарської діяльності, пов'язаних із вилученням поверхневих вод (табл. 1.7). Коефіцієнт сумарного антропогенного впливу становив 0,86 для стану водних ресурсів, до 80-х років минулого сторіччя, тобто до початку значущого впливу глобального потепління на стік річок. Для сценаріїв CCCM та GISS (раптове подвоєння концентрації CO_2) цей коефіцієнт буде дорівнювати 0,82, а для сценаріїв GFDL та UKMO – 0,84 та 0,83, відповідно. Поєднання впливу змін клімату із впливом розглянутих антропогенних чинників здатне викликати сумарне зменшення водних ресурсів у порівнянні із природним станом минулого сторіччя на 30 % (сценарії GFDL та UKMO) і 39 % (сценарії CCCM та GISS) при раптовому подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері. За прогнозами змін клімату у десятиріччя 2000-2010 рр. за рахунок впливу цих трьох антропогенних чинників змін водних ресурсів відбуватися не буде. У десятиріччя 2030-2040 рр. та у подальшому через потепління необхідності у осушуванні земель відпаде, отже оцінки змін водності будуть відповідати даним табл. 1.6. Внутрішньорічний розподіл стоку для умов урахування усіх трьох чинників водогосподарської діяльності наведений у додатках (табл. В.5, Д.5).

Отримані результати показують наскільки значущими можуть бути наслідки водогосподарської діяльності для формування стоку р.Дніпро у нових кліматичних умовах. Ураховуючи тенденцію до зменшення природного стоку р.Дніпро при глобальному потеплінні необхідно провести значну роботу по обліку та оптимізації роботи усіх водогосподарських та гідротехнічних споруд, відновлення та побудову нових меліоративних систем, які мають виконувати функції перерозподілу стоку у межах басейну р.Дніпро. Важливу роль відіграє і той факт, що формування стоку р.Дніпро відбувається, головним чином, у межах Росії та Білорусії, і впливати на

масштаби водовикористання Україна може тільки шляхом міжнародної співпраці.

Таблиця 1.6 – Зміна водних ресурсів р. Дніпро за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=4,4\%$) та штучних водойм ($f_B=1.78\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропо- генних чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	105	1678	0,82	86	1376	-18,0	-18,0
CCCM	78	1246	0,75	59	935	-25,0	-44,0
GISS	78	1246	0,75	59	935	-25,0	-44,0
GFDL	88	1406	0,78	69	1097	-22,0	-35,0
UKMO	86	1374	0,77	66	1058	-23,0	-37,0
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	127	2029	0,85	108	1725	-15,0	2,80
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	73	1167	0,73	53	852	-27,0	-49,0
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	55	879	0,65	36	571	-35,0	-65,0

Таблиця 1.7 - Зміна водних ресурсів р. Дніпро за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=4.4\%$), штучних водойм ($f_B=1.78\%$) та осушування заболочених земель ($f_{oc}=10\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропоген- них чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	105	1678	0,86	90	1443	-14.0	-14.0
CCCM	78	1246	0,82	64	1022	-18.0	-39.1
GISS	78	1246	0,82	64	1022	-18.0	-39.1
GFDL	88	1406	0,84	74	1181	-16.0	-29.6
UKMO	86	1374	0,83	71	1141	-17.0	-32.0
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	127	2029	0,84	107	1705	-16.0	1.60
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	73	1167	*	*	*	*	*
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	55	879	*	*	*	*	*

* - нові кліматичні умови не забезпечують надлишкового зволоження території

1.5 Оцінка змін водних ресурсів р. Дунай за сценаріями глобального потепління

Річка Дунай належить до річок басейну Чорного моря, середній багаторічний приплив прісних вод становить 205 км³ [95]. Площа водозбору річки складає 817000 км², довжина – 2900 км. Крайньою північною точкою

водозбору є витік р.Марх ($50^{\circ}08'$ півн. ш.), крайньою південною - витік р.Морава ($42^{\circ}05'$ півн. ш.). Горні хребти оточують водозбір з усіх сторін. Лівобережний вододіл з річками Рейн та Ельба проходить по Середньогерманських горах з висотою 600-800 м над рівнем моря. Вододіл р.Дунай з річок Одер та Вісла проходить по Західних Бескидах, Високих Татрах та Східних Бескидах на висоті 800-1000 м. Близько витоків річок Тиса та Прут вододіл перетинає Українські Карпати і виходить на Бессарабське плато, наближаючись до дельти [96]. Орографічно вододіл р.Дунай дуже неоднорідний і включає до себе як гірські, так і рівнинні області (табл. 1.8).

Таблиця 1.8 – Розподіл площі водозбору р.Дунай за висотними зонами

Висотна зона, м	Середня висота висотної зони, м	Площа висотної зони, %
<100	50	18
100-500	150	51
501-1000	750	23
1001-2000	1500	6.5
>2000	2500	1.5

Розрахунки річного кліматичного стоку виконувалися на базі даних про зміни клімату на Нижньодунайській (Причорноморській) низовині. В основі цих розрахунків знаходяться залежності змін річних опадів та температур повітря від висоти місцевості. Вільні члени цих рівнянь відповідають стану кліматичних чинників на висоті Причорноморської низовини, яка наближається до нуля [97]. Зміни середніх місячних температур повітря у вигляді величин ΔT та зміни річних опадів у вигляді поправкових коефіцієнтів k , бралися з роботи [15] для степової зони. Оцінка змін

кліматичних умов степової зони за сценаріями глобального потепління дозволила визначити вільні члени отриманих регресійних рівнянь для умов кожного із сценаріїв змін клімату. Величини кліматичних чинників для різних висотних зон визначалися з використанням градієнту змін метеорологічних характеристик по висоті місцевості. Розрахунки середніх багаторічних норм кліматичного стоку виконувалися за рівнянням водно-теплогового балансу в умовах змін клімату (1.34)

Базовими є рівняння, які описують зміну кліматичних чинників із зростанням висоти місцевості

$$\sum_V^IX \bar{T} = 97.5 - 0.0314H ; \quad (1.62)$$

$$\bar{E}_{\max} = \bar{E}_{\max, H=0} - 0.418H ; \quad (1.63)$$

$$\bar{X} = \bar{X}_{H=0} + 0.772H , \quad (1.64)$$

де H – висота земної поверхні, яка відповідає висоті розташування метеорологічної станції або середній висоті висотної зони чи водозбору;

$\bar{E}_{\max, H=0}$ – значення середньої багаторічної величини максимально можливого випаровування, яке відповідає нижній (степовій) частині басейну р.Дунай, коли $H \rightarrow 0$;

$\bar{X}_{H=0}$ – значення середньої багаторічної величини річних опадів, яке відповідає нижній (степовій) частині басейну р.Дунай, коли $H \rightarrow 0$.

Для отримання розподілу температур повітря з висотою були використані дані по 19 метеорологічним станціям водозбору р.Дунай [96]. Для аналізу розподілу опадів у басейні р.Дунай були використані дані про норми річних сум опадів для 32 метеорологічних станцій та постів.

Норма максимально можливого випаровування складає у нижній частині р.Дунай 990 мм, а норма річних опадів – 523 мм. Отже рівняння (1.63) та (1.64) для басейну р.Дунай набудуть вигляду

$$\bar{E}_{\max} = 990 - 0.418H ; \quad (1.65)$$

$$\bar{X} = 523 + 0.772H . \quad (1.66)$$

Розрахунки норм кліматичного річного стоку виконувалися для кожної з висотних зон (табл. 1.8) на основі рівняння водно-теплогового балансу. В залежності від середньої висоти кожної зони визначалися річні норми максимально можливого випаровування та опадів. Далі за рівнянням водно-теплогового балансу виконувалися розрахунки норм кліматичного річного стоку $\bar{Y}_K$, які “зважувалися” по площах різних висотних зон. Як вже зазначалося, норма кліматичного річного стоку з водозборів великих річок дорівнює нормі природного річного стоку, тобто 250 мм.

За результатами розрахунків річного стоку із використанням даних сценаріїв глобального потепління встановлено, що водні ресурси р. Дунай зменшаться на 30-42 % при одночасному подвоєнні концентрації CO_2 в атмосфері за сценаріями CCCM та GISS, та на 30-37 % за сценаріями GFDL та UKMO (табл. 1.9). При поступовому збільшенні концентрацій вуглекислого газу за нестационарним сценарієм GFDL у 2000-2010 рр. зменшення водних ресурсів становитиме 8 %, а згідно з даними спостережень за період 2000-2004 рр. – 1%. За сценаріями глобального потепління до 2080 року зменшення буде продовжуватися і перейде критичну межу, яка становить 50 % . Внутрішньорічний розподіл стоку р. Дунай був встановлений на основі типової схеми для періоду 1990-2004 рр. (Додаток Б, табл. Б.3). Для порівняння у табл. Б.4 наведені щомісячні середньо багаторічні витрати, отримані на основі типового розподілу за період 1924 по 2004 рр.

Площа водної поверхні штучних водойм встановлювалася за даними наведеними у [95]. Частка сумарної площі, яку займає водна поверхня

водойм на водозборі (f_B) р.Дунай становить 0.9 % для Верхнього Дунаю; 0,9 % – для Середнього Дунаю; 1,2 % – для Нижнього Дунаю та 12,8 % для дельти. При зважуванні за площею отримуємо, що відносна площа водної поверхні штучних водойм f_B становить 1,1 %. Визначення коефіцієнтів антропогенного впливу за (1.58-1.60) дозволило визначити, що зменшення стоку за рахунок впливу штучних водойм у межах усього водозбору дуже незначне і знаходиться у межах точності розрахунків середньої багаторічної величини стоку (табл. 1.10), що обумовлено значною водністю річки.

Таблиця 1.9 – Зміна водних ресурсів р.Дунай за сценаріями глобального потепління

Сценарій	Середній багаторічний шар річного стоку $\bar{Y}_{IPR}$, мм	Середня багаторічна витрата річного стоку $\bar{Q}_{IPR}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів у порівнянні із вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	250	6475	-
CCCM	150	3386	-40,0
GISS	144	3730	-42,4
GFDL	174	4507	-30,4
UKMO	158	4092	-36,8
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	228	5906	-8,8
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	158	4092	-36,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	91	2357	-63,6

Таблиця 1.10 – Зміна водних ресурсів р. Дунай за сценаріями глобального потепління за рахунок додаткового випаровування при наявності на водозборі штучних водойм ($f_B=1,10\%$)

Сценарії	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K'_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок додаткового випаровування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	250	0,95	238	6152	-4,80	-4,80
CCCM	150	0,93	140	3613	-6,99	-44,0
GISS	144	0,93	134	3469	-7,12	-46,4
GFDL	174	0,93	162	4191	-6,51	-34,8
UKMO	158	0,93	147	3806	-6,82	-41,2
Нестационарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	228	0,94	215	5543	-5,73	-14,0
Нестационарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	158	0,93	147	3806	-6,82	-41,2
Нестационарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	91	0,91	83	2145	-8,84	-66,8

Додаткове випаровування з водної поверхні посилює ефект зниження водних ресурсів р.Дунай, яке буде відбуватися за рахунок кліматичних змін. Наприклад, якщо за динамічним сценарієм GFDL до 2030-2040 pp. очікується зменшення водних ресурсів на 36 %, то при наявності штучних водойм це зменшення буде становити вже 41 %. Розподіл величин стоку у межах року з урахуванням впливу штучних водойм наведений у додатку В (табл. В.6).

Відносна площа зрошуваних земель становить 8,6 % (Danube Basin Analysis, WFD Roof Report, 2004). Однак, значна водність річки практично не реагує на вилучення води з метою зрошування. Коефіцієнти антропогенного

впливу, наведені у табл. 1.11, розраховувалися для сільськогосподарських культур з оптимальним відносним зволоженням ґрунту $v_0 = 0.9$ та коефіцієнтом корисної дії зрошувальної системи $\eta = 0.95$. Зменшення водності річки Дунай, яке буде перевищувати допустиму точність розрахунків $\pm 10\%$, прогнозується лише в десятиріччя 2070-2080 рр. і досягає мінус 14 %.

Таблиця 1.11 - Зміна водних ресурсів р.Дунай за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр} = 8,6\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР},$ мм	$\bar{Q}_{ПР},$ м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ},$ мм	$\bar{Q}_{ПОБ},$ м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок зрошування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	250	6475	1,00	250	6475	0,00	-0,00
CCCM	150	3886	0,96	145	3730	-3,60	-42,0
GISS	144	3730	0,96	138	3577	-4,10	-44,8
GFDL	174	4507	0,98	170	4413	-2,10	-32,0
UKMO	158	4092	0,97	153	3970	-3,00	-38,8
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010рр.)	228	5906	0,99	226	5870	-0,60	-9,60
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040рр.)	158	4092	0,97	153	3970	-3,00	-38,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080рр.)	91	2357	0,86	78	2027	-14,0	-68,8

Сумарний вплив чинників водогосподарської діяльності у вихідному стані, який відповідає 80-м рокам минулого сторіччя, дорівнює 4,8 % (табл. 1.12). За сценаріями глобального потепління (CCCM, GISS, GFDL, UKMO) прогнозується зменшення водних ресурсів на 36-49 %. Руйнування водних

ресурсів, при якому зменшення водних ресурсів перетне критичну позначку 50 %, можливе лише за умови розвитку глобального потепління за сценарієм GFDL у 2070-2080 рр. Внутрішньорічний розподіл представлений у таблиці В.8 (додаток В).

Таблиця 1.12 – Зміна водних ресурсів р. Дунай за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=8,6\%$) та штучних водойм ($f_B=1.10\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропоген- них чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	250	6475	0,95	238	6152	-4,80	-4,80
CCCM	150	3886	0,89	134	3458	-11,0	-46,4
GISS	144	3730	0,89	128	3319	-11,0	-48,8
GFDL	174	4507	0,91	158	4101	-9,00	-36,8
UKMO	158	4092	0,90	142	3683	-10,0	-43,2
Нестационарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	228	5906	0,93	212	5491	-7,00	-15,2
Нестационарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	158	4092	0,90	142	3683	-10,0	-43,2
Нестационарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	91	2357	0,77	70	1815	-23,0	-72,0

1.6 Прогноз зміни водних ресурсів р.Дністер

Дністер є найбільшою річкою Західної України та Молдови. Разом із Дніпром, Дунаєм та Південним Бугом ця річка належить до найбільших річок басейну Чорного моря. Площа водозбору річки становить 72100 км², довжина річки досягає 1380 км [97]. У межах України знаходиться 73,1 % від загальної площі водозбору р.Дністер.

Водозбір р.Дністер має форму дуже витягнутого овалу завдовжки близько 700 км при середній ширині 120 км. Значна довжина річки, яка бере початок в Українських Карпатах, обумовлює те, що її фізико-географічні характеристики відзначаються великою різноманітністю [90]. Територія водозбору була розділена на 7 частин (табл. 1.13), які відповідають різним висотним поясам та природним географічним зонам [98].

Таблиця 1.13 – Відносні площі водозбору р.Дністер, зайняті різними географічними зонами та поясами

Зона або пояс	Площа у частках від загальної площі водозбору
1000-1200 м	0,014
800-1000м	0,024
600-800м	0,052
300-600м	0,052
Лісостепова зона (Західно-Українська провінція)	0,377
Лісостепова зона (Дністровсько-Донецька провінція)	0,290
Степова зона	0,191

Значна частина правобережних приток р.Дністер належить до Природної країни Українських Карпат [90]. Українські або Східні Карпати займають центральну частину витягнутої дуги Карпатської гірської країни, більша частина якої знаходиться поза межами України. Карпати тягнуться вузькою смугою довжиною у 280 км у субмеридіональному напрямі уздовж західної частини країни. В Українських Карпатах виділено три геоморфологічних зони – Передкарпаття, Карпати та Закарпатська рівнина. Передкарпатська височина – це інтенсивно розчленована рівнина, яка складається з уламкового матеріалу. Височина має нахил до північного сходу. Абсолютні висоти досягають 340-360 м. Самі Карпатські гори складаються з декількох витягнутих з північного заходу на південний схід смуг-хребтів. Зовнішню смугу складають Бескиди, Горгани та Покутсько-Буковинські Карпати. Гори мають згладжений характер. Тільки Горгани, де знаходяться найбільш високі вершини Зовнішніх Карпат – Сивуля (1838 м), Грофа (1748 м), Попадя (1742 м) – відрізняються крутими схилами. Другу смугу складають Вододільно-Верховинські Карпати. За абсолютними висотами ця смуга поступається Зовнішнім Карпатам, але саме вздовж неї проходить головний вододіл Карпат, який розділяє басейни р.Дністер та р.Дунай (рис. 1.3). Третя, найбільш висока полоса Карпат містить у собі Полонино-Чорногорський хребет, який складається з ланцюгу хребтів.

Водозбори річок гірської частини Карпат мають середні висоти, які змінюються від 300 до 1200 м. Кліматичні фактори формування стоку змінюються з висотою місцевості. Температури повітря зменшуються, а кількість опадів зростає. Із зменшенням температури повітря зменшуються і теплоенергетичні ресурси клімату. Ці закономірності для басейну р.Дністер представлені у вигляді наступних рівнянь [60]

$$\bar{X} = 742 + 0.679(H - 200), r = 0.849; \quad (1.67)$$

$$\bar{E}_m = 777 - 0.432(H - 200), r = 0.899, \quad (1.68)$$

де H - висота розташування метеорологічної станції над рівнем моря.

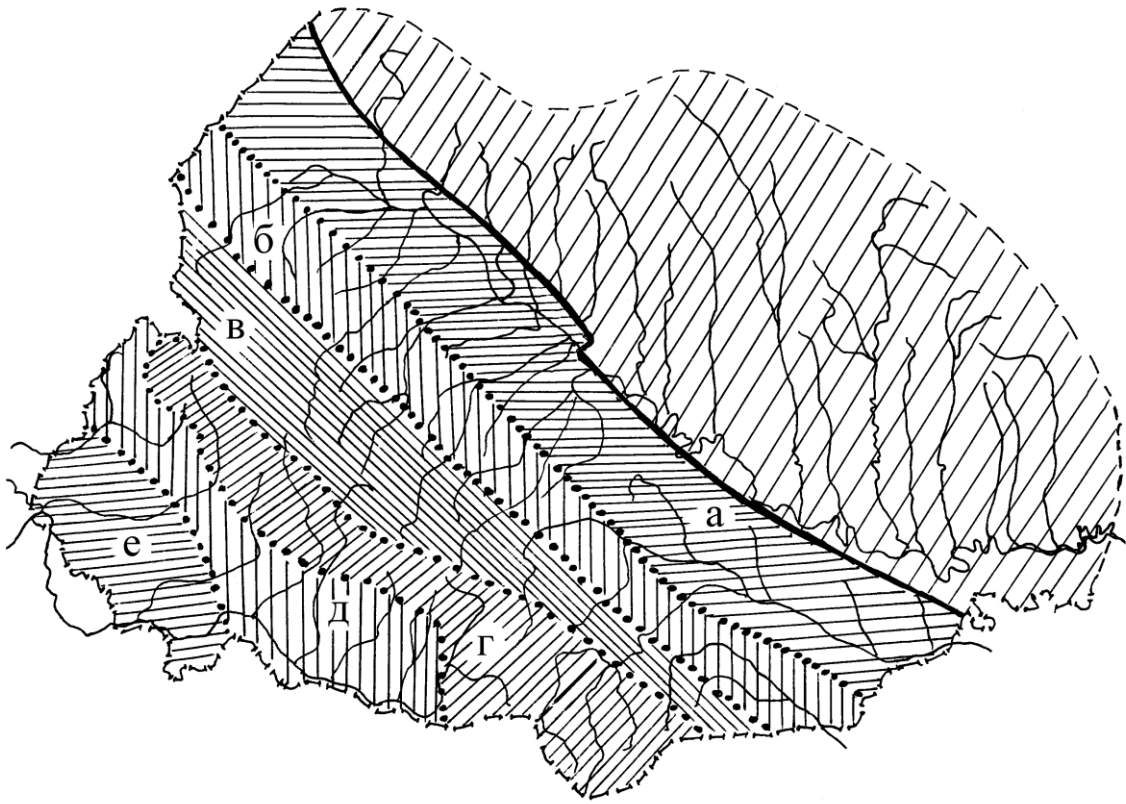


Рисунок 1.3 – Геоморфологічне районування території Українських Карпат
а) Передкарпатська височина; б) Зовнішні Карпати; в) Вододільно-Верховинські Карпати; д) Вулканичні Карпати; е) Закарпатська акумулятивна рівнина [Коротун]

З метою визначення змін кліматичних факторів з висотою місцевості в умовах різних кліматичних сценаріїв спочатку визначалися зміни базової або опорної характеристики $\bar{E}_{m,H=200}$ або $\bar{X}_{H=200}$, які відповідають стану клімату на висоті місцевості $H = 200$ м у передгірській зоні. Тоді рівняння (1.67) та (1.68) набудуть вигляду

$$\bar{X}' = \bar{X}_{H=200}' + 0.679(H - 200), r = 0.849; \quad (1.69)$$

$$\bar{E}_m = \bar{E}'_{m,H=200} - 0.432(H - 200), r = 0.899. \quad (1.70)$$

Значення $\bar{X} = 742$ мм та $\bar{E}_m = 777$ мм відповідають висоті $H = 200$ м, яка є характерною для Волино-Подільської височини (Лісостепова зона Західно-Української провінції). Задача полягала у визначенні опорних значень $\bar{E}'_{m,H=200}$ та $\bar{X}'_{H=200}$ для сценарних умов з подальшим використанням градієнту змін досліджуваних метеорологічних характеристик з висотою. Для розрахунків була використана гіпсометрична крива гірської частини р. Дністер. За цією кривою були виділені висотні пояси: 300-600 м, 600-800 м, 800-1000 м, 1000-1200 м. У межах кожного висотного поясу задавалася середня висота – 450 м, 700 м, 900 м, 1100 м, відповідно, для якої і розраховувалися значення загального зволоження $\bar{X}'$, максимально можливого випаровування $\bar{E}'_{\max}$ та кліматичного стоку $\bar{Y}'_K$ (Додаток Ж).

Норма кліматичного річного стоку у гірській частині басейну змінюється від 313 мм у межах висотної зони 300–600 м до 968 мм у межах висотної зони 1000–1200 м. На рівнинній частині басейну норма кліматичного річного стоку у Західно-Українській провінції лісостепової зони складає 165 мм, Дністровсько-Донецькій провінції лісостепової зони – 49 мм, у степовій зоні – 22 мм (Додаток 3). Середня зважена за площею величина норми кліматичного стоку р. Дністер у вихідних умовах, які відповідають кліматичним умовам до 1980 р., складає 147 мм (табл. 1.14).

При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу у атмосфері очікується зменшення водних ресурсів на 25-27 % за сценаріями CCCM, GISS, UKMO та на 22 % за сценарієм GFDL (табл. 1.14). Згідно із результатами, отриманими за нестационарною моделлю глобального потепління GFDL, на десятиріччя 2000-2010 рр. змін водних ресурсів не передбачається, незначне для середнього багаторічного періоду зростання

водних ресурсів має становити (+0,68 %). Такий висновок підтверджується даними спостережень, та просторово-часовими узагальненнями, виконаними В.В. Гребінем [48]. Згідно наведеним ним даним за період 1989-2008 рр. зростання річних витрат стоку відбулося на річках Серет та Смотрич Дністровсько- Дніпровської ЛГП на 8-9 %, на річках Прут-Дністровської ЛГП – на 9 %. Проте, на річках Дністровсько-Дніпровської ЛГП, до якої належить ліві притоки середньої течії Дністра, та у Нижньобузько-Дніпровській ЛГП установлене середнє зниження на 4 %. На окремих річках Причорноморської низовини (річки Тілігул, Інгул) зменшення річного стоку може досягати 35-40 %.

Подальше зростання температур повітря забезпечить зниження річного стоку: на десятиріччя 2030-2040 рр. зменшення водних ресурсів досягне 33 %, а до 2080 року відбудеться руйнівне зменшення водних ресурсів (50 %).

З метою урахування змін у внутрішньорічному розподілі водних ресурсів розрахунки розподілу стоку у межах року виконувалися для типового розподілу за 1990-2004 рр. (Додаток Б, табл.Б.5, Б.6).

За останніми даними (проект ОБСЕ/ЕЭК ООН: “Трансграничное сотрудничество и устойчивое управление бассейном р.Днестр, 2005”) у басейні річки Дністер нараховується 65 водосховищ (площа водної поверхні становить 24,35 тис. га, корисний об’єм 2156 млн.м³) та 3447 ставків (площа водної поверхні становить 20,8 тис. га, корисний об’єм 244,4 млн.м³).

На території водозбору знаходяться Дунай-Дністровська зрошувальна система, розташована у південно-західних районах Одеської області, основним джерелом водопостачання для якої є р.Дунай. Нижньодністровська зрошувальна система знаходиться у межах 2-х районів Одеської області. Вона працює з 1964 року і площа зрошування досягла 37 тис.га. Вода з річки Дністер помповою станцією подається у приймальний басейн і звідти розподіляється по каналах загальною довжиною 456 км [87]. Окрім того, в басейні р.Дністер знаходиться Білгород-Дністровська зрошувальна система

(11,8 тис.га). Троїцько-Граденицька зрошувальна система розташована у Біляївському районі Одеської області (3,7 тис. га). Площа зрошуваних за рахунок вод р.Дністер земель у Молдові становить 6686 га. Підсумовування даних про водогосподарське використання [87, 94] р.Дністер дозволило установити, що за період, починаючи з 1980 року, відносна площа водної поверхні штучних водойм становить 0,77 %, а зрошуваних земель – 0,60 % від загальної площі водозбору.

Таблиця 1.14 - Зміна водних ресурсів р. Дністер за сценаріями глобального потепління

Сценарій	Середній багаторічний шар річного стоку $\bar{Y}_{IP}$, мм	Середня багаторічна витрата річного стоку $\bar{Q}_{IP}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів у порівнянні із вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	147	336	-
CCCM	108	247	-26,5
GISS	108	247	-26,5
GFDL	115	263	-21,8
UKMO	110	251	-25,2
Нестационарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	148	338	0,68
Нестационарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	98	224	-33,3
Нестационарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	68	155	-53,7

Розрахунки впливу штучних водойм на водні ресурси басейну р.Дністер на основі моделі “клімат-стік” дозволили установити коефіцієнти антропогенного впливу (табл. 1.15). Коефіцієнт впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на норму річного стоку

змінюється від 0,96 до 0,94. Тобто, загальні втрати водних ресурсів р.Дністер при $f_B=0.77\%$ знаходяться у межах точності розрахунків норми річного стоку ($\pm 10\%$). Найбільший вплив штучних водойм передбачається у 2070-2080 рр., коли норма природного стоку становитиме лише 68 мм. Але наявність штучних водойм посилює ефект зменшення водних ресурсів, який обумовлений змінами клімату. Наприклад, на десятиріччя 2030-2040 рр. зменшення водних ресурсів посилюється і становить 37 % у порівнянні із 33%, обумовленими лише змінами клімату. Внутрішньорічний розподіл стоку при наявності штучних водойм, наведений у додатку В (табл. В.9) та додатку Д (табл. Д.6).

Таблиця 1.15 – Зміна водних ресурсів р. Дністер за сценаріями глобального потепління при наявності штучних водойм ($f_B=0.77\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K'_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОВ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОВ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок додаткового випаровування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	147	0,96	140	320	-4,8	-4,8
CCCM	108	0,95	102	233	-5,8	-30,6
GISS	108	0,95	102	233	-5,8	-30,6
GFDL	115	0,95	109	249	-5,6	-25,8
UKMO	110	0,95	104	238	-5,7	-29,3
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	148	0,96	141	322	-4,7	-4,08
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	98	0,95	92	210	-6,1	-37,4
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	68	0,94	63	144	-7,2	-57,1

Обсяги заборів води на зрошення зростали у минулому сторіччі з 1965 р. по 1990 р. Економічна криза зменшила обсяги водокористування, особливо у сільському господарстві. Кількість руслових водосховищ у зросла у басейні р.Дністер з 1988 р. до 2005 р. на 4,5 %, а ставків – на 4,3 % [48]. У останні десятиріччя площа зрошуваних земель водами р.Дністер значно зменшилася і становить 0,6 % від загальної площі водозбору. Вплив вилучення води на зрошування сільськогосподарських масивів при відносному оптимальному зволоженні ґрунтів, яке дорівнює 0,9 та коефіцієнті корисної дії зрошувальних систем, яке становить 0,90, досить невеликий: коефіцієнти антропогенного впливу близькі до 1,0. Найбільший вплив зрошування отримується при прогнозі за нестаціонарним сценарієм GFDL та дорівнює 0,94 (табл. 1.16). При сучасних масштабах зрошування розподіл стоку у межах року мало відрізняється від вихідного.

Ураховуючи, що штучні водойми та зрошування є головними чинниками безповоротного водоспоживання, було виконано оцінку їх сумісного впливу (табл. 1.17). Перевищення змін за рахунок антропогенних факторів на 10 % передбачається у 2070-2080 рр. (сценарій GFDL). В умовах сценаріїв одночасного подвоєння концентрації вуглекислого газу (CCSM, GISS, GFDL та UKMO) при наявності на водозборі штучних водойм та зрошування прогнозується зменшення водних ресурсів р.Дністер до 30 %. За сценарієм нестаціонарної моделі GFDL зменшення водних ресурсів на 2000-2010 рр. становитиме 6 %, на 2030-2040 рр. – 38 %, на 2070-2080 рр. – 59 %. Внутрішньорічний розподіл наведений у додатках В (табл. В.10) та Д (табл. Д.7).

Близько 300 млн.м³ (10 м³) в рік забирається водогоном “Дністер” з метою постачання води до міст Одеси, Іллічівська, Білгород-Дністровська. У межах Молдови побудовані два великих водозабори для забезпечення водою міст Сороки, Бельци та Кишинів. Коефіцієнт антропогенного впливу водопостачання може бути оцінений величиною 0,96 (проект ОБСЕ/ЕЭК

ООН: “Трансграничное сотрудничество и устойчивое управление бассейном р.Днестр, 2005”).

Близько 300 млн.м³ (10 м³) в рік забирається водогоном “Дністер” з метою постачання води до міст Одеси, Іллічівська, Білгород-Дністровська. У межах Молдови побудовані два великих водозабори для забезпечення водою міст Сороки, Бельци та Кишинів. Коефіцієнт антропогенного впливу водопостачання може бути оцінений величиною 0,96 (проект ОБСЕ/ЕЭК ООН: “Трансграничное сотрудничество и устойчивое управление бассейном р.Днестр, 2005”).

Таблиця 1.16 - Зміна водних ресурсів р.Дністер за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр} = 0,6\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР},$ мм	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ},$ мм	$\bar{Q}_{ПОБ},$ м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок впливу зрошення, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	147	1,00	147	336	0	0
CCCM	108	0,98	106	242	-1,85	-27,9
GISS	108	0,98	106	242	-1,85	-27,9
GFDL	115	0,99	114	261	-0,88	-22,4
UKMO	110	0,97	107	245	-2,8	-25,2
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	148	0,99	147	336	-0,68	0
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	98	0,98	96	219	-2,08	-34,7
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	68	0,94	64	146	-6,25	-56,4

Таблиця 1.17 – Зміна водних ресурсів р. Дністер за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{3P}=0,6\%$) та штучних водойм ($f_B=0,77\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР},$ мм	$\bar{Q}_{ПР},$ м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ},$ мм	$\bar{Q}_{ПОБ},$ м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропо- генних чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	147	336	0,96	141	323	-4,08	-4,08
CCSM	108	247	0,93	100	230	-7,40	-31,9
GISS	108	247	0,93	100	230	-7,40	-31,9
GFDL	115	263	0,94	108	247	-6,09	-26,5
UKMO	110	251	0,92	101	231	-8,18	-31,3
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	148	338	0,95	141	321	-4,73	-4,08
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	98	224	0,93	91	208	-7,14	-38,1
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	68	155	0,88	60	137	-11,8	-59,2

Розрахунки стану водних ресурсів з урахуванням заборів води на водопостачання, зрошення та додаткове випаровування з поверхні штучних водойм показали, що коефіцієнт сумарного антропогенного впливу змінюється від 0,92 до 0,84 (табл. 1.18).

За сценаріями раптового подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері найбільший вплив відбудеться за сценарієм CCSM (зменшення водних ресурсів становитиме 34,6 %). У цілому за сценаріями одночасного подвоєння концентрації вуглекислого газу зменшення водних ресурсів очікується на 29,3-34,6 %. За умовами нестаціонарного сценарію GFDL у

десятиріччя 2000-2010 рр. зменшення водних ресурсів буде становити 8 %, що нижче точності розрахунків. На десятиріччя 2030-2040 рр. коефіцієнт сумарного антропогенного впливу становитиме 0,89, а сумарне зменшення водних ресурсів у порівнянні з даними до 1980 року досягне 40 %. На десятиріччя 2070-2080 рр. зменшення водних ресурсів досягне руйнівної межі (50%). Внутрішньорічний розподіл наведений у табл. В.11 (додаток В) та у табл.Д.8 (додаток Д).

Таблиця 1.18 – Зміна водних ресурсів р. Дністер за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=0,6$ %), штучних водойм ($f_B=0,77$ %) та водоспоживання $K_{BC}=0,96$

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропо- генних чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	147	336	0,92	135	309	-8,16	-8,16
CCSM	108	247	0,89	96,1	220	-11,02	-34,6
GISS	108	247	0,89	96,1	220	-11,02	-34,6
GFDL	115	263	0,90	104	237	-9,57	-29,3
UKMO	110	251	0,88	96,8	221	-12,0	-34,1
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	148	338	0,91	135	308	-8,78	-8,16
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	98	224	0,89	87,2	199	-11,02	-40,7
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	68	155	0,84	57,1	130	-16,03	-61,2

Вплив змін клімату у поєднанні з водогосподарською діяльністю на водні об'єкти посилюється при переході від зони достатнього зволоження до зони недостатнього. Не дивлячись на те, що сумарні зміни водних ресурсів р.Дністер відбуваються дуже повільно, у її степовій зоні зниження стоку досягло суттєвих значень вже сьогодні. Слід зазначити, що незначне (до 10 %) зменшення середньої багаторічної величини річного стоку, може супроводжуватися значущими його змінами у маловодні роки (табл. 1.19) [99, 100].

Таблиця 1.19 - Оцінка зміни водних ресурсів у зоні степу (р. Дністер) за сценаріями глобального потепління під впливом додаткового випаровування з поверхні штучних водойм у роки різної водності

Сценарій	$\bar{Y}_{IP}$, мм	$K'_{\bar{Y}}$	f_B , %	Зміни річного стоку у роки різної водності, %					
				$\Delta_{1\%}$	$\Delta_{5\%}$	$\Delta_{25\%}$	$\Delta_{50\%}$	$\Delta_{75\%}$	$\Delta_{95\%}$
0	22	0,78	1,5	5,51	11,7	24,5	38,4	55,1	86,4
CCCM	11	0,70	1,5	1,40	16,0	39,8	44,6	48,7	76,6
GISS	11	0,70	1,5	1,40	16,0	39,8	44,6	48,7	76,6
GFDL	17	0,75	1,5	2,12	6,2	26,0	51,5	77,9	99,7
UKMO	12	0,71	1,5	18,5	20,8	40,5	51,2	53,3	90,5
GFDL (2000-2010 pp.)	17	0,75	1,5	2,12	6,2	26,0	50,6	77,9	99,7
GFDL (2030-2040 pp.)	13	0,72	1,5	12,7	19,7	39,1	57,4	98,0	99,0
GFDL (2070-2080 pp.)	7	0,64	1,5	27,2	31,0	40,8	100	100	100

1.7 Прогноз зміни водних ресурсів р. Південний Буг

Річка Південний Буг є найбільшою річкою, басейн якої повністю знаходиться у межах України [91]. Площа водозбору річки становить 63700 км², довжина річки - 806 км, висота витoku – 321 м, середній похил річки – 0,00040 (40 см/км). Південний Буг бере початок на Волино-Подільській височині. Середня його частина знаходиться у межах Придніпровської височини, нижня – у межах Причорноморської низовини [98]. Відносна площа водозбору, зайнята лісостеповою зоною, становить 0,4, а степовою - 0,6 в частках від загальної площі водозбору. Замикальним створом на річці є с.Олександрівка, де середнє багаторічне значення побутового стоку за період спостережень з 1950 по 2006 роки дорівнює 46 мм, за даними [98] - 88,9 м³/с або 44 мм, та за даними [88] середня багаторічна величина річного стоку становить 60мм для періоду 1970-1989 рр. та 40 мм за період 1990-2004рр., що в середньому становить 50 мм. У період 1990-2004 рр. відбулися зміни у внутрішньорічному розподілі стоку у порівнянні із періодом 1970 -1989 рр.: збільшився внесок величин стоку жовтня, листопада, січня та зменшився внесок у місяці лютий-вересень. Особливо помітне зменшення стоку у весняні місяці березень та квітень.

Водні ресурси басейну р.Південний Буг набагато менші у порівнянні з розглянутими вище річками, оскільки формування стоку відбувається у межах лісостепової та степової зон. Теплоенергетичні ресурси клімату у вихідному стані (до 80-х років минулого сторіччя) становлять 790 мм на північному заході та 925 мм на південному сході. Ресурси зволоження змінюються від 625 мм до 525 мм (додаток К). Середня багаторічна величина річного стоку, яка і є інтегральною характеристикою водних ресурсів, становить 49 мм. Через відсутність площ формування стоку у зонах надмірного та достатнього зволоження відгук водних ресурсів р.Південний Буг на зміни клімату набагато сильніший (табл. 1.20). При одночасному

подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері зменшення водних ресурсів буде наближатись до 40 % (CCCM, GISS, UKMO) та становитиме 24,5 % для сценарію GFDL. У період з 2000-2010 рр., згідно із сценарієм поступового збільшення концентрацій газів у атмосфері (GFDL), буде відбуватися зменшення водних ресурсів на 6%. За даними спостережень на р.Південний Буг також установлене зменшення стоку у порівнянні із даними до 1980 року (табл. 1.21). Те ж саме відмічається у результатах В.В. Гребіня [49], де для Дністровсько-Дніпровської ЛГП й Нижньобузько –Дніпровської ЛГП установлене зменшення річного стоку за 1989-2008 рр. становить 4 %. На десятиріччя 2030-2040 передбачається зменшення водних ресурсів р.Південний Буг на 40 %, та на 2070-2080рр. – на 60 %.

Таблиця 1.20 - Зміна водних ресурсів р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління

Сценарій	Середній багаторічний шар річного стоку $\bar{Y}_{ПР}$, мм	Середня багаторічна витрата річного стоку $\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів у порівнянні із вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	49	99	-
CCCM	30	61	-38,8
GISS	30	61	-38,8
GFDL	37	75	-24,5
UKMO	32	65	-34,7
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	46	93	-6,12
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	28	57	-42,9
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	18	36	-63,3

Таблиця 1.21 - Зміни характеристик водності за багаторічний період у створі р.Південний Буг – с.Олександрівка

Період осереднення	Характеристики стоку, осереднені по різних періодах багаторічних спостережень			
	q_p , л/скм ²	Y_p , мм	$q_{\max}$, л/скм ²	$q_{\min}$, л/скм ²
1914-1962 рр.	1,78	56	11,5	0,06
1963-1970 рр.	2,22	70	3,44	0,07
1971-1975 рр.	1,91	60	2,27	0,26
1976-1980 рр.	2,94	105	5,22	0,41
1981-1985 рр.	2,37	75	2,34	0,92
1986-1990 рр.	1,63	51	8,06	0,72
1991-1995 рр.	1,73	55	7,74	0,76
1996-2000 рр.	2,21	70	1,94	0,78
2001-2005 рр.	2,08	66	4,33	0,57

Внутрішньорічний розподіл у середній за водністю рік визначався для періоду 1990-2004 рр., який ураховує зміни внутрішньорічного розподілу стоку у період глобального потепління (додаток Б, табл.Б.7, Б.8).

На водозборі річки знаходиться велика кількість ставків та водосховищ [94]. Загальна кількість ставків за даними на 2000 р. становила 6929 з площею водної поверхні 45.7 тис. га та об'ємом 609 млн.м³. Загальна кількість водосховищ дорівнює 200 з площею водної поверхні – 30,46 тис.га та об'ємом 857 млн.м³. Відносна площа водної поверхні штучних водойм при НПУ, виражена в частках від площі водозбору, становить 1,2%. Більшість водосховищ побудовано з метою отримання електроенергії від ГЕС. У 1997 році закінчено спорудження нової Олександрівської ГЕС [90].

На річці розташовано три обласних центри – Хмельницький, Вінниця та Миколаїв. Для водопостачання у ці міста залучається вода з інших водозбірних басейнів. Водопостачання м. Хмельницький здійснюється водами р.Случ, міста Миколаїв – водами Дніпра. У межах ділянки, яка розташована нижче с. Олександрівка, здійснюється перекидання стоку із басейну р. Дніпро. Приймачем комунальних скидів м. Миколаєва є Бузький лиман [101].

Найбільшою зрошувальною системою в басейні р. Південний Буг є Південно-Бузька зрошувальна система, яка забезпечує водою 12,2 тис.га. Через Інгулецьку зрошувальну систему подається вода р.Дніпро (близько 20 млн.м³) [102]. Площа зрошування сільськогосподарських угідь Інгулецькою системою становить 63 тис.га, включаючи Херсонську область [87]. Явкинська зрошувальна система знаходиться у 5 районах Миколаївської області, введено в дію 53,4 тис.га. Відносна площа земель, які зрошуються водою р.Південний Буг становить 0,19 %. Відносна площа, зрошувана водою річки – донора (р.Дніпро), складає 1,8 %.

Розрахунки водних ресурсів в умовах антропогенної діяльності виконувалися на основі стохастичної моделі річного побутового стоку для основних чинників водокористування: втрати на додаткове випаровування з поверхні штучних водойм, втрати на зрошування, додаткове надходження води з сільськогосподарських угідь, які зрошуються водами р.Дніпро. Оцінка змін стану водних ресурсів надана у двох видах: як оцінка при сценарних кліматичних умовах впливу кожного окремого чинника водогосподарської діяльності, та як сумарна оцінка впливу змін кліматичних умов та чинника (чинників) водогосподарської діяльності.

Значна величина водної поверхні штучних водойм забезпечує зменшення водних ресурсів р. Південний Буг за рахунок додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на 12 % вже в початковому стані, тобто до 80-х років минулого сторіччя (табл. 1.22). Норма річного побутового стоку з урахуванням впливу штучних водойм у ці ж часи становить 43мм, яка

практично дорівнює (у межах точності розрахунків) нормі побутового стоку, установленій за даними спостережень. Коефіцієнти антропогенного впливу штучних водойм змінюються від 0,87 до 0,80. За усіма стаціонарними моделями потепління очікується зменшення водних ресурсів р.Південний Буг за рахунок додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на 13-16 % (табл. 1.22).

Таблиця 1.22 - Зміна водних ресурсів р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління при наявності на водосборі штучних водойм ($f_B=1,2\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K'_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок додаткового випаровування, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	49	0,87	43	86	-12,8	-12,8
CCCM	30	0,84	25	51	-16,0	-48,5
GISS	30	0,84	25	51	-16,0	-48,5
GFDL	37	0,85	32	64	-14,5	-35,5
UKMO	32	0,84	27	55	-15,5	-44,8
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	46	0,87	40	81	-13,2	-18,5
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	28	0,84	23	47	-16,5	-52,3
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	18	0,80	14	29	-20,0	-70,6

За нестаціонарною моделлю GFDL на 2000-2010 рр. очікується зменшення водних ресурсів на 13 %, на 2030-2040 роки – на 16,5 %. У 2070-2080 рр. зменшення водних ресурсів (модель GFDL) за рахунок додаткового

випаровування з поверхні штучних водойм буде становити 20 %. Додаткове випаровування посилює ефект зменшення водних ресурсів, який відбувається при змінах клімату. Згідно із розрахунками загальної зміни водних ресурсів стадія руйнації буде досягнута вже в 2030-2040 рр., коли зменшення водних ресурсів досягне 52,3 %, а стадія невідновної руйнації – у 2070-2080 рр., коли зміни водних ресурсів перевищать 70 %. Внутрішньорічний розподіл наведений у додатку В (табл. В.12).

Таблиця 1.23 - Зміна водних ресурсів р.Південний Буг за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр} = 0,19\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР},$ мм	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ},$ мм	$\bar{Q}_{ПОБ},$ м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок впливу зрошення, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	49	0,93	46	93	-6,12	-6,12
CCCM	30	0,88	26	53	-13,3	-46,9
GISS	30	0,88	26	53	-13,3	-46,9
GFDL	37	0,91	34	69	-8,10	-30,6
UKMO	32	0,89	28	57	-12,5	-42,9
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	46	0,93	43	87	-6,52	-12,2
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	28	0,88	25	50	-10,7	-49,0
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	18	0,84	15	30	-16,6	-69,4

Таблиця 1.24 – Зміна водних ресурсів р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=0,19\%$) та штучних водойм ($f_B=1,20\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОБ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропоген- них чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	49	0,80	39	79	-20,4	-20,4
CCSM	30	0,72	22	44	-26,7	-55,1
GISS	30	0,72	22	44	-26,7	-55,1
GFDL	37	0,77	29	59	-21,6	-40,8
UKMO	32	0,73	23	46	-28,1	-53,0
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	46	0,80	37	75	-19,6	-24,9
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	28	0,72	20	41	-28,6	-59,2
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	18	0,64	12	24	-33,3	-78,5

Коефіцієнт антропогенного впливу при наявності на водозборі сільськогосподарських угідь, зрошуваних водою р.Південний Буг змінюється від 0,93 для кінця XX сторіччя до 0,84 у період 2070-2080 pp. (модель GFDL), що відповідає 6 та 16 відсоткам від стану водних ресурсів у заданих кліматичних умовах (табл. 1.23). З отриманих результатів витікає, що у період 2000-2010 pp. величина впливу зрошування у 2000-2010 pp. мало відрізняється від його впливу до 80-х років XX сторіччя. Взаємодія впливу зрошування та кліматичних змін викликає загальне зменшення водних ресурсів від 12 % до 69 % згідно із прогнозами за нестаціонарною моделлю

GFDL, та від 30 % до 47 % за моделями одночасного подвоєння вуглекислого газу в атмосфері.

Таблиця 1.25 - Зміна водних ресурсів р.Південний Буг за сценаріями глобального потепління при наявності зрошування земель за рахунок річки-донора ($f_{ЗР,Д} = 1,8\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР},$ мм	$K_{\bar{Y}}''$	$\bar{Y}_{ПОБ},$ мм	$\bar{Q}_{ПОБ},$ м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок впливу зрошування водами річки-донора, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	49	1,01	49	100	0,00	0
CCCM	30	1,02	31	62	3,30	-36,7
GISS	30	1,02	31	62	3,30	-36,7
GFDL	37	1,01	37	75	0,00	-24,5
UKMO	32	1,02	33	66	3,10	-32,7
Нестационарна модель GFDL (2000-2010 pp.)	46	1,01	46	94	0,0	-6,1
Нестационарна модель GFDL (2030-2040 pp.)	28	1,03	29	58	3,6	-40,8
Нестационарна модель GFDL (2070-2080 pp.)	18	1,035	19	38	5,6	-61,2

Сумарний вплив антропогенних факторів, таких як зрошування та додаткове випаровування з поверхні штучних водойм, викликає зменшення водних ресурсів на 20 % в умовах вихідного стану та для періоду 2000 - 2010 pp.; - на 28 % у період 2030-2040 pp.; - на 34 % у період 2070-2080 pp. (табл. 1.24, табл. В.13). Такий вплив суттєво позначається на сумарних змінах водних ресурсів при глобальному потеплінні. При відносно невеликих

розмірах розглядуваних водогосподарських заходів руйнування водних ресурсів (зменшення на 50 %) прогнозується за сценаріями CCCM, GISS, UKMO, а також на період 2030-2040 рр. за нестационарною моделлю GFDL.

Таблиця 1.26 – Зміна водних ресурсів р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління при наявності сільськогосподарських земель, зрошуваних за рахунок р.Південний Буг ($f_{ЗР}=0,19\%$) та р.Дніпро($f_{ЗР,Д}=1,8\%$) й штучних водойм ($f_B=1.20\%$)

Сценарій	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$K_{\bar{Y}}$	$\bar{Y}_{ПОВ}$, мм	$\bar{Q}_{ПОВ}$, м ³ /с	Зміна водних ресурсів за рахунок антропоген- них чинників, %	Сумарна зміна водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	49	0,81	40	81	-18,4	-18,0
CCCM	30	0,74	22	45	-26,0	-55,0
GISS	30	0,74	22	45	-26,0	-55,0
GFDL	37	0,78	29	58	-22,0	-41,0
UKMO	32	0,75	24	48	-25,0	-51,0
Нестационарна модель GFDL (2000-2010 рр.)	46	0,81	37	75	-19,0	-24,0
Нестационарна модель GFDL (2030-2040 рр.)	28	0,75	21	42	-25,0	-57,0
Нестационарна модель GFDL (2070-2080 рр.)	18	0,68	12	25	-32,0	-75,0

Невідновне руйнування водних ресурсів (зменшення більш ніж на 70 %) очікується в період 2070-2080 рр. за нестационарною моделлю GFDL.

Як вже зазначалось вище, до басейну р.Південний Буг надходить значна кількість води з р.Дніпро. З метою урахування зворотних вод, які утворюються при зрошуванні сільськогосподарських масивів за рахунок

річки-донора (р.Дніпро), визначались коефіцієнти антропогенного впливу за рівняннями (1.55) – (1.57) при $v_0 = 0.9$ та $\eta = 0.9$. Величина отриманих коефіцієнтів змінюється від 1,01 до 1,035, що складає 1 та 3 відсотки, відповідно (табл. 1.25). Надходження зворотних вод з сільськогосподарських масивів до русла річки або Бузького Лиману дещо зменшує вплив глобального потепління.

Оцінка сумарного впливу усіх трьох чинників водогосподарської діяльності у басейні р.Південний Буг (табл. 1.26) показала, що при заданих показниках їх масштабів зменшення водних ресурсів становило 18 % до початку 80-х років минулого сторіччя, та 24 % на десятиріччя 2000-2010 рр. (нестационарна модель GFDL). За сценаріями одночасного зростання концентрації вуглекислого газу в атмосфері можливе руйнування водних ресурсів, яке відбувається при зменшенні водних ресурсів у середній за водністю рік на 50 %. У 2030-2040 рр. зменшення водності може досягнути 57 %, у 2070-2080 рр. – на 75 %. Відповідний внутрішньорічний розподіл представлений у додатках В (табл.В.14) та Д (табл.Д.10).

2 МОДЕЛЮВАННЯ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ, МІНЛИВОСТІ ТЕРМОХАДИННОЇ СТРУКТУРИ ВОД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

Для акваторій шельфової зони моря властивий агеострофічний характер рухів і сильний вплив на динаміку вод морфометричних особливостей акваторії: рельєфу дна, конфігурації й порізаності берегової лінії, наявності бухт, заток, лиманів, водообмін яких зі спряженою частиною акваторії обмежений і здійснюється через вузькі канали або протоки.

У мілководних районах моря основною рушійною силою, що викликає рух вод є напруга тертя вітру на водній поверхні. Завдяки виникненню турбулентних напруг у рідині, вплив вітру може позначатися на досить великому видаленні від водної поверхні. Вітрові течії зазнають впливу від дна, яке проявляється, по-перше, у взаємодії двох турбулентних приграничних шарів: придонного й поверхневого, а, по-друге, в утворенні ухилів водної поверхні, обумовлених наявністю берегів і неоднородностей рельєфу дна, які викликають розвиток градієнтних течій.

У частково ізольованих областях моря джерелами руху служать також перенос імпульсу через «рідку» (відкриту) границю, коливання рівня води, обумовлені згінно-нагінними й припливними явищами, а також надходженням мас води з річковим стоком.

Важливу роль у динаміці вод шельфових областей моря відіграють стратифікуючі фактори: прісноводний стік річок, термічні неоднорідності, обумовлені просторовою мінливістю інтенсивності поглинання сонячної радіації у водному стовпчику, теплообміну між водою й повітрям, вітрового турбулентного перемішування поверхневих вод, прибережного апвелінгу.

Особливо складною термохалінною структурою й динамікою вод характеризуються пригирлові райони шельфу, де спостерігається загострення просторових градієнтів температури й солоності вод, а також інтенсифікація

течій, що мають термохалинну, градієнтну й вітрову складові одного порядку значимості. Загостренню горизонтальних градієнтів температури води в пригирлових областях сприяє винос із річковим стоком великої кількості зважених органічних і неорганічних часток, які значно впливають на прозорість вод, а отже, і на інтенсивність поглинання сонячної радіації в поверхневому шарі.

Багато водних об'єктів або їхні частини пов'язані з прилеглими акваторіями моря вузькими протоками, каналами або рукавами. Самоочисна здатність екосистем таких акваторій значно знижена за рахунок обмеженого водооновлення. Тому коректний розрахунок водообміну через вузькі протоки або канали здобуває особливо важливе значення при нормуванні антропогенних навантажень на водні екосистеми слабко проточних водойм й акваторій.

Отже, математична модель динаміки вод шельфової зони моря повинна задовольняти наступним вимогам: описувати вітрові (дрейфові й компенсаційні), густинні, припливні й стокові течії в областях зі значним перепадом глибин і загостреними градієнтами температури й солоності; еволюцію сезонного термоклину; дозволяти робити розрахунки не тільки в акваторіях самих водойм, але й у сполучених з ними водних об'єктах, пов'язаних з основним об'єктом вузькими протоками, каналами або рукавами.

До числа характерних особливостей північно-західного шельфу Чорного моря відносяться: наявність гирлових областей чотирьох крупних річок (Дунай, Дніпро, Дністер, Південний Буг), прісний стік яких здійснює значний вплив на просторово-часову мінливість термохалинної структури і динаміку вод; наявність великого числа відносно мілководних областей – банок, заток, бухт, естуаріїв; домінуючий вплив вітрових умов на динаміку і термохалинну структуру вод (мінливість циркуляції, проникнення річкових вод, апвелінг і т.д.); формування у весняно-літній період на глибинах 5-15 метрів пікноклину, який розділяє прогріті й розпріснені води поверхневого шару і холодні, солоні води придонного шару; систематичний розвиток

вітрового прибережного апвелінгу, який забезпечує водо- і масообмін між поверхневим і придонним шарами акваторії у весняно-літній період року.

Для діагнозу, імітації мінливості і прогнозу гідрологічних, термодинамічних і, тісно пов'язаних з ними, екологічних процесів в північно-західній частині Чорного моря (ПнЗЧМ) необхідна гідродинамічна модель, здатна врахувати і адекватно описати вказані вище особливості акваторії.

Всім перерахованим вище вимогам задовольняє гідротермодинамічна модель у постановці й числовій реалізації [103, 104], що у вихідному варіанті одержала назву МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment). Ця модель, у вигляді гідродинамічного блоку, була покладена в основу розробки моделі евтрофікації вод північно-західної частини Чорного моря, гідрологічний і гідрохімічний режим якої визначаються, в першу чергу, об'ємами річкового стоку та вітровими умовами.

2.1 Математична структура гідротермодинамічної моделі для шельфових морських акваторій

В основу моделі покладена повна система рівнянь гідротермодинаміки в наближенні Бусінеска, нестисливості й 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. Частки, похідні від деякої величини F , будемо позначати її нижнім індексом, записаним у відповідності з наступними прикладами:

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

Безрозмірна вертикальна координата, що заміняє z , визначається як

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

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

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

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

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

Горизонтальний розмір розрахункового осередку позначимо як ΔL , а вертикальний – як $\Delta \sigma$. Часовий крок для баротропної складової руху позначимо як Δt , а для бароклінної ΔT , причому $\Delta t \leq \Delta T$.

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

$$u_t + \beta_a \{ (uu)_x + (uv)_y + (uw)_z \} = -\alpha_0 P_x + fv + (2A_h u_x)_x + (A_h [v_x + u_y])_y + (A_v u_z)_z, \quad (2.1)$$

$$v_t + \beta_a \{ (vu)_x + (vv)_y + (vw)_z \} = -\alpha_0 P_y - fu + (2A_h v_y)_y + (A_h [u_y + v_x])_x + (A_v v_z)_z, \quad (2.2)$$

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

t – час;

P – тиск;

$\alpha_0 = 1.0$ л/кг – постійний питомий обсяг води;

ρ – густина води;

f – параметр Коріоліса;

A_h, A_v – коефіцієнти горизонтальної й вертикальної турбулентності, відповідно;

β_a – керуючий множник (приймаючий значення 0 або 1), який використовується для відключення членів адвективного прискорення.

Для третього рівняння руху приймається гідростатичне наближення:

$$P_z = -g\rho, \quad (2.3)$$

де $g = 9.81$ м²/с – прискорення вільного падіння.

Рівняння нерозривності, що виражає закон збереження маси, записується у виді, що відфільтровує звукові хвилі:

$$u'_x + v'_y + w'_z = 0, \quad (2.4)$$

Рівняння стану має загальний вигляд:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(T, S)], \quad (2.5)$$

де ρ_0 – постійна густина ($\alpha_0 = 1 / \rho_0$);

T, S – температура й солоність води. Для останніх величин записуються рівняння збереження:

$$S_t + (uS - D_h S_x)_{,x} + (vS - D_h S_y)_{,y} + (wS - D_v S_z)_{,z} = 0, \quad (2.6)$$

$$T_t + (uT - D_h T_x)_{,x} + (vT - D_h T_y)_{,y} + (wT - D_v T_z)_{,z} = R, \quad (2.7)$$

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 менша за крок розрахункової сітки), досягається інтегруванням вихідної системи рівнянь поперек потоку (тобто в нормальному до потоку напрямку в горизонтальній площині). Межі інтегрування визначають ширину потоку (річки, каналу). Інтегрування виконується відповідно до [105-107] у припущенні, що ширина потоку B не змінюється в часі й по глибині, а також, що швидкість потоку не змінюється в поперечному напрямі. 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) виходила вихідна система рівнянь, а при його наявності – осереднені поперек потоку рівняння (двовимірний потік):

$$u_t + \beta_a \{ B_x^{-1} (B_x u u)_x + (u v)_y + (u w)_z \} = -\alpha_0 P_x + f v + B_x^{-1} (2 B_x A_h u_x)_x + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [v_x + u_y])_y + (A_v u_z)_z - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u |u|, \quad (2.8)$$

$$v_t + \beta_a \{ (u v)_x + B_y^{-1} (B_y v v)_y + (u w)_z \} = -\alpha_0 P_y - f u + B_y^{-1} (2 B_y A_h v_y)_y + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [u_y + v_x])_x + (A_v v_z)_z - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v |v|, \quad (2.9)$$

$$B_x^{-1} (B_x u)_x + B_y^{-1} (B_y v)_y + w_z = 0, \quad (2.10)$$

$$S_t + B_x^{-1} (B_x u S - B_x D_h S_x)_x + B_y^{-1} (B_y v S - B_y D_h S_y)_y +$$

$$+ (wS - D_v S_z)_{,z} = 0, \quad (2.11)$$

$$T_t + B_x^{-1} (B_x u T - B_x D_h T_x)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v T - B_y D_h T_y)_{,y} + \\ + (wT - D_v T_z)_{,z} = R. \quad (2.12)$$

де B_x й B_y – безрозмірна, щодо розміру осередку розрахункової сітки, ширина потоку в напрямках x й y , відповідно;

β_c – множник, рівний 0, якщо канал відсутній, і 1, у випадку наявності каналу;

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

Рівняння (2.8) - (2.12) автоматично переходять у рівняння (2.1), (2.2), (2.4), (2.6) і (2.7), якщо покласти $\beta_c = 0$ й $B_x = B_y = 1$. Рівняння гідростатики й стану не змінюються.

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

$$\sigma = (z - h)/H; \quad H = \beta_h h + d, \quad (2.13)$$

де σ – 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;

β_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, σ (використаємо позначення $()$), здійснюється в такий спосіб:

$$[]_z = H^{-1} ()_{\sigma}, \quad (2.14)$$

$$[]_x = ()_x - H^{-1}(h'_x + \sigma H'_x) ()_{\sigma}, \quad (2.15)$$

$$[]_y = ()_y - H^{-1}(h'_y + \sigma H'_y) ()_{\sigma}, \quad (2.16)$$

$$[]_t = ()_t - H^{-1}(1 + \sigma)h'_t ()_{\sigma}. \quad (2.17)$$

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

$$P_{,\sigma} = -\rho g H, \quad (2.18)$$

звідси

$$P = g H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + P_a, \quad (2.19)$$

де P_a – атмосферний тиск. Застосовуючи (2.15) одержуємо:

$$\begin{aligned} P_x &= P_x|_{\sigma=\text{const}} - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x) P_{,\sigma} + P_{a,x} = \\ &= g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)_{,x} - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)(-\rho g H) + P_{a,x} = \\ &= g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)_{,x} + \rho g(h'_x + \sigma H'_x) + P_{a,x}. \end{aligned} \quad (2.20)$$

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

$$P_x = \rho_0 g(-H_x + h_x + \sigma H_x) = \rho_0 g h_x + P_{a_x}. \quad (2.21)$$

Тому, замінюючи $\rho = \rho_0 + (\rho - \rho_0)$ в (2.20), одержуємо:

$$\alpha_0 P_x = g h_x + G_x + \alpha_0 P_{a_x}, \quad (2.22)$$

$$\text{де } G_x = \alpha_0 \beta_p g \left\{ \left[\begin{array}{c} 0 \\ H \int (\rho - \rho_0) d\sigma \\ \sigma \end{array} \right]_{,x} + (h_x + \sigma H_x)(\rho - \rho_0) \right\} \quad (2.23)$$

і β_p – керуючий множник (який має значення 0 або 1) для вилучення впливу горизонтального градієнта густини.

Рівняння руху в x, y, σ - системі координат набуває такий вид:

$$\begin{aligned} (Hu)_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (HB_x uu)_{,x} + (Huv)_{,y} + (u\tilde{w})_{,\sigma} \right\} = & -gHh_x - \alpha_0 HP_{a_x} - \\ & HG_x + fHv + B_x^{-1} (2HB_x A_h u_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H [v_{,x} + u_{,y}])_{,y} + \\ & H^{-1} (A_v u_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u|u|, \end{aligned} \quad (2.24)$$

$$\begin{aligned} (Hv)_t + \beta_a \left((Hvu)_{,x} + B_y^{-1} (HB_y vv)_{,y} + (v\tilde{w})_{,\sigma} \right) = & -gHh_y - \alpha_0 HP_{a_y} - \\ & HG_y - fHu + B_y^{-1} (2HB_y A_h v_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H [u_{,y} + v_{,x}])_{,x} + \\ & H^{-1} (A_v v_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} v|v|, \end{aligned} \quad (2.25)$$

$$\text{де } \tilde{w} = H d\sigma/dt = w - (1 + \sigma)h_t - u(h_x + \sigma H_x) - v(h_y + \sigma H_y) \quad (2.26)$$

$$i \quad G_y = \alpha_0 g \beta_p \left\{ \left[H \int_{\sigma}^0 (\rho - \rho_0) d\sigma \right]_{,y} + g(h_{,y} + \sigma H_{,y})(\rho - \rho_0) \right\}. \quad (2.27)$$

Рівняння нерозривності:

$$h_{,t} + B_x^{-1} (HB_x u)_{,x} + B_y^{-1} (HB_y v)_{,y} + \tilde{w}_{,\sigma} = 0. \quad (2.28)$$

Рівняння збереження тепла й солей:

$$(HS)_{,t} + B_x^{-1} (B_x H[uS - D_h S_{,x}])_{,x} + B_y^{-1} (B_y H[vS - D_h S_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}S - H^{-1} D_v S_{,\sigma})_{,\sigma} = 0, \quad (2.29)$$

$$(HT)_{,t} + B_x^{-1} (B_x H[uT - D_h T_{,x}])_{,x} + B_y^{-1} (B_y H[vT - D_h T_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}T - H^{-1} D_v T_{,\sigma})_{,\sigma} = HR. \quad (2.30)$$

Метод розв'язання гідродинамічної задачі передбачає розщеплення повної швидкості течій на середню по глибині швидкість (баротропна складова) і відхилення від неї на кожному розрахунковому рівні (бароклинна складова). Це дозволяє використати при чисельному розв'язанні 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

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad i \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (2.31)$$

а проінтегровані по вертикалі рівняння руху мають вигляд:

$$\begin{aligned} (HU)_t + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (HB_x \theta_{uu} UU)_{,x} + (H\theta_{uv} UV)_{,y} \right\} = & -gHh'_{,x} - \alpha_0 HP_{a'x} - \\ & HG_x^* + fHV + B_x^{-1} (2A_h HB_x U'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H [V'_{,x} + U'_{,y}])_{,y} + \\ & \tau_{sx} - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H \theta_{su} U |U|, \end{aligned} \quad (2.32)$$

$$\begin{aligned} (HV)_t + \beta_a \left\{ (H\theta_{uv} UV)_{,x} + B_y^{-1} (HB_y \theta_{vv} VV)_{,y} \right\} = & -gHh'_{,y} - \alpha_0 HP_{a'y} - \\ & HG_y^* - fHU + B_y^{-1} (2A_h HB_y V'_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H [V'_{,x} + U'_{,y}])_{,x} + \\ & \tau_{sy} - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H \theta_{sv} V |V|, \end{aligned} \quad (2.33)$$

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

Рівняння нерозривності для баротропної складової:

$$h'_t + B_x^{-1} (B_x HU)_{,x} + B_y^{-1} (B_y HV)_{,y} = R - E, \quad (2.34)$$

де R – опади;

E – випаровування.

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

$$u' = u - U \text{ і } v' = v - V, \quad (2.35)$$

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

$$\begin{aligned}
 (Hu')_{,x} + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (B_x H[uu - \theta_{uu} UU])_{,x} + (H[uv - \theta_{uv} UV])_{,y} + (\tilde{w}u')_{,\sigma} \right\} = \\
 HG_x^* - HG_x + fHv' + B_x^{-1} (2A_h HB_x u'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H[v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + \\
 H^{-1} (A_v u'_{,\sigma})_{,\sigma} - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta C_{ws} HB_x^{-1} (u|u| - \theta_{su} U|U|), \quad (2.36)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 (Hv')_{,y} + \beta_a \left\{ H[uv - \theta_{uv} UV]_{,x} + B_y^{-1} (B_y H[vv - \theta_{vv} VV])_{,y} + (\tilde{w}v')_{,\sigma} \right\} = \\
 = HG_y^* - HG_y - fHu' + B_y^{-1} (2A_h HB_y v'_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H[v'_{,x} + u'_{,y}])_{,x} + \\
 H^{-1} (A_v v'_{,\sigma})_{,\sigma} - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} (v|v| - \theta_{sv} V|V|), \quad (2.37)
 \end{aligned}$$

Рівняння нерозривності для бароклінної складової:

$$B_x^{-1} (B_x Hu')_{,x} + B_y^{-1} (B_y Hv')_{,y} + H^{-1} (\tilde{w})_{,\sigma} = 0. \quad (2.38)$$

2.2 Використані параметризації процесів

Прискорення Коріоліса f визначається як

$$f = f_c + \left(f_{,x} \right)_{|_{x=x_c}} (x - x_c) + \left(f_{,y} \right)_{|_{y=y_c}} (y - y_c), \quad (2.39)$$

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

Рівняння стану записується у вигляді:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(S, T)], \quad (2.40)$$

$$F_\rho = C_{S0} + C_{S1} \cdot S + C_{ST} \cdot S \cdot T + C_{T1} \cdot T + C_{T2} \cdot T^2, \quad (2.41)$$

де S – солоність (в ppt);

T – температура води (в $^\circ$);

$C_{S0}, C_{S1}, C_{ST}, C_{T1}, C_{T2}$ – коефіцієнти, які дорівнюють 0.00007, 0.000802 ppt $^{-1}$, -0.000002 (ppt $^\circ$ C) $^{-1}$, -0.0000035 $^\circ$ C $^{-1}$, -0.00000469 $^\circ$ C $^{-2}$, відповідно.

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

$$\rho'_\sigma \leq 0. \quad (2.42)$$

Використовуючи (2.40), розходження в густині між двома вертикальними шарами може бути знайдене з виразу:

$$\delta F_\rho = (F_\rho)_S \delta S + (F_\rho)_T \delta T, \quad (2.43)$$

де δS й δT – розходження в температурі й солоності між шарами. Використання (2.43) дає точніший результат, ніж просте вирахування одного значення густини з іншого.

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

$$\tau_{sx} = C_a W_{10} W_x, \quad (2.44)$$

$$\tau_{sy} = C_a W_{10} W_y, \quad (2.45)$$

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

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

C_a – коефіцієнт поверхневого тертя:

$$C_a = \begin{cases} 1,2 \cdot 10^{-3}, & W_{10} \leq 7,5 \text{ м/с} \\ (0,8 + 0,065 W_{10}) \cdot 10^{-3} & W_{10} > 7,5 \text{ м/с}. \end{cases}$$

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

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \text{ і } \tau_{by} = \Phi v_b, \text{ де } \Phi = C_b (u_b^2 + v_b^2)^{1/2}, \quad (2.46)$$

Тут де u_b й v_b – складові вектора придонної швидкості течії;

C_b – коефіцієнт донного тертя, який знаходиться за формулою

$$C_b = \max \left(k^2 [\ln(z_b/z_{os})]^{-2}, \quad 2,5 \cdot 10^{-3} \right),$$

де z_b – відстань по вертикалі від дна до точки, в якій визначається коефіцієнт; $z_{os} = 0,003 \text{ м}$ – параметр шорсткості донної поверхні; $k = 0,4$ – постійна Кармана.

Вертикальна турбулентна в'язкість описується за допомогою напівемпіричної теорії турбулентності з використанням довжини шляху змішування. Миттєва в'язкість визначається як функція довжини шляху змішування, локального вертикального зсуву швидкості й стійкості водного стовпчика у такий спосіб:

$$A_v = A_{v0} + A_z \left[C_{R0} (1 + C_{R1} R_i)^{-C_{R2}} \right], \quad (2.47)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z \left[C_{R3} (1 + C_{R4} R_i)^{-C_{R5}} \right], \quad (2.48)$$

$$\text{де } A_z = [\kappa z (1 - z/H)]^2 \left(u_z'^2 + v_z'^2 \right)^{1/2}; \quad (2.49)$$

$\kappa = 0.4$ – 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 [108], 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 й 1.5;

R_i - число Річардсона

$$R_i = -\rho_z' g / \left[\rho_0 \left(u_z'^2 + v_z'^2 \right) \right]. \quad (2.50)$$

Коефіцієнти горизонтального турбулентного обміну розраховуються виходячи зі значення локального горизонтального зсуву баротропної складової швидкості течій й просторового кроку ΔL горизонтальної кінцево-різницевої сітки [109]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[2 \left(U_x'^2 + V_y'^2 \right) + \left(U_y' + V_x' \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (2.51)$$

$$D_h = A_h, \quad (2.52)$$

де коефіцієнт $C_{AH} = 0.1$ і $A_{h0} = 1.0 \text{ м}^2/\text{с}$ – фонова величина.

2.3 Можливі спрощення повних рівнянь гідродинамічної моделі

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

Лінеаризація. Члени, що описують нелінійні адвективні прискорення в рівняннях (2.32, 2.33, 2.36, 2.37) можуть бути вилучені завданням $\beta_a = 0$. Припливні й згінно-нагінні ефекти вилучаються завданням у рівнянні (2.13) для повної глибини $\beta_h = 0$. Для повної лінеаризації необхідно також вилучити нелінійність з рівнянь (2.46, 2.47, 2.51) для придонної напруги тертя, горизонтальної й вертикальної в'язкості, прийнявши:

$$C_{wb2} = 0.; C_{AH} = 0.; C_{R0} = 0.$$

Однорідність поля густини. Для вилучення впливу просторових неоднорідностей густини на динаміку вод у рівнянні стану (2.40) приймають, що

$$C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0.$$

Крім того, у рівняннях (2.23, 2.27) приймають, що $\beta_p = 0$. Число Річардсона (рівняння (2.50)) у розглянутому випадку автоматично стає рівним нулю.

Стаціонарність поля густини означає, що

$$S'_t = 0, \quad T'_t = 0.$$

Виконання цієї умови досягається вилученням з розв'язання рівнянь (2.29) та (2.30).

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

Внесок температури й солоності у формування просторових градієнтів густини, що впливають на розрахункове поле течій, може бути розділений або повністю вилучений у такий спосіб. Для вилучення внеску солоності необхідно задати $C_{S1} = 0$ в рівнянні (2.41). Вилучення внеску температури досягається завданням у рівнянні (2.41) $C_{T1} = C_{T2} = 0$.

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

2.4 Граничні та початкові умови

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

$$h = h_0(x, y, t), \quad (2.53 \text{ а})$$

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

$$h = h_0 + \vec{V}_n \sqrt{H/g}, \quad (4.53 \text{ б})$$

де h_o – збурення рівня на «рідкій» межі розрахункової області, що задаються за даними спостережень або розрахунків;

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

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

$$\begin{aligned} T_o &= T^*; S_o = S^*, & \text{якщо } \vec{V}_n \leq 0 \\ T_{o't} &= -\vec{V}_n T_n; \quad S_{o't} = -\vec{V}_n S_n, & \text{якщо } \vec{V}_n > 0 \end{aligned} \quad (2.54)$$

де T_o, S_o – значення змінних, що моделюються, на «рідкій» межі. Причому, якщо потік спрямований усередину розрахункової області менш 6 годин, то використовується інтерполяційна схема:

$$(S_o, T_o) = F_i(S^*, T^*) + (1 - F_i)(S_o, T_o), \quad (2.55)$$

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

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

$$U = Q_r / (B_x \Delta L H), V = Q_r / (B_y \Delta L H); \quad (2.56)$$

$$u' = u_{\text{top}} \cos(\pi z / H), v' = v_{\text{top}} \cos(\pi z / H); \quad (2.57)$$

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

$$T = T_{\text{top}} + (T_{\text{top}} - T_{\text{bot}}) [(1 - \cos(\pi z / H))], \quad (2.58)$$

де величини з індексом “top” відповідають поверхневому шару води, з індексом “bot” - придонному шару.

Завдання граничних умов за типом «водоспад» здійснюється в такий спосіб:

$$h_t = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}; \quad (2.59)$$

$$(HS)_t = 0, (HT)_t = \frac{T_{\text{top}} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \quad (2.60)$$

На водній поверхні:

$$\tau_{sx} = A_v u'_{,z} \text{ і } \tau_{sy} = A_v v'_{,z}; D_v T_{,z} = \frac{Q_T}{\rho C_w}; D_v S_{,z} = 0. \quad (2.61)$$

На дні:

$$\tau_{bx} = A_v u'_{,z} \text{ і } \tau_{by} = A_v v'_{,z}; D_v S_{,z} = 0;$$

$$D_v T_{,z} = \left[C_{\text{bed1}} + C_{\text{bed2}} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right] (T_{\text{bed}} - T), \quad (2.62)$$

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 за метеорологічними даними;

C_w – питома теплоємність води;

$C_{\text{bed1}}, C_{\text{bed2}}$ – коефіцієнти обміну, прийняті 0.000001 м/с й 0.003, відповідно;

T_{bed} – температура морського дна.

Як початкові умови приймався стан спокою:

$$U = V = u' = v' = w = 0; A_h = A_{h0}, \quad A_v = A_{v0}, \quad D_v = D_{v0}. \quad (2.63)$$

Температура, солоність і рівень води в початковий момент часу у внутрішніх точках розрахункової області визначаються інтерполяцією межових значень із вагами, обернено пропорційними відстані від межі. Задається також температура донних відкладів T_{bed} .

Для підвищення обчислювальної стійкості, на «рідких» межах задаються рівними нулю: прискорення Коріоліса, вітрові напруги тертя, горизонтальні градієнти атмосферного тиску і густини. При цьому використовується спеціальна мультиплікативна крайова функція, що набуває нульових значень у примезових розрахункових комірках, 0.5 – в комірках на видаленні одного кроку від межових й 1 – у всіх інших комірках.

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

2.5 Блок теплообміну з атмосферою

Повний питомий потік тепла Q_T , що надходить на границю розділу «повітря-вода», записується у вигляді суми двох складових:

$$Q_T = Q_1 + Q_2, \quad (2.64)$$

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:

$$R = (Q_1 / \rho C_w) [\exp\{2.3z_a / D_{10}\} - \exp\{2.3z_b / D_{10}\}] / (z_b - z_a), \quad (2.65)$$

де z_a, z_b – координати з верхньої й нижньої межі шару, відповідно;

D_{10} – глибина, на яку проникає тільки 10 % від потоку, що надходить на поверхню води. При цьому відомо, що вихідний потік убиває із глибиною за експонентним законом, а коефіцієнт згасання визначається як $2.3 / D_{10}$.

Сонячна короткохвильова складова питомого потоку тепла визначається як:

$$Q_1 = Q_{ss}(1 - A_{lb})F_{cc}(C_c), \quad (2.66)$$

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

A_{lb} – альбедо водної поверхні;

F_{cc} – функція хмарності;

C_c – частина неба, вкрита хмарами.

Згідно [110]:

$$Q_{ss} = C_{sol} \cos^2(\zeta) / [0.10 + 1.085 \cos(\zeta) + 10^{-5} \{\cos(\zeta) + 2.7\} e_v], \quad (2.67)$$

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

e_v – тиск водяної пари;

ζ – зенітний кут сонця, обумовлений як:

$$\cos(\zeta) = \sin(\lambda_a) \sin(\varphi) + \cos(\lambda_a) \cos(\varphi) \cos(v), \quad (2.68)$$

де λ_a – географічна широта;

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

N_{day} – номер дня року;

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

Shr – сонячна година, тобто година доби.

Тиск пари e_v визначається як

$$e_v = R_h e_s(T), \quad (2.69)$$

де R_h – відносна вологість

e_s – насичуючий тиск водяної пари, мб; згідно [110]

$$e_s(T) = 611 \cdot 10^{(7.5[T-273.16]/[T-35.86])}. \quad (2.70)$$

В (2.69) e_v розраховується при T_{a0} – температурі атмосфери ($^{\circ}\text{K}$) на межі розділу «повітря-вода».

Функція хмарності розраховується відповідно до наступного виразу:

$$F_{cc}(C_c) = 1 - C_c. \quad (2.71)$$

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

$$Q_2 = Q_L + Q_B + Q_e + Q_S, \quad (2.72)$$

де Q_L – довгохвильове випромінювання атмосфери;

Q_B – зворотнє випромінювання чорного тіла водною поверхнею;

Q_e – втрати тепла на випаровування;

Q_s – потік тепла при контактному теплообміні води з атмосферою.

$$Q_L = C_{sb} T_a^4 \left(1 - 0.26 \exp \left[-0.000777 (273 - T_a)^2 \right] \right), \quad (2.73)$$

де C_{sb} – стала Стефана-Больцмана ($5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²°K⁴);

T_a – спостережена температура повітря (°C).

$$Q_B = -0.97 C_{sb} (T|_{\sigma=0})^4, \quad (2.74)$$

де 0.97 - коефіцієнт випромінювання поверхнею.

$$Q_e = -0.00175 \rho_a L_V W_{10} (\gamma_{10} - \gamma_0), \quad (2.75)$$

де ρ_a – густина повітря;

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

γ_{10}, γ_0 – питома вологість на висоті 10 м і на поверхні води, відповідно;

L_y – приховане тепло випаровування ($2.5 \cdot 10^6$ Дж/кг). Питома вологість пов'язана з тиском пари:

$$\gamma = 0.622 e_v / [P_a - (1 - 0.622) e_v], \quad (2.76)$$

де 0.622 є співвідношення молекулярних ваг сухого повітря й водяної пари;

P_a – атмосферний тиск (мб).

$$Q_s = 0.00175 \rho_a c_p W_{10} (T_{a10} - T_{a0}), \quad (2.77)$$

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 й води рівні, отже $T_{a0} = T|_{\sigma=0}$, а $T_{a10} = T_a$.

2.6 Блок переносу домішки

Об'єднання хіміко-біологічної частини моделі з гідродинамічною в єдину модель якості вод здійснюється на основі рівняння переносу неконсервативної домішки, що за структурою аналогічне рівнянням збереження тепла й солей (2.11) – (2.12); (2.29) – (2.30) гідродинамічної моделі, відрізняючись від них наявністю гравітаційної швидкості осадження домішки й змістом правої частини, що описує неконсервативність домішки. У σ -системі координат узагальнене рівняння переносу домішки записується в такий спосіб:

$$\begin{aligned} (HC_i)_t + B_x^{-1} (B_x H[uC_i - D_h(C_i)_x])_x + B_y^{-1} (B_y H[vC_i - D_h(C_i)_y])_y + \\ + ((\tilde{w} + w_{gi})C_i - H^{-1}D_v(C_i)_\sigma)_\sigma = HF_i(\tilde{C}, x, y, z, t)_i + HQ_i(x, y, z, t), \end{aligned} \quad (2.78)$$

де $\tilde{C}$ – вектор-функція змінних стану екосистеми ($i = 1, 2, 3 \dots N$), елементами якої є концентрації (біомаси) C_i компонентів екосистеми або забруднюючих речовин, що моделюються;

w_{gi} – швидкість гравітаційного осадження домішки;

F_i – функція неконсервативності i -ої домішки (речовини), що описує хіміко-біологічні процеси її трансформації:

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

Функції неконсервативності F_i для кожного типу розглядаємих речовин визначаються в блоці евтрофікації вод. На кожному кроці за часом вирішується система рівнянь переносу неконсервативних субстанцій. Число рівнянь типу (2.78), які складають цю систему, відповідає кількості змінних стану екосистеми, які моделюються.

Граничні умови для домішки формулюються в такий спосіб.

На поверхні водойми:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{top}, \quad (2.79)$$

на дні:

$$w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{bot}. \quad (2.80)$$

На бічній «рідкій» межі:

$$\begin{aligned} C_{oi} &= C_i^*, & \text{якщо } \vec{v}\vec{n} \leq 0, \\ \frac{\partial C_{oi}}{\partial t} &= -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial C_i}{\partial \vec{n}}, & \text{якщо } \vec{v}\vec{n} > 0. \end{aligned} \quad (2.81)$$

На твердій межі в точках впадіння річок:

$$C_i^R = C_i^{top} + (C_i^{top} - C_i^{bot}) (1 - \cos(\pi z / H)), \quad (2.82)$$

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

Q_{ci}^{bot} – потік домішки через межу «вода – донні відклади»;

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

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

Потоки $Q_{ci}^{top}; Q_{ci}^{bot}$ для конкретних типів речовин, що моделюються, задаються або розраховуються в хіміко-біологічному блоці моделі.

2.7 Особливості числової реалізації рівнянь моделі

Кінцево-різницева апроксимація рівнянь (2.32) – (2.34) для баротропної моделі руху виконується з використанням двухрокового, тришарового за часом методу змінних напрямків Аббота [111]. Використовуються значення обчислених величин (h, U, V), що відповідають трьом моментам часу в межах Δt кроку для баротропної моделі руху: початковому (t_0), обчислювальному ($t_0 + \Delta t$) і проміжному ($t_0 + \Delta t/2$).

На першому кроці спільним розв'язанням рівнянь нерозривності й руху в напрямку осі x визначають значення U на обчислювальному часовому рівні й h – на проміжному рівні.

На другому кроці розв'язуються рівняння нерозривності й руху в напрямку осі y для знаходження значень V й h на обчислювальному часовому рівні ($t_0 + \Delta t$). Зазначений числовий метод розв'язання відноситься до розряду неявних.

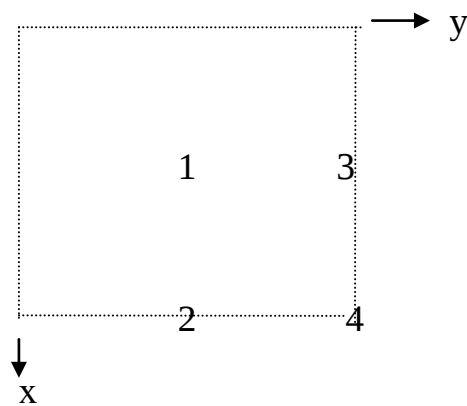
Розташування змінних у межах елементарної комірки розрахункової сітки наведене на рис. 2.1, а положення елементарної комірки в межах сегмента розрахункової області - на рис. 2.2.

Рівняння (2.36) - (2.38) для бароклинної моделі руху вирішуються неявно прогоном по вертикальній координаті. Для цього члени, які містять час або похідну від швидкості по вертикальній координаті, а також член, що

враховує бічне тертя, групуються в лівій частині рівняння. Наприклад, рівняння (2.36) набуває вигляд:

$$(Hu')_t + \beta_a \{(\tilde{w}u')_{,q}\} - H^{-1}(A_v u'_{,q})_{,q} + \beta_c C_{ws} H B_x^{-1} u' |u' + U| = R, \quad (2.84)$$

де R - частина рівняння, що залишилася.



Розташування змінних:

точка 1: $h, H, \Phi, A_h, f, \tau_{sx}, \tau_{sy}$

точка 2: $U, X, F_{bx}, \theta_{uu}, \theta_{su}, B_x$

точка 3: $V, Y, F_{by}, \theta_{vw}, \theta_{sv}, B_y$

точка 4: θ_{uv}

Рисунок 2.1 – Розташування змінних у межах елементарної комірки розрахункової сітки в горизонтальній площині

Загальний підхід до розв'язання полягає в тому, що спочатку визначають u' і v' на всіх вертикальних рівнях елементарного розрахункової комірки, а потім переходять до наступної комірки й повторюють процес.

На рис. 2.3 наведене положення вузлів для обчислення $u', v', \tilde{w}$ й A_v на вертикальному фрагменті розрахункової сітки.

Оскільки методи чисельного розв'язання гідродинамічних рівнянь моделі є неявними, то ці рішення будуть стійкі при обчисленні для більшості практичних випадків.

Скінченнорізницева апроксимація рівнянь переносу тепла й солей у вихідному варіанті моделі МЕССА виконана з використанням традиційних (простою апроксимацією похідних) алгоритмів чисельного розв'язання [103], які є консервативними, але не мають властивість транспортності (монотонності). При наявності значних просторових градієнтів елементів, що

моделюються (у пригирлових областях), на масштабах порівнянних с кроком розрахункової сітки, це може призвести до появи негативних значень концентрацій у процесі обчислень, що небажано при вирішенні екологічних завдань. Тому, вихідні числові схеми розв'язання рівнянь переносу типу (2.29) - (2.30), (2.78) були модифіковані в транспортні: FCT (Flux Corrected Transport) [112, 113] - для горизонтального переносу й TVD (Total Variation Diminishing) [112] - для вертикального.

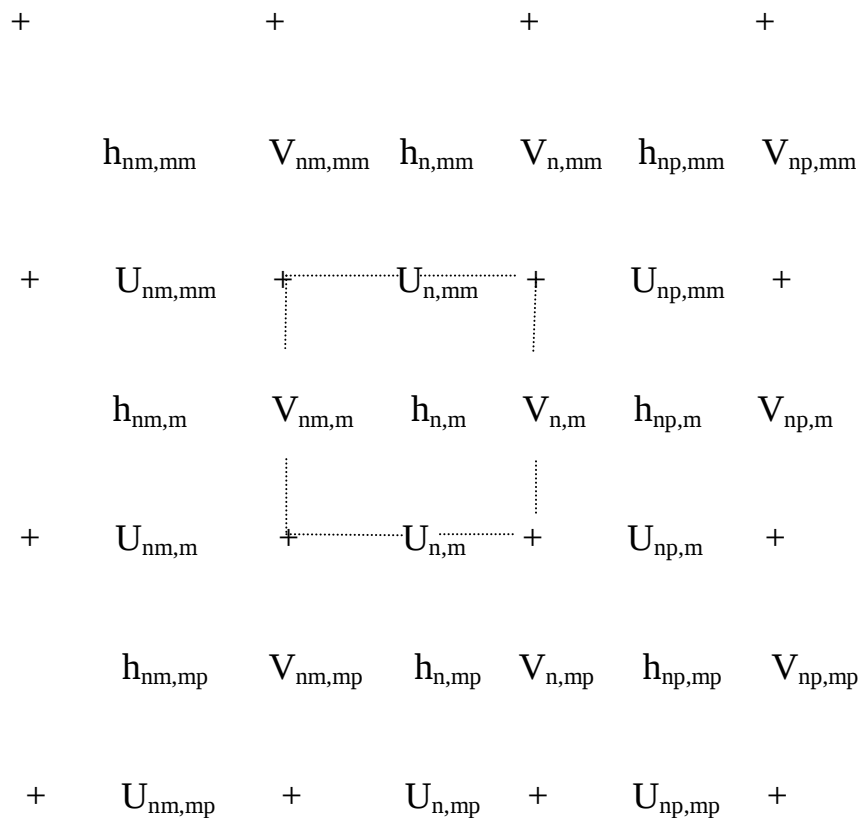


Рисунок 2.2 – Розташування змінних U , V й h у межах фрагмента сіткової області. Виділена комірка (n, m) . Використані позначення $mm = m-1$, $mp = m+1$, $nm = n-1$, $np = n+1$

Деталі чисельної реалізації гідродинамічних рівнянь моделі докладно описані в [104], а модифікації рівнянь переносу - в [114].

Програмна реалізація моделі, виконана мовою FORTRAN-90, дозволяє розрахувати як сумарні течії, так і виділити окремо їх вітрову, густинну й

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

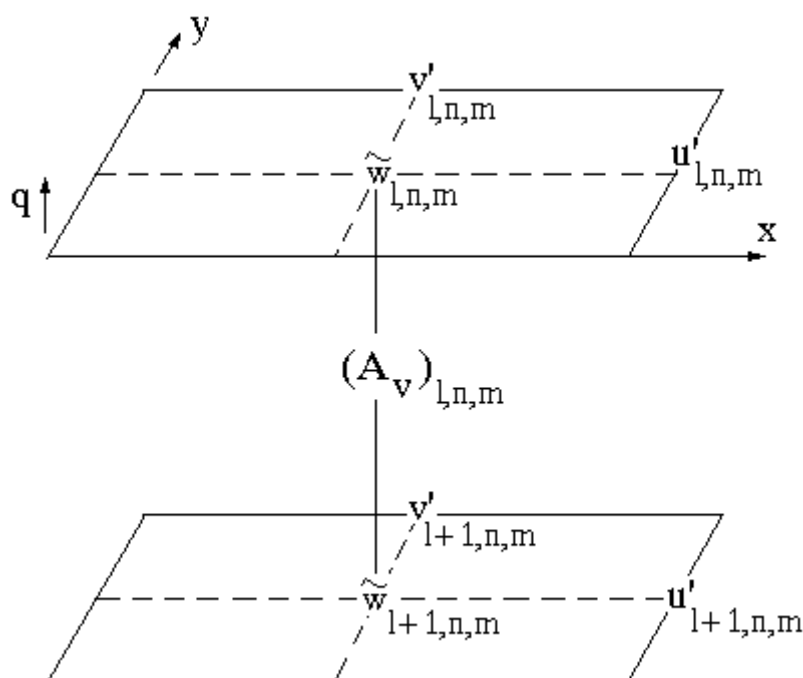


Рисунок 2.3 – Положення вузлів для обчислення $u', v', \tilde{w}$ й A_v на тривимірній розрахунковій сітці

Модель дозволяє розраховувати просторово-часову мінливість характеристик, що моделюються, на масштабах від декількох годин до декількох років і від сотень метрів до десятків кілометрів. Її можна

використовувати як у шельфових й 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, водоймищах) із глибинами в кілька дециметрів і більше (без врахування термохалинної стратифікації й густинної складової течій).

2.8 Мінливість характеристик гідрологічного режиму вод північно-західної частини Чорного моря за даними архівних спостережень

Цей розділ виконувався на підставі наступних довідникових видань та монографій у яких були зібрані та оброблені матеріали спостережень із різних джерел та за різні періоди часу.

- «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» [115]. Використовувались дані експедиційних спостережень за період з 1903 по 1982 р. Загалом 53500 океанографічних станцій, виконаних різними організаціями і зібраних в інформаційній базі Севастопільського відділення Державного океанографічного інституту.
- «Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря» [115], у якому надані осереднені по умовним квадратам, місяцям та стандартним горизонтам багаторічні характеристики солоності і температури води, а також значення їх статистичних характеристик, які розраховані за матеріалами даних, використаних у монографії [115].
- «Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря» [117]. Довідник складено за матеріалами

суднових експедиційних досліджень, проведених Українським науковим центром екології моря (УкрНЦЕМ) за період з 1990 по 2005 роки. Використані, також, дані спостережень УкрНЦЕМ на берегових реперних гідрологічних станціях за період 2000-2005 рр. і матеріали експедиційних спостережень ПівдНІРО за 1990-1991 рр. Матеріали досліджень відносяться до української частини північно-західного шельфу Чорного моря (ПнЗЧМ), обмеженої ізобатою 100 м. Усього за зазначений період в інформаційній базі УкрНЦЕМ по ПнЗЧМ зібрані дані спостережень на 3252 станціях, виконаних у 130 експедиційних рейсах, і на 347 берегових гідрологічних станціях.

2.8.1 Сезонний просторовий розподіл температури води

Режим температури води ПнЗЧМ визначається географічним положенням району і залежить від співвідношення складових теплового балансу. В цілому зовнішній тепловий баланс вод ПнЗЧМ негативний. Найбільші втрати тепла відзначаються в його східній частині поблизу мису Тарханкут, у Каркінітській і Каламітській затоках. Це пов'язано зі значними витратами тепла з поверхні моря в результаті ефективного випромінювання, контактного теплообміну з атмосферою і випаровування [115]. У цій області спостерігаються, як правило, найбільші швидкості вітру, обумовлені особливостями розвитку циклогенезу і морфометрії даного регіону [115].

На умови режиму температури води ПнЗЧМ також впливають регіональні особливості: вітровий режим і адвекція вод, мілководність шельфової зони, наявність річкового стоку. Режим температури води в мілководній шельфовій зоні відрізняється від режиму глибоководних районів моря більш інтенсивними процесами прогрівання й охолодження вод у теплі і

холодні періоди року. Процеси адвекції тепла і холоду на шельфі, викликані як вітром, так і стоком

2.8.1.1 Просторовий розподіл температури води поверхневого шару

Річний хід температури води визначається ходом теплового балансу і його головною складовою - радіаційним потоком тепла на поверхню моря [119]. Максимальна амплітуда коливань температури води на поверхні відзначається в північних районах ПнЗЧМ і складає для Дніпровсько-Бузького району $29,4^{\circ}\text{C}$. На південь амплітуда коливань зменшується й у центральних районах шельфу складає $25,3^{\circ}\text{C}$. Мінімальний розмах коливань температури води $19,7^{\circ}\text{C}$ спостерігається в Каламітській затоці, у результаті дещо підвищеної температури зимового періоду. Переважність північно-східних вітрів у зимовий період року [115] спричиняє формування тут великомасштабного апвелінгу і посилення потоку тепла до поверхні з глибинних шарів. Мінімальна температура поверхневого шару взимку в затоці не знижується менше ніж до $5,7^{\circ}\text{C}$.

У річному ході температури води на поверхні мінімум у середньому припадає на лютий. Найбільш стійка температура на поверхні ПнЗЧМ у зимовий період знаходиться в інтервалі $(-0,8)-(7,0)^{\circ}\text{C}$ і залежить від суворості зим і району. Мінусова температура води в суворі зими спостерігається практично в усіх районах, окрім центрального і Каламітської затоки. Інтенсивне прогрівання поверхневих вод відзначається в квітні-травні. В середньому температура поверхневого шару води в цей період підвищується на 8°C . Найбільш інтенсивно навесні прогріваються води в Дунайському, Дністровському, Дніпровсько-Бузькому районах з підвищеною галінною стратифікацією, обумовленою стоком рік. Підвищена стратифікація перешкоджає потоку холоду з глибинних шарів до поверхні. Температура

води поверхневого шару у весняний період хитлива й значною мірою залежить від вітрового режиму. При сильних вітрах відбувається руйнування термокліну, який переважно формується в цей період у шарі 0-5 м. Найбільший розмах коливань температури поверхневого шару води відзначається в цих районах у червні. Це пов'язано як зі значною міжрічною мінливістю радіаційного і вітрового режимів, так і з частою повторюваністю північно-західних вітрів [115,119], які спричиняють апвелінги і відповідно потік холоду з глибинних шарів. У залежності від метеорологічних умов температура води в червні на поверхні в прибережних зонах Дністровського і Дніпровсько-Бузького районів може змінюватися в межах 10-26°C. Навесні прогрівання поверхневого шару води східних і центральних районів ПнЗЧМ запізнюється відносно західних. Середня температура поверхневого шару води в цей період тут нижче приблизно на 2°C.

Максимум у річному ході температури води на поверхні відзначається переважно в серпні. Середня температура води на поверхні ПнЗЧМ у літній період (липень-серпень) знаходиться в інтервалі 22-24°C, з явно вираженим збільшенням температури на південь. Найбільша амплітуда коливань температури поверхневого шару (8-28°C) у цей період спостерігається в прибережних зонах Дністровського і Дніпровсько-Бузького районів. Це пов'язано як з інтенсивним прогріванням поверхневих вод в умовах підвищеної стратифікації їхньої густини, так і з апвелінгами, що спричиняються стійкими північно-західними вітрами. Підйом вод до поверхні в прибережній зоні приводить до зниження температури до 8°C (до значень температури, характерної для нижньої межі термокліну літнього періоду).

У зв'язку з мілководністю ПнЗЧМ осіннє вихолодження вод помітно уже у вересні. Діапазон середньої температури поверхневого шару води у вересні складає 18-21°C. Підвищена температура на поверхні зберігається в південних, більш глибоководних районах ПнЗЧМ (центральный район, Каламітська затока), де відзначається більш заглиблений термоклін і

підвищений теплозапас верхнього шару. Мінімальна середня температура поверхневого шару води в цей період спостерігається в північному Дніпровсько-Бузькому районі. Подальше осіннє вихолодження вод і розвиток конвекції призводять до інтенсивного зменшення температури поверхневого шару в період від жовтня до листопаду. У середньому за цей період температура поверхневого шару води знижується на 5-9°C в залежності від району. Середня температура води у районах в листопаді змінюється в межах 9-11°C.

Для аналізу сезонних особливостей просторового розподілу температури води у поверхневому шарі були побудовані середні багаторічні поля температури поверхневого шару для центральних місяців (лютий, травень, серпень, листопад) чотирьох гідрологічних сезонів (рис. 2.4). Побудова полів здійснювалась на сітці 2,5' по широті і 3,75' по довготі (2,5×2,5 милі).

У зимовий період розподіл температури поверхневого шару має найбільш яскраво виражену зональну структуру. Мінімальні значення температури води в цей період спостерігаються в північних мілководних районах ПнЗЧМ. Абсолютний мінімум з мінусовим значенням середньої температури води відзначений в Каркінітській затоці. Такий розподіл температури води визначається умовами радіаційного балансу зимового періоду [119] і відсутністю потоку тепла з глибин на мілководді. Область найбільш теплих вод формується в південній частині Каламітської затоки. Перевага північно-східних вітрів у зимовий період [115,120] обумовлює формування тут великомасштабного апвелінгу і посилення потоку тепла до поверхні з глибинних шарів. У результаті великого теплового запасу глибоководної частини моря підвищена температура поверхневого шару води в південно-східній частині ПнЗЧМ зберігається протягом усього зимового періоду.

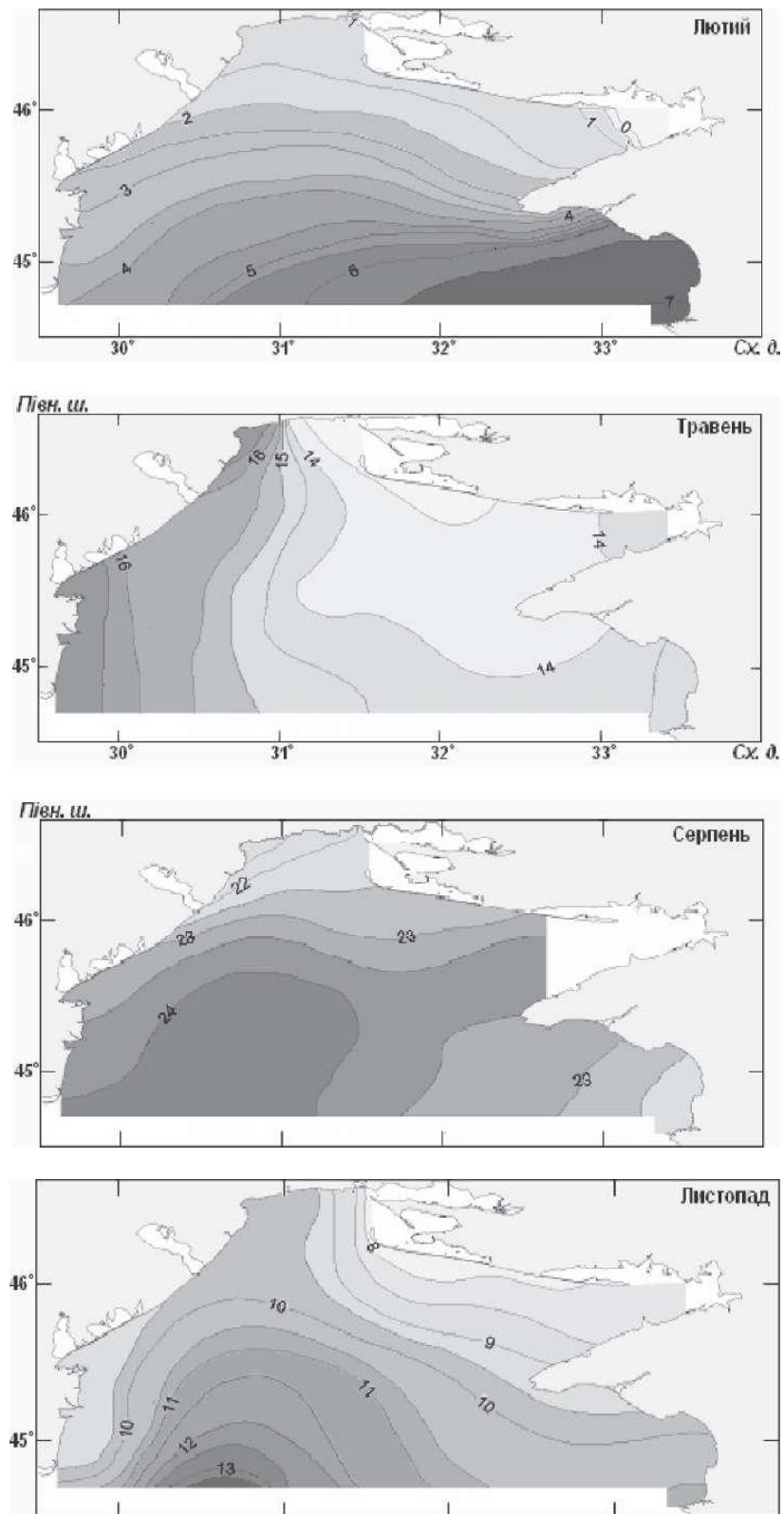


Рисунок 2.4 – Середнє багаторічне поле температури води у поверхневому шарі, °C [117]

У весняний період, завдяки радіаційному режиму, підвищення температури поверхневого шару води ПнЗЧМ відзначається вже в березні. Найбільш інтенсивно поверхневий шар прогрівається в мілководних районах і в зонах поширення трансформованих вод річкового стоку. Підвищені значення температури поверхневого шару води, більші за $16,5^{\circ}\text{C}$, у травні відзначаються в районі стоку Дунаю й в Одеській затоці. Це визначається підвищеною галінною стратифікацією вод цих районів і, як наслідок, ослабленим потоком холоду з нижчерозташованих шарів. Мінімум температури, менше $13,5^{\circ}\text{C}$, формується в районі Дніпровського лиману в результаті адвекції холоду [115] водами річок Дніпро і Південний Буг, водозбори яких розташовані значно північніше від гирлової зони. В цілому, у весняний період води західної частини ПнЗЧМ прогріваються більш інтенсивно, ніж східної. Розмах коливань температури від південного заходу до північного сходу перевищує в травні 3°C . Оскільки термоклин у весняний період розташовується близько до поверхні і легко руйнується вітровим перемішуванням, поле температури в цей період дуже мінливе і може значно відрізнятись від середнього багаторічного.

У літній період (до серпня) води прогріваються до 24°C . Максимальні значення температури поверхневого шару спостерігалися в центральній і південно-західній частині ПнЗЧМ, а мінімальні, у відповідності з радіаційним режимом [121], у північних районах (менше $21,5^{\circ}\text{C}$). Знижені значення температури води в Одеській і Каламітській затоках обумовлені частими згінними вітрами (північно-західними в Одеському регіоні і північно-східними та східними в районі Криму [115,120]), які спричиняють прибережні апвелінги і потоки холоду з глибинних шарів. Просторова мінливість температури влітку в середньому не перевищує $2,5^{\circ}\text{C}$.

Вихолоджування поверхневого шару вод ПнЗЧМ починається вже у вересні. Найбільш інтенсивне охолодження вод протікає в мілководних районах: у зоні Тендрівської коси і Каркінітської затоки. До листопада температура води поверхневого шару тут знижується до 8°C . Область з

відносно підвищеними значеннями температури води (більше 13°C) у листопаді зберігалася на південному-заході ПнЗЧМ. Розмах просторових змін температури в листопаді перевищує 5°C . В міру охолодження горизонтальна неоднорідність вод збільшується і у лютому перевищує 7°C . Екстремальні значення температури води в зимовий період формуються на мілководді Каркінітської (мінімум) і в південній частині Каламітської (максимум) заток. На півночі Каламітської затоки в цей період у полі температури води формується високоградієнтна фронтальна зона.

У середньому амплітуда сезонних коливань температури води в поверхневому шарі ПнЗЧМ перевищує 20°C . Найменша амплітуда сезонних коливань спостерігається в Каламітській затоці ($15,5^{\circ}\text{C}$), що пов'язано як з адвекцією тепла кримським потоком Основної чорноморської течії, так і з потоком тепла з глибинних шарів у зимовий період.

2.8.1.2 Вертикальний розподіл температури води

У внутрішньорічній мінливості температури води на горизонті 10 м значних відмінностей відносно поверхневого шару не спостерігалось. Мінімуми і максимуми середньої температури води на горизонті 10 м відзначалися переважно в лютому і серпні. Відмінності полягають в амплітуді річних коливань, що зменшується з глибиною. Максимальний розмах коливань температури води на горизонті 10 м складав $25,7^{\circ}\text{C}$ (Дніпровсько-Бузький район), а мінімальний - $19,2^{\circ}\text{C}$ (Каламітська затока). У середньому амплітуда річних коливань на горизонті 10 м менша на $3,5-4,0^{\circ}\text{C}$ відносно поверхневого шару в районах стоку рік і підвищеної галінної стратифікації. Це пояснюється більш стійкою стратифікацією густини поверхневих вод цих районів у літній період, що перешкоджає передачі тепла в глибинні шари [115]. В інших районах розходження в амплітудах у

середньому не перевищувало 2°C . У період холодних зим температура води на горизонті 10 м, також як і на поверхні, знижується до мінусових значень у результаті інтенсивної вертикальної конвекції вод [122]. Найбільші розходження в температурі води на горизонті 10 м і в поверхневому шарі спостерігаються у весняний і літній періоди при інтенсивному прогріванні поверхневих вод і формуванні термокліну в шарі 0-10 м. Вже в травні різниця середніх місячних температур на цих горизонтах у районах зі стоком рік перевищує 6°C і зберігається до липня. Із заглибленням термокліну контрасти температур вирівнюються, і у вересні їхня різниця не перевищує 1°C .

Внутрішньорічна мінливість температури води на горизонті 20 м відрізняється фазовим зсувом максимуму, переважно, на жовтень. Це обумовлено розвитком осінньої конвекції і відповідно посиленням потоку тепла з поверхні. Зимовий мінімум температури припадає на лютий. Розмах коливань температури на горизонті 20 м знаходиться в межах $24,0^{\circ}\text{C}$ - $17,4^{\circ}\text{C}$. Середні значення температури в жовтні змінюються на даному горизонті в залежності від району в межах $14,9$ - $20,2^{\circ}\text{C}$. Низькі значення температури води спостерігаються в північних районах (Дніпровсько-Бузький, Дністровський), а підвищені - у південних (Дунайський, Каламітська затока). Мінусова температура води на даному горизонті спостерігається в період холодних зим тільки в Дністровському і Дніпровсько-Бузькому районах. У Каламітській затоці зимові температури води нижче $5,7^{\circ}\text{C}$ не реєструвалися.

На горизонті 30 м розмах коливань температури води змінювався в широких межах від $15,8^{\circ}\text{C}$ (Дніпровсько-Бузький район) до $5,2^{\circ}\text{C}$ (Каламітська затока). Фазовий зсув максимуму температури води припадає на жовтень. Це обумовлено інтенсивною конвекцією вод осіннього періоду, руйнуванням термокліну і збільшенням потоку тепла в глибинні шари [122]. Мінімум у річному ході температури на цьому горизонті припадає переважно на лютий. Виняток складають Дунайський район і район зони змішування, де мінімум спостерігався в березні. Запізнювання досягнення мінімуму на один

місяць свідчить про підвищену термогалінну стратифікацію вод цих районів і відповідно знижений вертикальний теплообмін. Амплітуда середніх місячних значень температури води на горизонті 30 м на ПнЗЧМ змінювалась від $13,3^{\circ}\text{C}$ (Дніпровсько-Бузький район) до $5,1^{\circ}\text{C}$ (Каламітська затока).

На горизонті 50 м (глибоководна частина шельфу, центральний район і Каламітська затока) розмах коливань температури води складав $6,8-5,1^{\circ}\text{C}$. Мінімуми і максимуми температури води у внутрішньорічному ході припадають на лютий і листопад. Фазовий зсув максимуму температури відносно горизонту 30 м складав один місяць і визначався умовами осінньої конвекції вод. Амплітуда внутрішньорічних коливань середньої місячної температури в цих районах складала для Каламітської затоки $5,0^{\circ}\text{C}$, для центрального району - $3,3^{\circ}\text{C}$.

На горизонті 75 м максимум температури в річному ході припадає на грудень. Середня температура води на цьому горизонті в грудні (центральный район і Каламітська затока) складає $8,1-8,2^{\circ}\text{C}$. Мінімум температури води спостерігається в січні-лютому й значною мірою залежить від умов зимового періоду. Мінімальні значення температури води на цьому горизонті - $6,0^{\circ}\text{C}$ (центральный район) і $6,3^{\circ}\text{C}$ (Каламітська затока). Розмах коливань температури води на даному горизонті складав $2,8^{\circ}\text{C}$ (центральный район) і $1,9^{\circ}\text{C}$ (Каламітська затока). Горизонт 75 м є середнім рівнем формування ХПШ на ПнЗЧМ [115].

На горизонті 100 м добре вираженого річного ходу не відзначається. Коливання температури води тут обумовлені більшою мірою міжрічною і синоптичною мінливістю. Розмах коливань температури води (центральный район) складав $1,63^{\circ}\text{C}$. Екстремуми середньої місячної температури води за даними нечисленних спостережень припадають на січень і червень ($6,57^{\circ}\text{C}$, $7,65^{\circ}\text{C}$).

Вертикальний розподіл температури води на ПнЗЧМ для чотирьох сезонів (січень-березень, квітень-червень, липень-вересень, жовтень-грудень) у вигляді статистичних діаграм представлений на рис. 2.5. Апроксимуюча

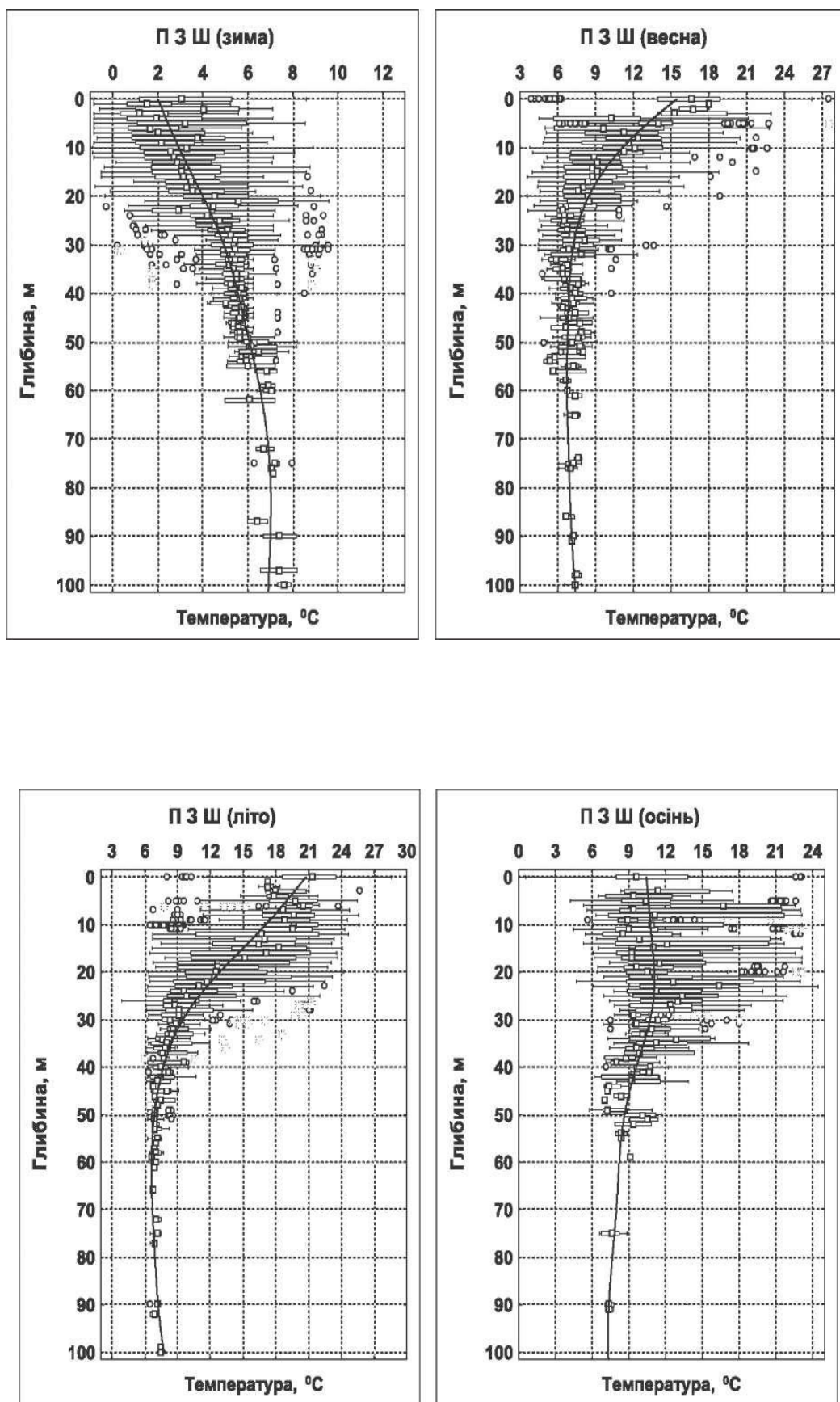


Рисунок 2.5 – Вертикальний розподіл температури води у різні гідрологічні сезони [117]

крива розподілу температури води проведена за значеннями медіан із застосуванням методу зважених найменших квадратів для кожного горизонту спостережень.

Як відзначалося вище, найбільшій сезонній мінливості піддається поверхневий шар 0-30 м. Зимовий вертикальний розподіл температури характеризується її зростанням із глибиною. Найбільшому вихолоджуванню піддається шар 0-10 м, у якому відзначається однорідний розподіл температури води. Зимове вихолоджування вод на шельфі досягає глибин 70-80 м, в результаті чого тут формується ХПШ. Весняний період характеризується інтенсивним прогріванням вод і формуванням сезонного термоклину в шарі 0-20 м. Вертикальна структура температури води навесні має вже зворотний хід і зменшується з глибиною. Літній період характеризується подальшим прогріванням поверхневих вод і загостренням сезонного термоклину в шарі 20-30 м. Характеристики температури глибинних шарів відносно весняного періоду змінюються незначно. Це обумовлено підвищеною галінною стратифікацією вод шельфу, що перешкоджає потоку тепла в глибинні шари [115]. Осіння структура характеризується вихолоджуванням поверхневого шару і формуванням у результаті вертикальної конвекції вод однорідної температури переважно в шарі 0-20 м. Максимум температури води в цей період спостерігається в середньому на глибині 30 м.

2.8.2 Сезонний просторовий розподіл солоності води

Режим солоності води ПнЗЧМ визначається як атмосферними факторами взаємодії з поверхнею моря (потоки кількості руху, вологи і солей), так і регіональними, локалізованими на бічних межах (стік річок, водообмін і відповідно пов'язаний з ним солеобмін, рельєф дна) [115].

Великий вплив на розподіл солоності вод ПнЗЧМ чинять джерела опріснення: річки Дунай, Дністер, Дніпро і Південний Буг, сумарний стік яких у середньому складає приблизно 250 км^3 на рік.

2.8.2.1 Просторовий розподіл солоності води поверхневого шару

Річний хід солоності води на ПнЗЧМ визначається бюджетом прісних і солоних вод, інтенсивністю вертикального турбулентного обміну і циркуляцією вод. В міру віддалення від поверхні моря і джерел прісних вод змінюється відносний внесок перерахованих факторів [115]. Основними факторами мінливості солоності поверхневого шару на ПнЗЧМ є річковий стік і горизонтальний турбулентний обмін, обумовлений значною мірою вітровим режимом. У підповерхневих шарах, вже на горизонті 10 м, значну роль відіграє вертикальний турбулентний обмін. Досягнення екстремумів у річному ході солоності визначається суперпозицією коливань річкового стоку, атмосферних опадів, випарування й інтенсивності перемішування з нижче розташованими шарами. Амплітуда річного ходу солоності вод на поверхні зменшується в міру віддалення від джерел розпріснення, при цьому спостерігається і фазовий зсув в досягненні екстремальних значень.

Максимальна амплітуда річних коливань ($4,7 \text{ ‰}$) за даними середніх місячних значень солоності відзначалася в Дунайському районі. У Дніпровсько-Бузькому і Дністровському районах вона складала $3,4 \text{ ‰}$, а в Каркінітській, Каламітській затоках і в центральному районі знаходилася на рівні $0,8\text{-}1,0 \text{ ‰}$.

Зона змішування займала середнє положення, і амплітуда річних коливань солоності тут складала $2,2 \text{ ‰}$. Максимум у річному ході солоності у всіх районах припадав на зимовий період і був обумовлений розвинутою

конvekцією вод [122], однак по районах усередині сезону відзначався його зсув.

У Дніпровсько-Бузькому і Дністровському районах максимум солоності спостерігався в січні, в Дунайському районі - у лютому, а в інших районах - у березні. Це пов'язано з глибиною місця, часом досягнення найбільшої глибини конvekції і залученням солоних глибинних вод у процеси вертикального обміну.

Мінімуми в річному ході солоності на поверхні в районах зі стоком річок припадають на період весняного паводка. У Дніпровсько-Бузькому районі мінімум солоності припадає на квітень, а в Дністровському і Дунайському районах - на травень. В інших районах мінімальний солевміст поверхневих вод спостерігається в серпні, що пов'язано з часом добігання хвилі розпріснення [115]. У значній мірі це обумовлено вітровим режимом і горизонтальним турбулентним обміном та змішанням вод. У районах зі стоком річок у річному ході солоності спостерігається другий мінімум, який припадає на осіннє збільшення стоку.

Аналогічно полю температури були побудовані поля солоності води для центральних місяців (лютий, травень, серпень, листопад) чотирьох гідрологічних сезонів (рис. 2.6).

У зимовий період (лютий) спостерігався максимальний солевміст вод поверхневого шару ПнЗЧМ. Це пов'язано із сезонним зменшенням стоку річок і інтенсифікацією процесів зимового конвективного і вітрового перемішування і, як наслідок, підвищенням солоності вод поверхневого шару [115]. Води із солоністю більше 18 ‰ у лютому заповнювали південно-східну частину ПнЗЧМ (південну частину центрального району і Каламітської затоки). Мінімальні значення солоності води, менше 16 ‰, у цей період спостерігалися у великій пригирловій зоні Дунаю й у північній частині ПнЗЧМ - у зоні поширення вод Дніпро-Бузького стоку. Вплив Дністровського стоку в цей період був виражено слабо.

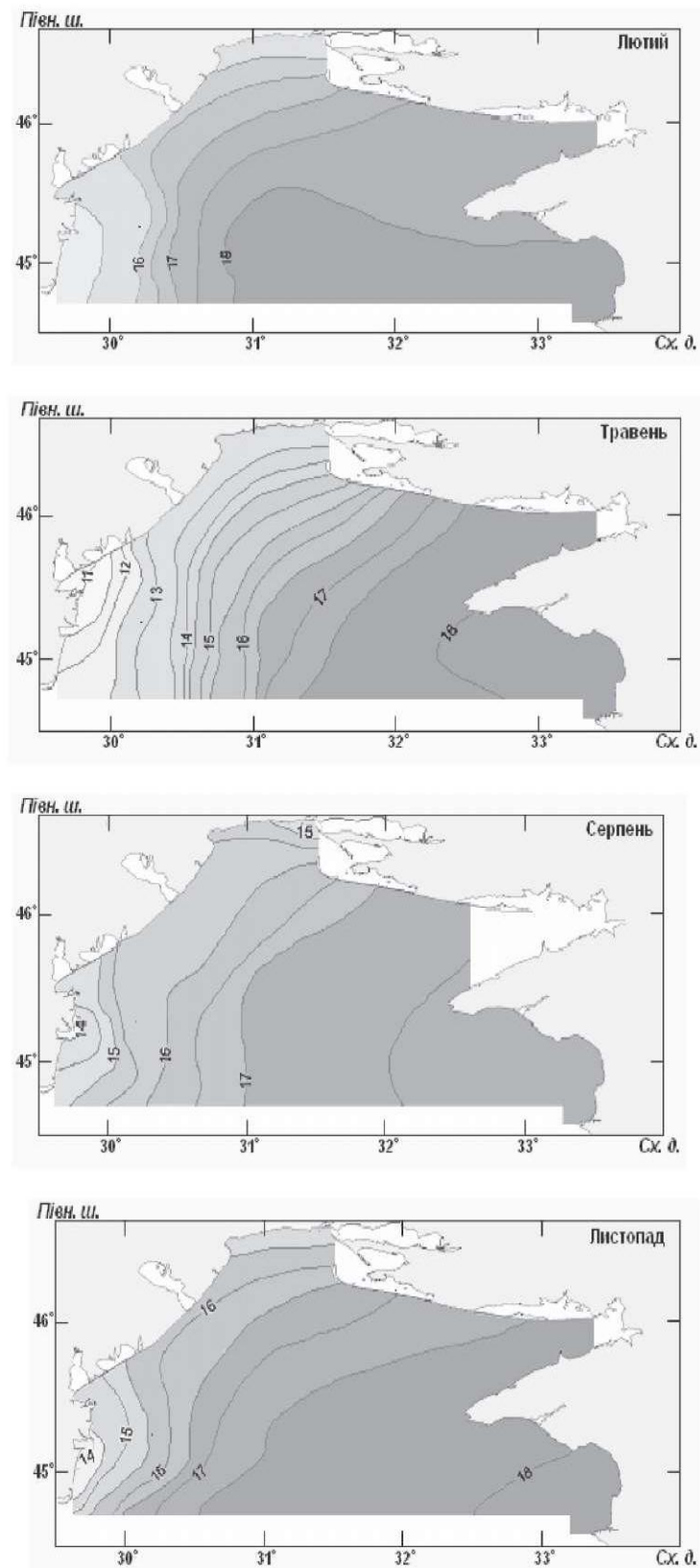


Рисунок 2.6 – Середнє багаторічне поле солоності води в поверхневому шарі, ‰

У весняний період (у травні), в зв'язку з паводковим стоком річок, у північній і західній частині ПнЗЧМ у поверхневому шарі формувалась фронтальна зона. Мінімум солоності спостерігався на Дунайському гирловому узмор'ї і в Жебриянській бухті (менше 11 ‰). Збільшення вертикальної стійкості вод, пов'язаної з прісним стоком і з весняним прогрівом поверхневих шарів, створювало сприятливі умови для інтенсифікації горизонтальної дифузії і розпріснення поверхневого шару вод ПнЗЧМ. Води із солоністю більше 18 ‰ у цей період на поверхні відзначалися тільки в області Каламітської затоки.

Літній період характеризувався подальшим поширенням хвилі опріснення на південний схід і згладжуванням поля солоності ПнЗЧМ. У серпні солоність вод ПнЗЧМ скрізь менше 18 ‰. Однак просторова структура солоності вод у цілому не змінювалась.

Води із солоністю менше 15,5 ‰ займали велику пригирлову зону Дунаю і північну область, яка знаходилася під впливом Дніпровсько-Бузького стоку. Мінімум середньої місячної солоності (менше 14 ‰) спостерігався безпосередньо в районі Старостамбульського і Сулинського гирла Дунаю.

В осінній період у зв'язку з розвитком осінньої вертикальної конвекції вод і ерозією верхнього галоклину зростає потік солей до поверхні моря [115]. Найбільш помітно збільшення солоності на поверхні в цей період у східних областях ПнЗЧМ, де галінна стійкість вод відносно знижена. Підвищення солоності поверхневих вод (більше 18 ‰) відзначалося в південній частині Каламітської затоки, чому сприяли у цей період року часто повторювані північно-східні вітри [115,120], які спричинили умови апвелінгу. В областях з підвищеною стійкістю, обумовленою стоком річок, значних відмінностей від літнього періоду не спостерігалось. Мінімум середньої місячної солоності (менше 14 ‰) зберігався в районі стоку Дунаю.

У цілому сезонні розходження поля солоності в поверхневому шарі мали кількісний характер і визначалися внутрішньорічною мінливістю стоку річок.

2.8.2.2 Вертикальний розподіл солоності води

На горизонті 10 м вплив річкового стоку на солевміст вод значно слабшає. За даними середніх місячних значень амплітуда річних коливань солоності на цьому горизонті зменшувалася відносно поверхні в районах зі стоком річок у середньому до 45 %. Максимальна амплітуда річних коливань ($2,1\text{‰}$) відзначалася в Дунайському районі. У Дніпровсько-Бузькому, Дністровському і у районі зони змішування річна амплітуда ходу солоності на горизонті 10 м знаходилася в межах $1,4\text{--}1,6\text{‰}$. У східних районах, де вплив річкового стоку дуже малий, амплітуда річного ходу солоності з глибиною згасала повільно і складала в середньому 95 % відносно поверхні. Максимум річного ходу солоності на горизонті 10 м переважно припадав на лютий. У Каркінітській, Каламітській затоках і в районі зони змішування він зміщений на березень. Мінімум солевмісту в районах зі стоком річок, спостерігався у жовтні-листопаді (Дунайський, Дніпровсько-Бузький і Дністровський райони), при розвинутій осінній вертикальній конвекції і відносно підвищеному осінньому стоці річок. В інших районах мінімум припадав на серпень, що пояснюється меншою галінною стійкістю поверхневих вод і формуванням тут більш глибокого однорідного шару під дією вітрового перемішування. У річному ході солоності в районах зі стоком річок, на горизонті 10 м спостерігалися ще два проміжних екстремуми, які припадали на березень-квітень (мінімум) і липень-серпень (максимум). Мінімум формувався на один місяць раніше від максимуму паводкового стоку. Це пов'язано з початком збільшення стоку річок, при ще значному вер-

тикальному перемішуванню, обумовленому вітровим режимом цих місяців [115,123]. У наступні місяці, при ослабленні вітрового режиму і проходженні паводка, збільшується галінна стратифікація поверхневого шару. Це приводить до ослаблення вертикального обміну і підвищення солоності вод у шарі під галоклином, який розташовується звичайно в цей період на глибині 5 м [115,124]. Підвищенню стійкості вод також сприяє інтенсивне прогрівання поверхневого шару.

На горизонті 20 м амплітуда річних коливань солоності за даними середніх місячних значень у районах підданих значному впливу стоку річок зменшувалася відносно поверхневого шару в середньому до 40 %.

Максимальна амплітуда річних коливань солоності (1,7 ‰) на горизонті 20 м відзначалася в Дунайському районі. В Дністровському і Дніпровсько-Бузькому районах вона складала відповідно 1,4 і 1,6 ‰. В інших районах - знаходилася на рівні 0,5-0,9 ‰. Максимальні значення в річному ході солоності у всіх районах спостерігалися в лютому-березні, у період розвинутої зимової конвекції вод і конвективного підйому солей.

Мінімум у річному ході солоності в районах підданих впливу стоку річок, припадає на листопад, коли сезонний галоклин заглиблюється під дією зростаючого осіннього перемішування. У східних районах (Каркінітська, Каламітська затоки і центральний район), з відносно зниженою галінною стійкістю поверхневого шару вод, мінімум відзначався в літній період у червні-серпні. Заглиблення галоклину тут відбувається раніше, під дією вітрового перемішування вод.

Річний хід солоності на горизонті 20 м мав більш згладжений вигляд і проміжні екстремуми тут, характерні для горизонту 10 м, не спостерігалися. Найбільш виражений осінній мінімум солевмісту (у листопаді) в районах зі стоком річок. Це обумовлено як розвитком осінньої конвекції вод, так і підвищенням осіннього стоку річок.

На горизонті 30 м амплітуда річного ходу солоності води залежить, в основному, від процесів вертикального обміну, а вплив річкового стоку

проявляється опосередковано, через інтенсифікацію й ослаблення процесів обміну в річному циклі. Амплітуда річних коливань солоності води на цьому горизонті, відносно поверхневого шару за даними середніх місячних значень складала в середньому по регіонах приблизно 30 %. У цілому по районах амплітуда річного ходу солевмісту тут змінювалася в межах 0,3 - 0,9 ‰, з максимальними значеннями в районах впливу річкового стоку. Максимум річного ходу солоності спостерігався в зимовий період, а мінімум - в осінній.

Річний хід солоності на горизонті 50 м мав складний вигляд із двома максимумами в лютому і вересні. Зимовий максимум визначався умовами вертикальної конвекції вод і залученням в процеси обміну більш солоних вод нижче розташованих шарів.

Мінімум, пов'язаний з осінньо-зимовим заглибленням сезонного галоклину, зміщався відносно верхніх горизонтів на більш пізній термін - грудень-січень (Каламітська затока і центральний район). Другий максимум у річному ході солоності був обумовлений динамічними процесами, які припадають на вересень. Розвиток у цей період антициклонічного завихорення (з центром 44°20' півн. ш., 32°00' сх.д) у зоні конвергенції [125] спричиняє підйом вод на її периферії, у результаті чого солевміст на горизонті 50 м і в більш глибоких шарах (Каламітська затока і центральний район) підвищується. Амплітуда річного ходу солоності на горизонті 50 м не перевищувала 0,3-0,6‰. Вплив прісного стоку річок тут відсутній і внутрішньорічні коливання визначаються динамічними факторами вертикального обміну і циркуляції вод.

На горизонті 75 м амплітуда річних коливань солоності (Каркінітська затока і центральний район) складала 0,6-0,7 ‰. Річний хід солоності мав складний вигляд і визначався значною мірою інтенсивністю циркуляції вод і вертикальними зсувами постійного галоклину, в результаті чого амплітуда річних коливань на цьому горизонті була більшою ніж на горизонті 50 м. Мінімум солевмісту спостерігався в зимовий період і був обумовлений

процесами вертикального обміну і заглиблення верхнього галоклину. Максимум відзначався у вересні і був пов'язаний з вищеописаним процесом.

На горизонті 100 м (центральний район) у шарі постійного галоклину амплітуда річних коливань за рахунок його вертикальних зсувів підвищувалася до 1,2 ‰. Мінімум у річному ході солоності води спостерігався в зимовий період, при досягненні максимальної глибини конвекції. Максимум солевмісту припадав на літній період (липень). Підвищення солоності в літній період було пов'язано з циркуляційними процесами і підйомом постійного галоклину. В цілому річний хід солоності на горизонті 100 м збігався з річним ходом температури води.

Вертикальний розподіл солоності води на ПнЗЧМ для чотирьох гідрологічних сезонів (січень-березень, квітень-червень, липень-вересень, жовтень-грудень) у вигляді статистичних діаграм представлено на рис. 2.7.

Апроксимуюча крива розподілу солоності води проведена за значеннями медіан із застосуванням методу зважених найменших квадратів для кожного горизонту спостережень. Найбільшій сезонної мінливості піддавався поверхневий шар 0-30 м. Зимовий вертикальний розподіл солоності вод характеризувався її монотонним зростанням із глибиною. Солоність на поверхні в цей період на ПнЗЧМ максимальна, а в шарі 75-100 м знижувалася у результаті розвинутої зимової конвекції і розпріснення вод за рахунок поверхневих шарів. Середнє значення солоності поверхневих вод на ПнЗЧМ у цей період 17,00 ‰, при значенні медіани 17,34 ‰. На горизонті 100 м середня солоність узимку була знижена до 18,33 ‰. При цьому постійний галоклин у шарі 75-100 м був виражений слабо через його заглиблення.

Весняний період характеризувався паводковим стоком річок і формуванням верхнього галоклину в шарі 0-10 м. Середні вертикальні градієнти солоності навесні складали тут 0,21 ‰/м. Середня солоність поверхневих вод у цілому по розглянутому району ПнЗЧМ знижувалася до 15,05 ‰, при значенні медіани 15,49 ‰. Формування верхнього галоклину і

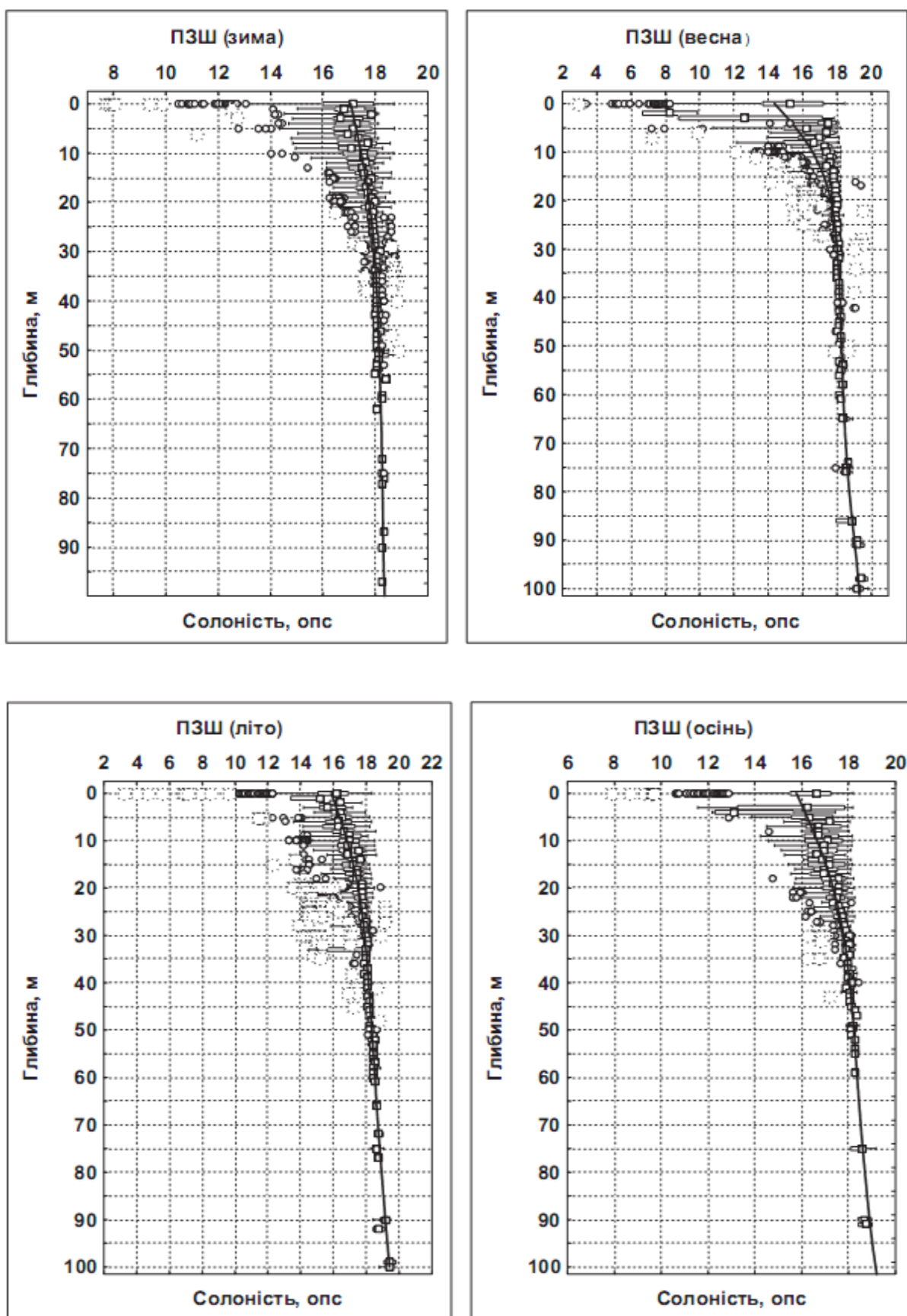


Рисунок 2.7 – Вертикальний розподіл солоності води (‰) у різні гідрологічні сезони

пiкноклину призводило до «запирання» потоку бiльш прiсних вод з поверхневих шарiв i вiдповiдно до пiдвищення солоностi вод у шарi 75-100 м. На горизонтi 100 м середня солонiсть вод у цей перiод зростала до 19,27 ‰.

Така структура зберiгалася й у лiтнiй перiод. Змiни вiдбувались переважно у шарi 0-20 м. Через зменшення стоку рiчок, а також у результатi вiтрового режиму i турбулентного перемiшування вод, солонiсть поверхневого шару влiтку в цiлому по ПнЗЧМ пiдвищувалася й, у середньому, по всiй видiленiй областi, складала 15,86 ‰, при значеннi медiани 16,21 ‰.

В осiннiй перiод з розвитком конвекцiї i змiшання вод [122] вiдбувалося подальше осолонення поверхневого шару 0-10 м i вiдповiдно зниження солоностi нижче розташованих шарiв. Середня солонiсть на поверхнi в цей перiод по видiленому районi ПнЗЧМ складала 16,24 ‰, при значеннi медiани 16,67 ‰. На горизонтi 100 м середня солонiсть знижувалася i для осенi складала 18,89 ‰.

2.9 Адаптація числової гідротермодинамічної моделі до умов північно-західного шельфу Чорного моря та її верифікація

У даному розділі приведені результати попередньої адаптації вищеописаної числової нестационарної тривимірної гідротермодинамічної моделі до умов шельфу північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ).

Розрахункова область ПнЗЧМ (рис. 2.8), до якої адаптувалася модель, апроксимувалася горизонтальною сіткою 36×72 вузлів з кроком 5 км. Крок за часом складав 6 секунд для баротропної складової швидкості течій і 12 секунд – для бароклінної. Використовувалися десять розрахункових рівнів за глибиною в σ -системі координат.

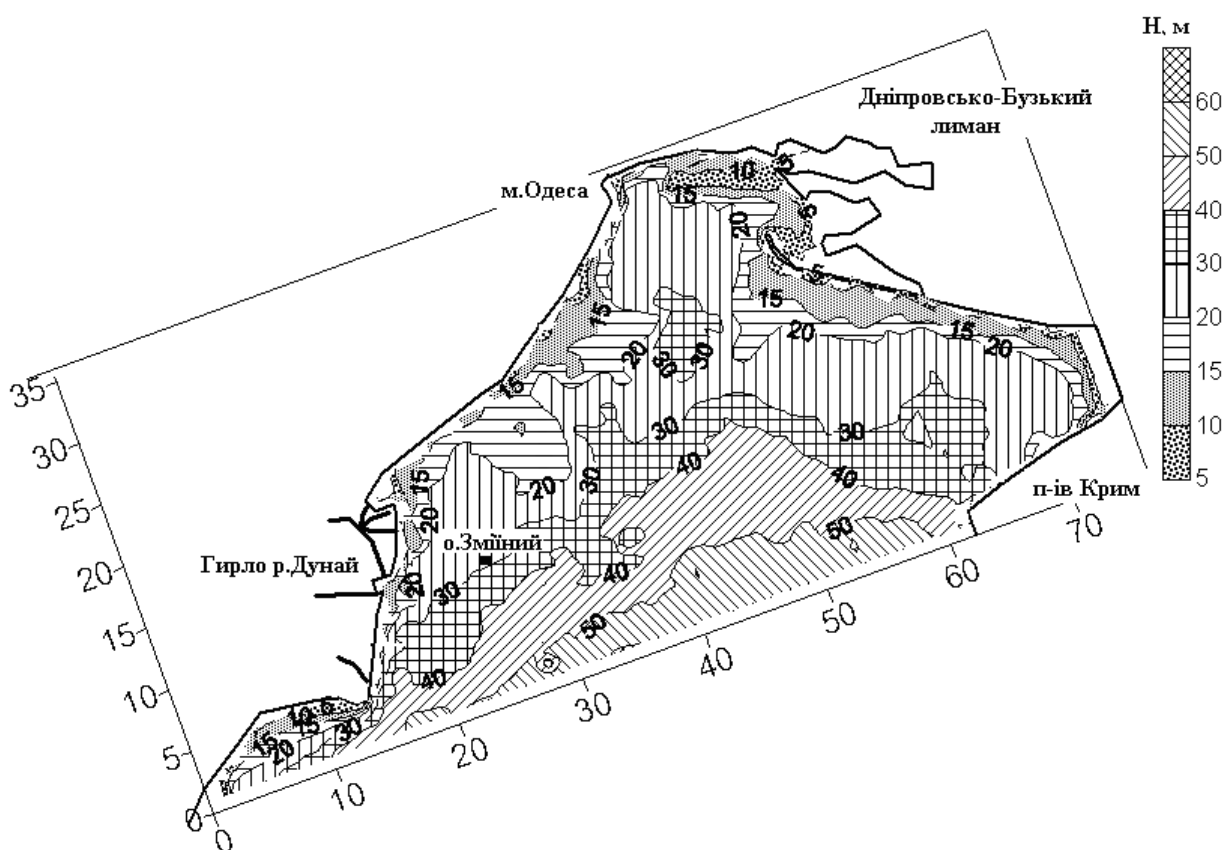


Рисунок 2.8 - Розрахункова область і батиметрична карта (глибини в метрах) північно-західного шельфу Чорного моря. На осях приведені номери вузлів розрахункової сітки.

На першому етапі адаптації моделі числові експерименти проводилися з одновимірним (за вертикаллю) її варіантом, коли відключалися члени рівнянь, що описують горизонтальний турбулентний обмін і адвективне перенесення, а також передбачалася незалежність всіх функцій від горизонтальних координат. В такій постановці враховується тільки бароклинна вітрова складова швидкості течій, яка використовується для розрахунку коефіцієнтів вертикального турбулентного обміну і дифузії. Таким чином, фактично розв'язувалася задача формування вертикальної термохалинної структури вод в результаті вертикального турбулентного обміну імпульсом, дифузії тепла і солей.

Мета розрахунків полягала у вивченні адекватності відтворення моделлю річної мінливості вертикальної термохалинної структури вод досліджуваної акваторії під впливом вітру і теплообміну з атмосферою. Розглядалися дві ділянки акваторії ПнЗЧМ – Одеський район і морська акваторія поблизу о. Зміїний. В першому випадку глибина водної колонки приймалася рівною 25 м і, як вихідні дані, використовувалися щострокові 6 - годинні спостереження за температурою повітря, швидкістю і напрямом вітру, виконані на ГМС Одеса-порт. В другому випадку (акваторія о.Зміїний) глибина водної колонки вважалася рівною 30 м і використовувалися середньодобові значення температури повітря, швидкості і напрямку вітру, розраховані за даними 6-годинних денних спостережень, виконаних на ГМП о.Зміїний в 2005 – 2007 рр.

При розрахунках, крім засвоєння вищезгаданих гідрометеорологічних спостережень, задавався річний хід середньомісячних значень солоності на поверхневому і придонному горизонтах водної колонки, а також температура морського дна (відповідна температурі вод придонного шару за даними спостережень). Потік тепла розраховувався з використанням середньомісячних значень відносної вологості повітря і балу загальної хмарності, характерних для акваторії ПнЗЧМ. Вертикальний розподіл

температури і солоності морської води формувався моделлю в ході розрахунку. Результати розрахунків приведені на рис. 2.9-2.12.

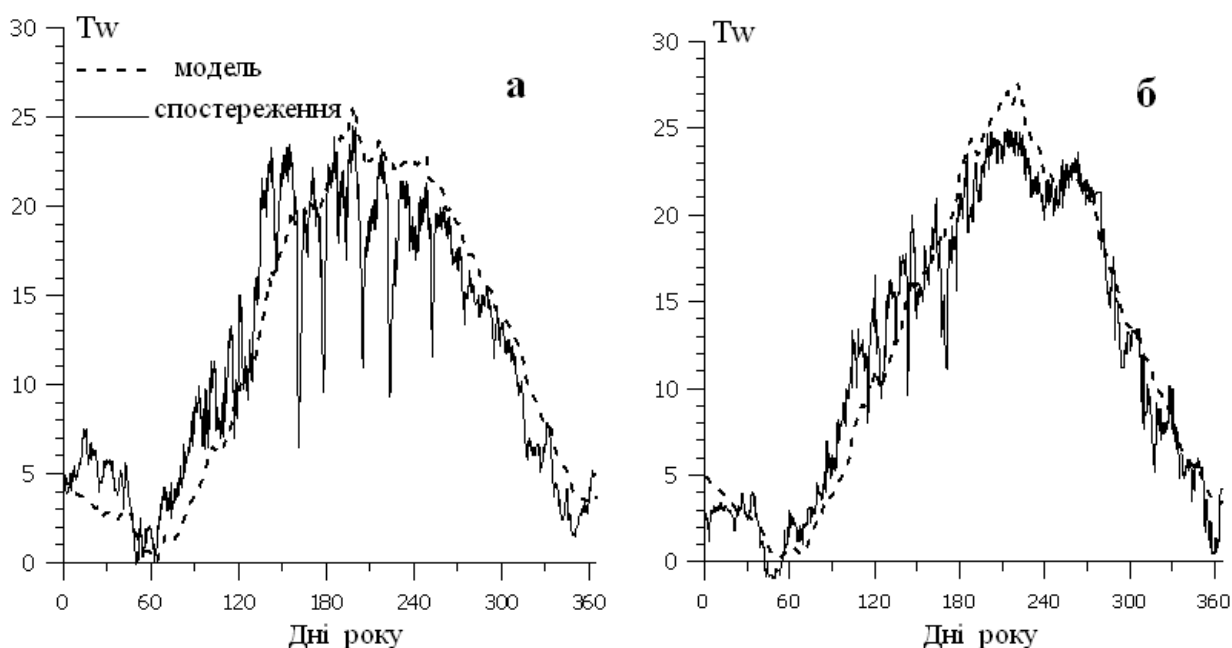


Рисунок 2.9 - Вимірний і розрахований в одновимірному варіанті моделі річний хід температури поверхневого шару води в Одеському районі ПнЗЧМ за метеоумов 1983 (а) і 1994 рр. (б)

Видно, що модель правильно описує річний хід температури поверхневого шару води, формування і руйнування сезонного термоклину, сезонну мінливість товщини верхнього квазіоднорідного шару (ВКШ), хоча розбіжності результатів розрахунків з даними спостережень також мають місце. В першу половину року модель занижує на декілька градусів температуру води поверхневого шару, а в літні місяці - навпаки, завищує. Ці розбіжності пояснюються виключенням внеску горизонтальної адвекції у формування термічного режиму вод ПнЗЧМ. В зимово-весняний період охолодження вод акваторії менше за рахунок притоку тепла з Основним Чорноморським потоком, а влітку – навпаки. Крім того, після формування сезонного шару стрибка густини у весняно-літній період, важливу роль в забезпеченні теплообміну між поверхневою і придонною водними масами

відіграють обумовлені вітром відгінно-нагінні явища в прибережних зонах акваторії (де виконувалися спостереження), які не враховуються в одновимірному варіанті моделі.

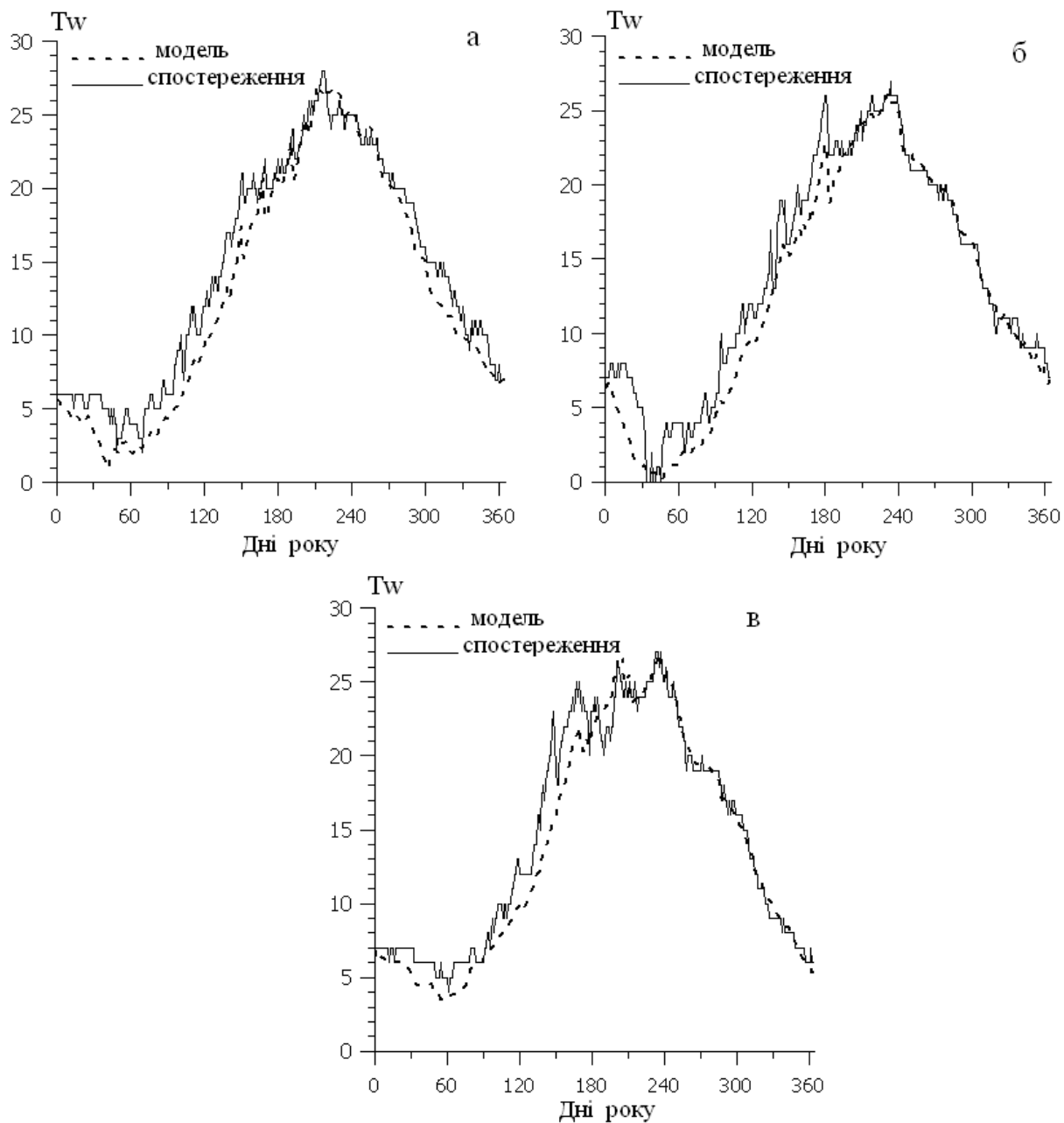


Рисунок 2.10 - Виміряний і розрахований в одновимірному варіанті моделі річний хід температури поверхневого шару води ПнЗЧМ в акваторії о.Зміїний за метеорологічних умов: а) 2005; б) 2006; в) 2007 рр.

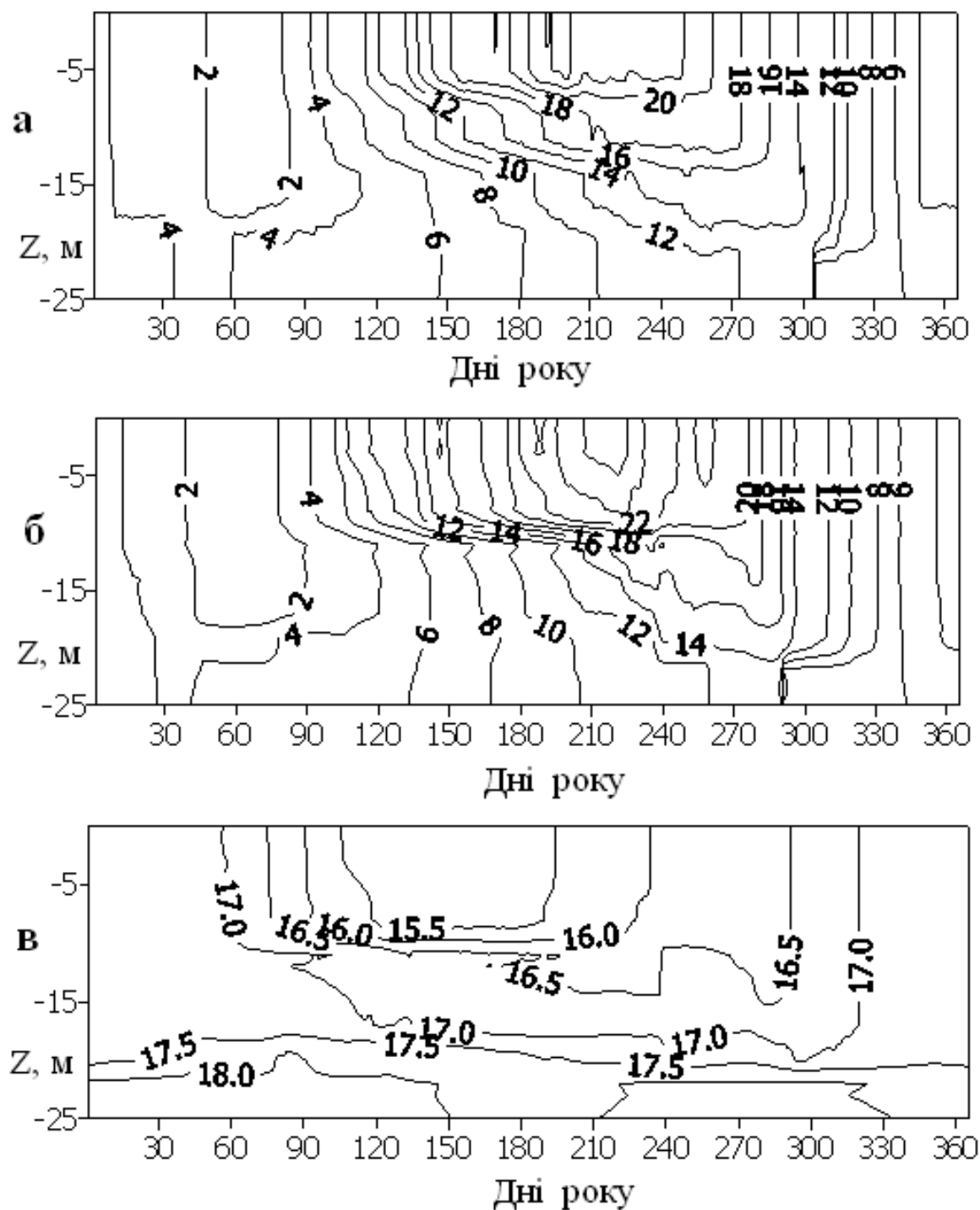


Рисунок 2.11 - Розрахована в 1-мірному варіанті моделі за метеорологічними даними ГМС Одеса-порт внутрішньорічна мінливість вертикального розподілу температури води T , $^{\circ}\text{C}$ (а – 1983 р., б – 1994 р.) і солоності S , ‰ (в – 1994 р.) в Одеському районі ПнЗЧМ

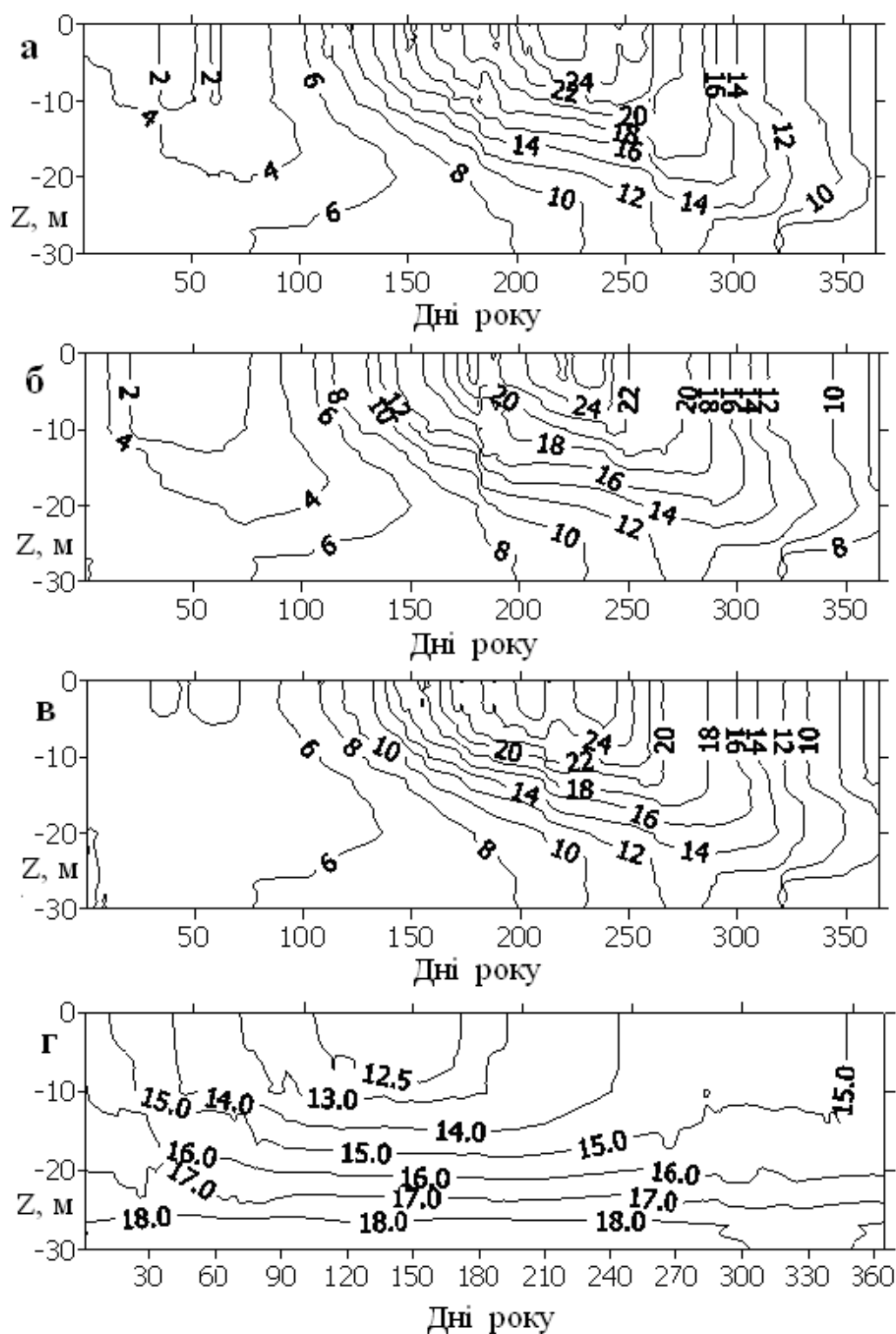


Рисунок 2.12 - Розрахована в 1-мірному варіанті моделі за метеорологічними даними ГМП о.Зміний внутрішньорічна мінливість вертикального розподілу температури води T_w , °C (а – 2005, б – 2006, в – 2007 рр.) і солоності S , ‰ (г – 2005 р.) на акваторії ПЗШЧМ в районі о.Зміний

Ефект впливу на температуру поверхневого шару води прибережного вітрового апвелінгу особливо яскраво виявляється в Одеському районі (рис. 2.9.а), де в період апвелінгу в даних спостереженнях спостерігаються різкі зниження температури води в літній період. У сезонній мінливості вертикальної термохалинної структури вод, одержаної в одновимірному варіанті моделі (рис. 2.11 – 2.12), звертає на себе увагу утворення у весняно-літній період термоклину і його руйнування в осінньо-зимовий період. Товщина ВКШ в літній період року складає 5 – 10 м. Вказані особливості відповідають загальним уявленням про особливості гідрологічного режиму вод акваторії, встановленим за даними спостережень.

На другому етапі числових експериментів розрахунки просторово-часової мінливості термохалинної структури і циркуляції вод за допомогою тривимірного варіанту моделі проводилися на часовому відрізку з початку березня до кінця вересня для умов багатоводного, відносно стоку р. Дунай, 2006 р. і маловодного 2007 р. (рис. 2.13). В табл. 2.1 наведені значення витрат води по рукавах дельти р.Дунай у 2006-2007 рр., одержані за даними [118, 126]. Витрати річок Дніпра, Дністра і Південного Бугу задавалися рівними багаторічним середньомісячним значенням за період 1990-2004 рр. (табл. 2.2). Мінливість швидкості і напрямку вітру задавалася на основі даних спостережень в п.Усть-Дунайськ, виконаних з 3-годинною дискретністю, а мінливість температури повітря – на основі середньодобових значень, одержаних за даними спостережень на о.Зміїний. Мінералізація дунайських вод вважалася постійною і рівною 0.4 г/дм^3 .

Термохалинна структура вод на відкритій морській межі визначалася відповідно до інформації, наведеної в [117, 127] і ГІС Black Sea Environmental Programme (BSEP), яка корегувалася в межах поверхневого 10 – метрового шару на основі даних спостережень за температурою и солоністю води в прибережній зоні о.Зміїний, одержаних у відповідні періоди часу.

Таблиця 2.1 – Відомості про витрати води р.Дунай та основних рукавів Кілійської дельти річки у 2006 – 2007 рр., м³ с⁻¹

Рік	Місяць												Середній за рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
р.Дунай, м.Рені, 54-а миля													
2006	8570	6950	11100	14100	13700	12500	8920	5700	5490	4130	3810	3950	8240
2007	4460	6350	7820	6910	4660	4880	3910	3300	4820	4920	6870	8380	5610
рук. Кілійський, м.Вилково													
2006	4270	3690	5610	7600	7480	6610	4890	2880	2840	2130	1890	2030	4330
2007	2220	3150	3980	3670	2360	2530	2000	1680	2340	2560	3430	4330	2850
рук. Сулинський*													
2006	850	740	1120	1520	1500	1320	980	580	570	450	400	430	870
2007	440	630	790	730	490	530	420	340	490	540	690	870	550
рук. Георгіївський*													
2006	1110	960	1400	1900	1870	1650	1220	750	740	570	510	550	1100
2007	580	820	1030	950	640	680	540	450	630	690	890	1120	750
рук. Очаковський													
2006	1020	876	1360	1840	1810	1610	1180	668	659	483	425	459	1030
2007	504	735	945	869	536	577	452	375	534	586	805	1030	550
рук.Старостамбульський													
2006	1560	1330	2130	2970	2920	2550	1830	985	980	710	620	670	1600
2007	740	1100	1440	1310	790	850	660	540	790	870	1210	1580	1100
рук.Бистрий													
2006	1460	1280	1840	2370	2330	2120	1630	1040	1030	791	708	756	1450
2007	819	1120	1380	1280	866	923	747	638	857	934	1210	1480	1020
рук.Східний													
2006	160	140	200	254	250	229	180	115	115	85	80	85	160
2007	90	123	152	141	95	101	80	70	94	100	130	165	110

Таблиця 2.2 – Багаторічна (1990-2004 рр.) сезонна мінливість витрат річкового стоку в ПнЗЧМ, м³/с

Річки	Місяці						
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Дніпро	1520	1719	1801	1240	818	725	839
Півд.Буг	143	104	69	60	64	55	54
Дністер	287	408	366	278	293	288	240

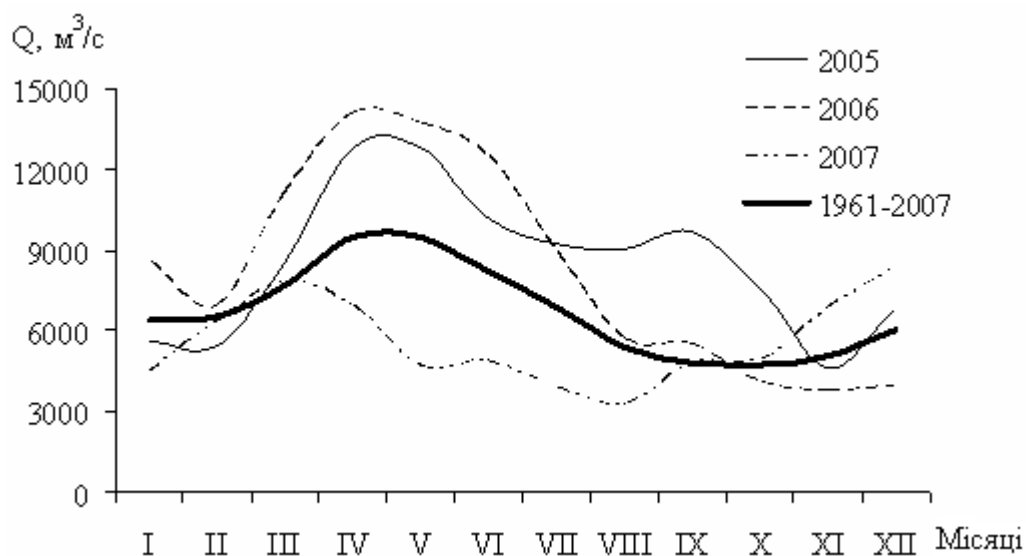


Рисунок 2.13 – Внутрішньорічний розподіл витрат води у вершині гирлової області р. Дунай в 2005 – 2007 рр. і за багаторічний період

Як початкові умови брався стан спокою. Термохалинна структура вод в початковий момент часу задавалася однорідною в горизонтальній площині. Фоновий рівень концентрації домішки (забруднювальних речовин) у внутрішніх точках розрахункової області і на відкритій морській межі вважався рівним нулю.

На рисунках 2.14 – 2.19 приведені результати моделювання просторово-часової мінливості температури і солоності води в поверхневому шарі акваторії північно-західної частини Чорного моря в період з березня по вересень 2006 р. Звертають на себе увагу наступні особливості.

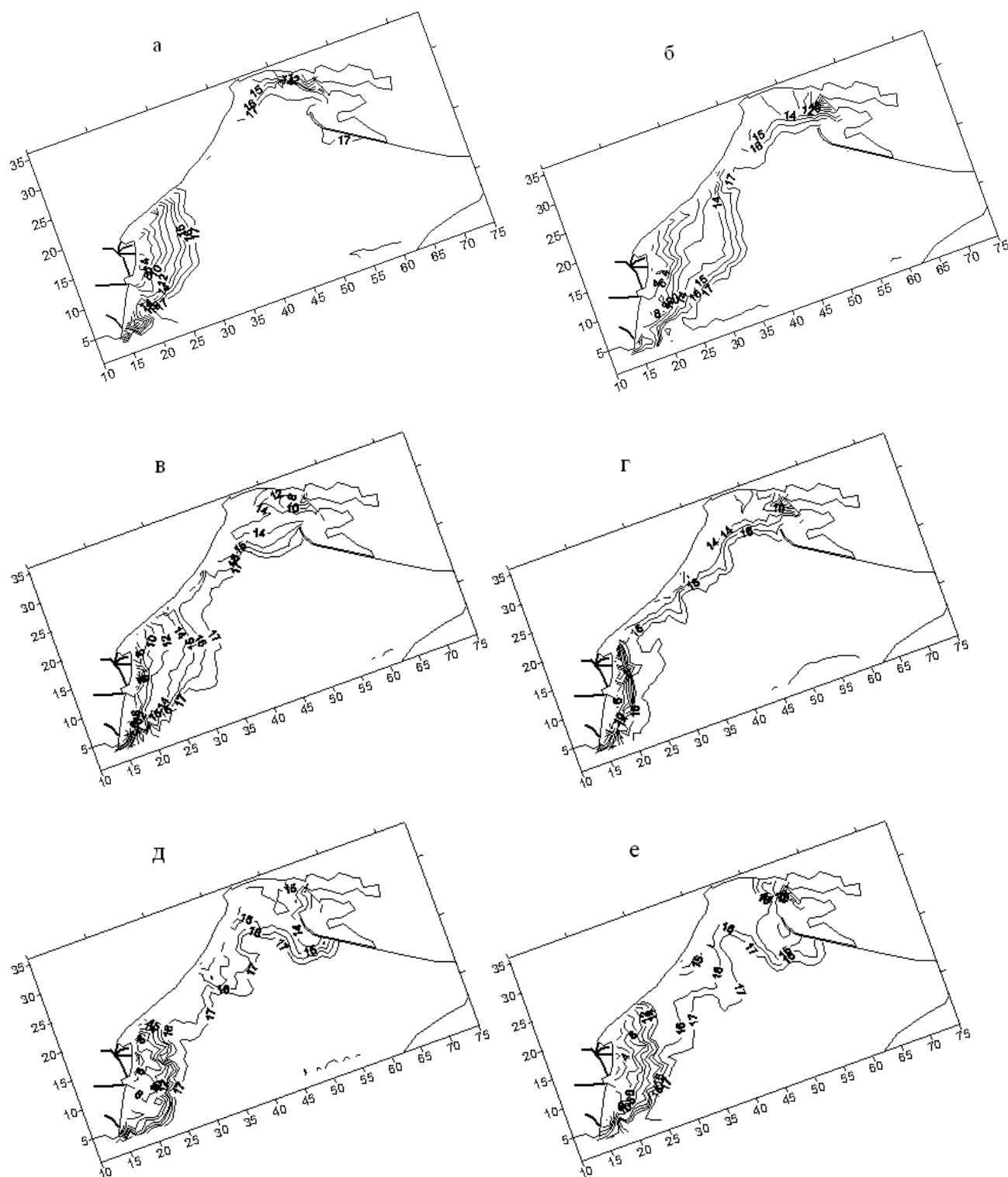


Рисунок 2.14 – Просторово-часова мінливість солоності вод (‰) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багатоводного 2006 р.: а – 30 березня (30 доба розрахунку); б – 14 квітня (45 доба); в – 29 квітня (60 доба); г – 4 травня (65 доба); д – 9 травня (70 доба); 14 травня (75 доба)

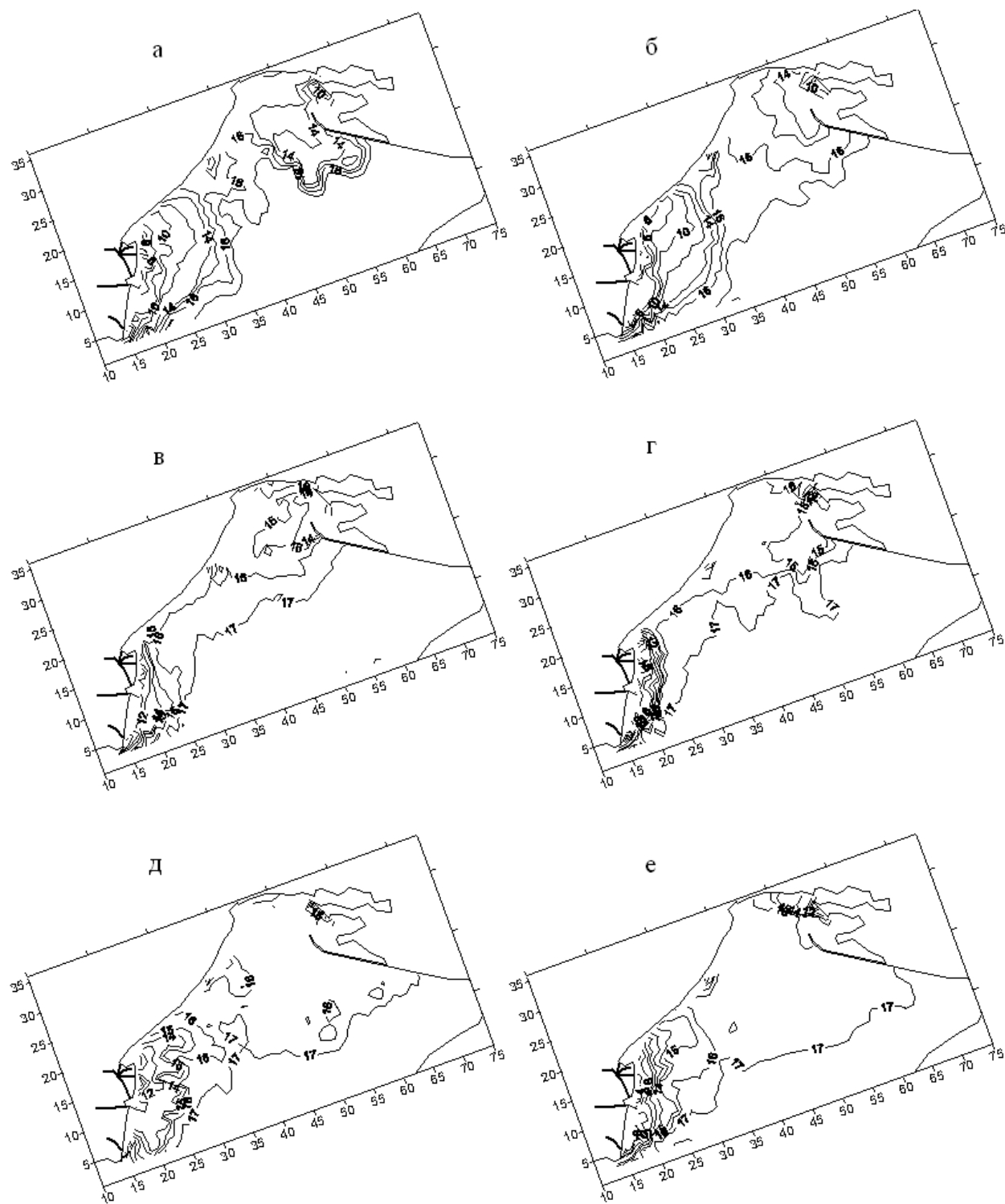


Рисунок 2.15 – Просторово-часова мінливість солоності вод (‰) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багатоводного 2006 р.: а – 13 червня (105 доба розрахунку); б – 28 червня (120 доба); в – 3 липня (125 доба); г – 8 липня (130 доба); д – 18 липня (140 доба); 28 липня (150 доба)

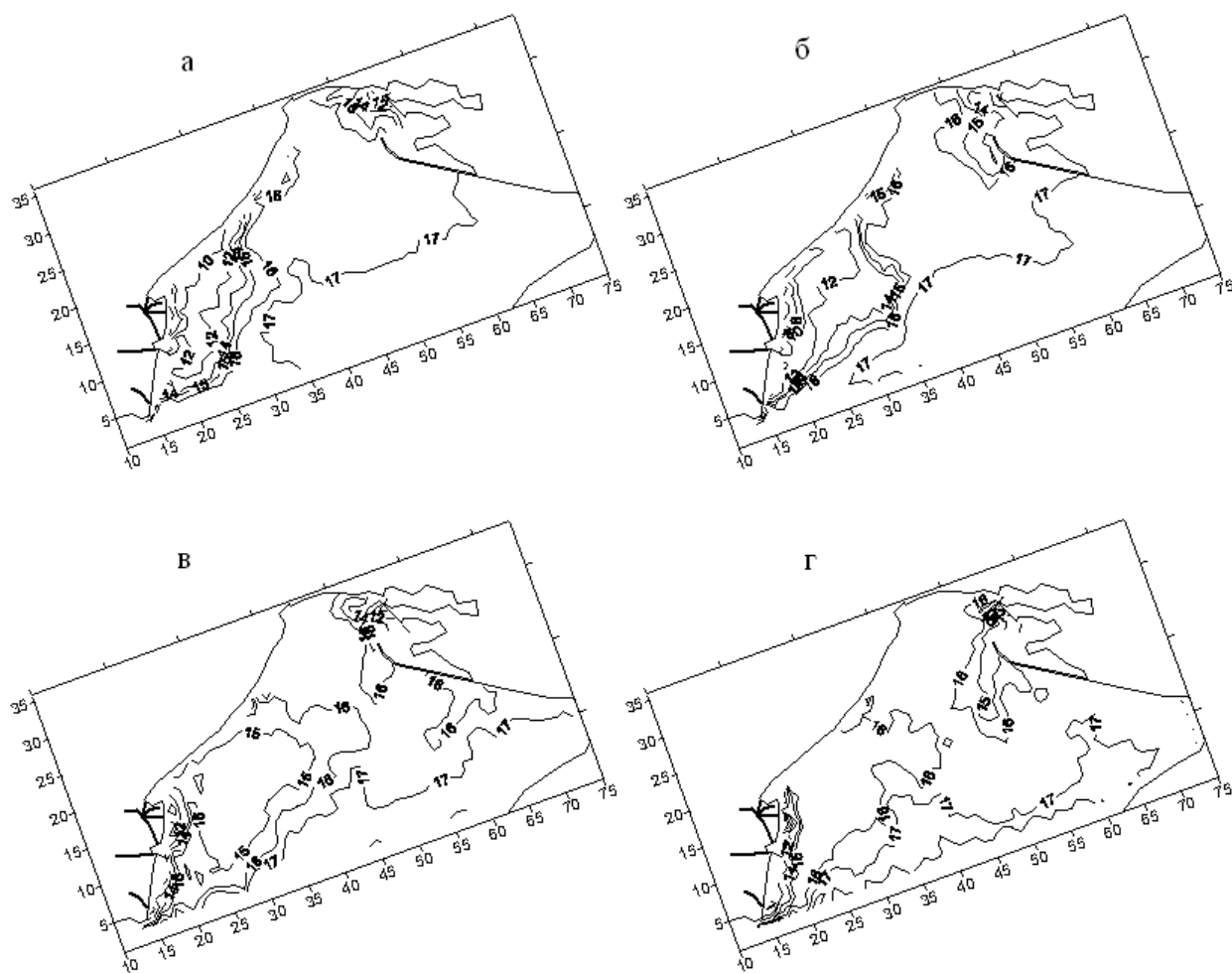


Рисунок 2.16 – Просторово-часова мінливість солоності вод (‰) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багатоводного 2006 р.: а – 12 серпня (165 доба розрахунку); б – 27 серпня (180 доба); в – 16 вересня (200 доба); г – 30 вересня (214 доба)

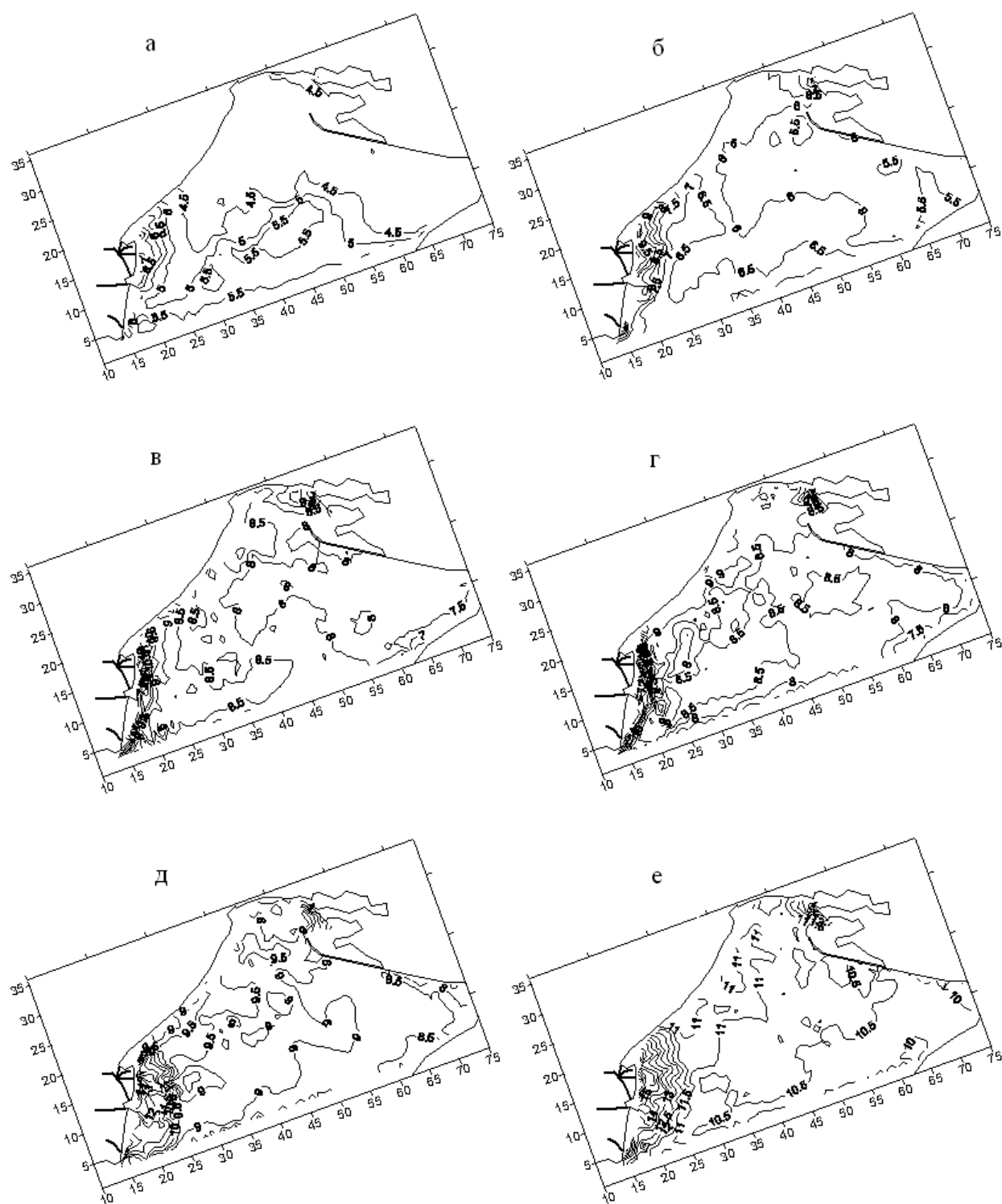


Рисунок 2.17 – Просторово-часова мінливість температури вод ($^{\circ}\text{C}$) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багатоводного 2006 р.: а – 30 березня (30 доба розрахунку); б – 14 квітня (45 доба); в – 29 квітня (60 доба); г – 4 травня (65 доба); д – 9 травня (70 доба); 14 травня (75 доба)

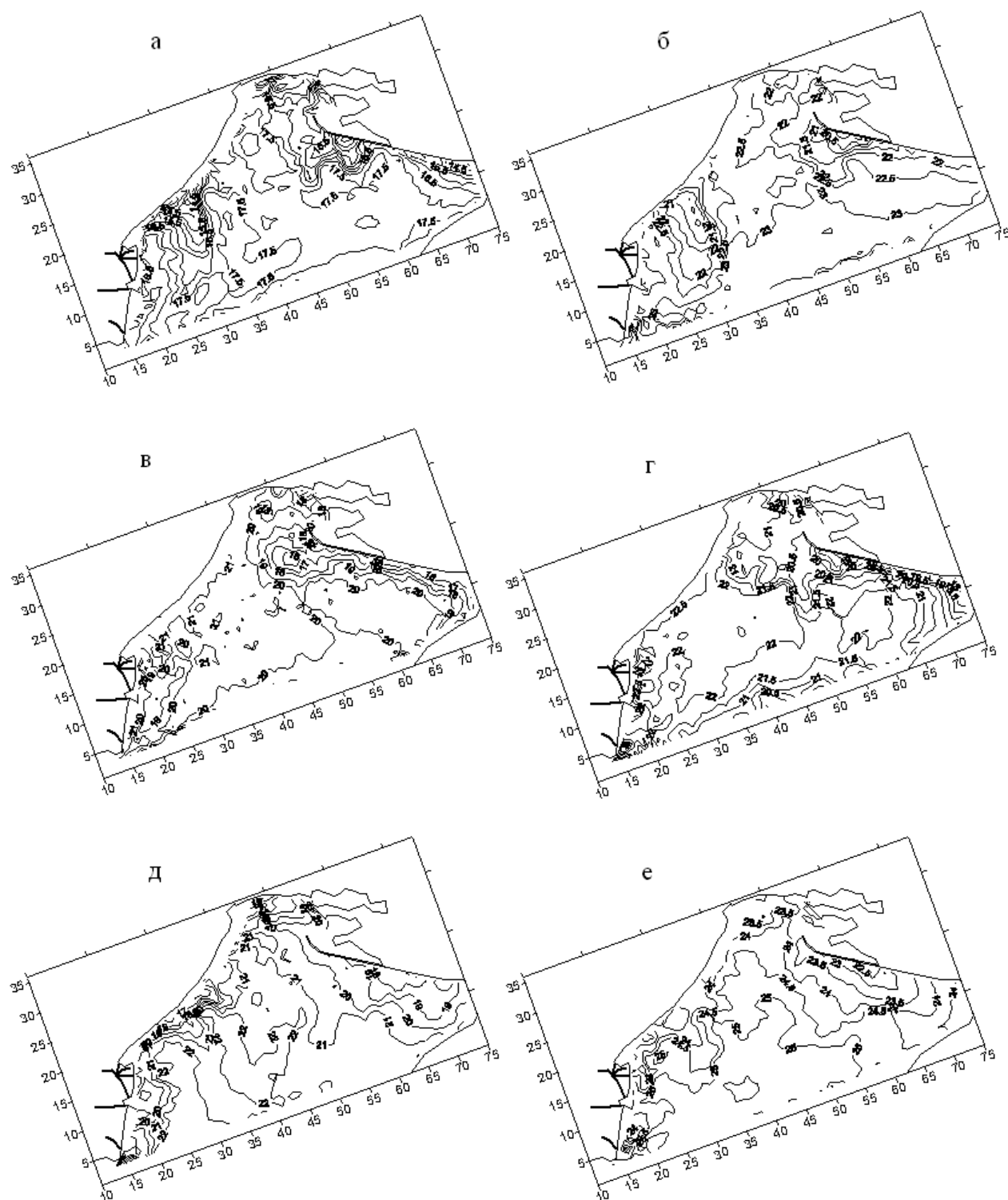


Рисунок 2.18 – Просторово-часова мінливість температури вод ($^{\circ}\text{C}$) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багаторічного 2006 р.: а – 13 червня (105 доба

розрахунку); б – 28 червня (120 доба); в – 3 липня (125 доба); г – 8 липня (130 доба); д – 18 липня (140 доба); 28 липня (150 доба)

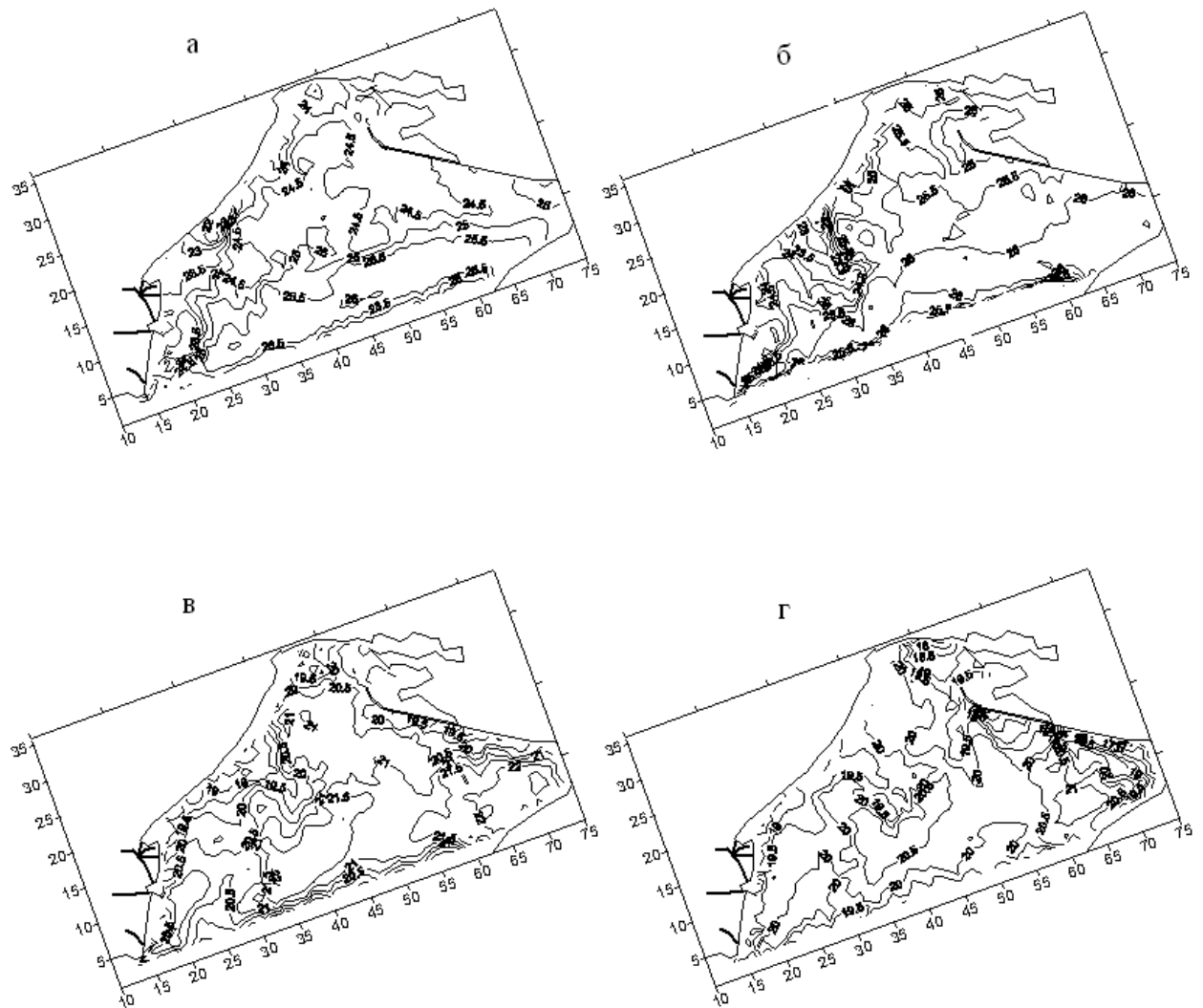


Рисунок 2.19 – Просторово-часова мінливість температури вод ($^{\circ}\text{C}$) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов багатоводного 2006 р.: а – 12 серпня (165 доба розрахунку); б – 27 серпня (180 доба); в – 16 вересня (200 доба); г – 30 вересня (214 доба)

У полі температури води поверхневого шару вплив стоку річки Дунай найбільш значний у весняні місяці, коли дунайські води виявляються більш прогрітими, ніж на прилеглий акваторії північно-західної частини Чорного моря (ПнЗЧМ). Найбільш чітко адвекція тепла з річковим стоком Дунаю простежується в травні (рис. 2.17д, е). Влітку, коли води поверхневого шару північно-західного шельфу Чорного моря достатньо прогріті, домінуючу роль у формуванні просторових градієнтів температури води поверхневого шару починає грати прибережний вітровий апвелінг, який призводить до формування ядер або смуг холодної води уздовж берегів (рис. 2.18а, г, д).

У полі солоності поверхневого шару ПнЗЧМ добре простежується межа розповсюдження трансформованих річкових вод, а також вплив на її розташування вітрових умов і особливостей циркуляції вод. Як впливає з табл. 2.1, у 2006 році стік Дунаю максимальний в квітні ($14100 \text{ м}^3/\text{с}$), а потім зменшується аж до листопаду ($3810 \text{ м}^3/\text{с}$). Тобто, якби на площу розповсюдження дунайських вод впливали тільки витрати річки Дунай, то вона повинна була б, досягнувши максимуму в квітні-травні, поступово скорочуватися аж до вересня. Вказана тенденція дійсно простежується, проте на її фоні відзначаються моменти часу, протягом яких площа зони розповсюдження дунайських вод різко скорочується у весняний період, притискаючись до гирлової області р. Дунай (рис. 2.14г), або, навпаки, збільшується (гідрофронт зміщується у бік моря) в літній період (рис. 2.15д, 2.16б). В очевидь, що виходячи з умов моделювання, до такого ефекту може привести тільки дія вітру.

На рис. 2.20 показана мінливість вертикального розподілу гідрологічних характеристик морських вод в акваторії о.Зміїний, відтворена за допомогою моделі. В часовому ході характеристик простежується наявність верхнього квазіоднорідного шару шару глибиною 5-7 м, в якому концентруються трансформовані води р.Дунай, які епізодично, при вітрах із західною складовою (віджимних) проникають в акваторію прибережних вод

острова. Глибше за шар сезонного пікноклину ($\approx 15\text{--}20$ м) солоність морських вод завжди перевищує 16,5 ‰, а температура морської води поступово збільшується влітку з 6 °С напочатку червня до 11 °С у вересні, що відповідає відомим з літературних джерел особливостям мінливості її вертикального розподілу у ПнЗЧМ.

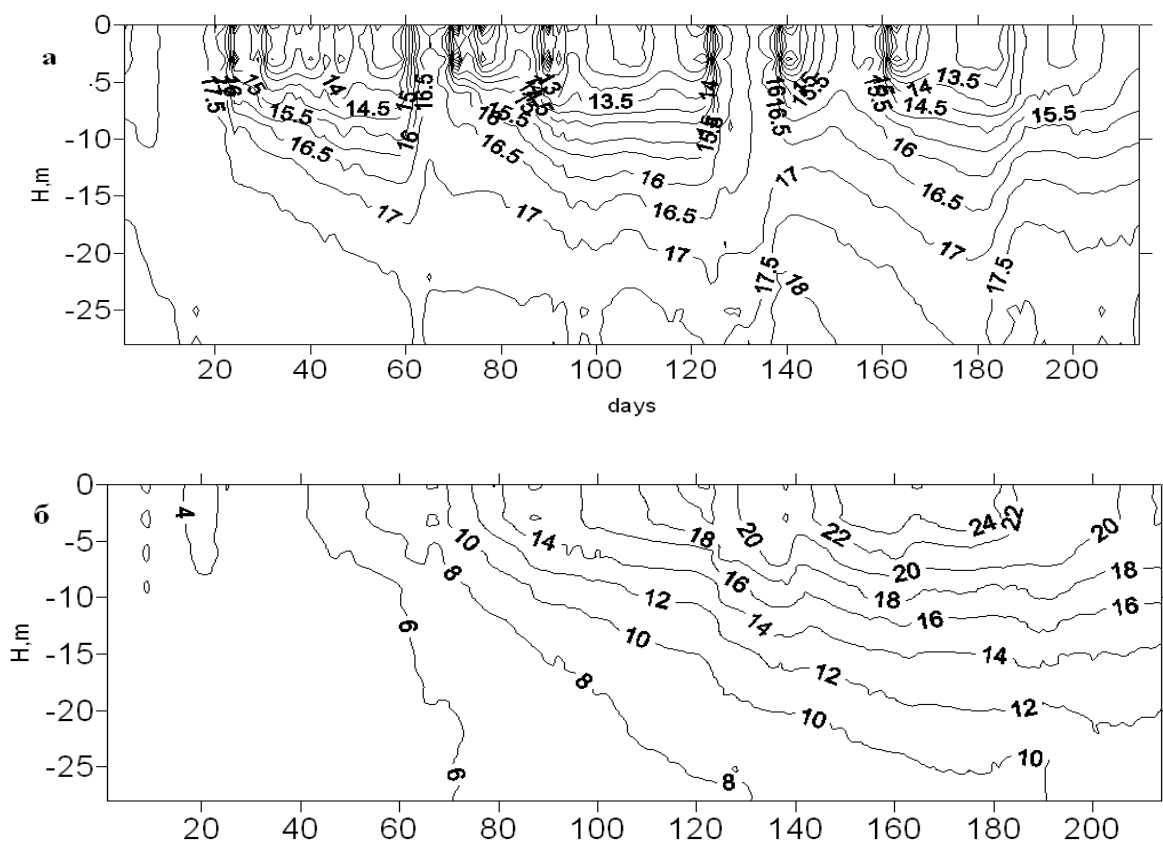


Рисунок 2.20 – Розрахована за допомогою моделі часова мінливість вертикального розподілу солоності (а), ‰, температури води (б), °С, в акваторії о.Зміїний за гідрометеорологічних умов 2006 р.

Результати аналогічних розрахунків для гідрометеорологічних умов маловодного 2007 р. представлені на рис. 2.21 – 2.22. Звертають на себе увагу наступні особливості. В умовах маловодного року акваторія о.Зміїний, як правило, знаходиться в зоні повної трансформації дунайських вод. В умовах збереження стоку р.Дністер на рівні середньоводного року відбувається посилення ролі р.Дністер у формуванні екологічних умов в шельфовій зоні моря і в акваторії о.Зміїний. Так на рис. 2.21г,д. прослідковується

формування язика розспріснених вод, який витягується від межиріччя Дунаю і Дністра в південному напрямі. Можливо, має місце ефект, описаний в [128], коли після тривалої дії вітру з південно-західною складовою в придунайському районі перенесення річкових вод на південь уздовж берега блокується і відзначається їх розповсюдження до північного сходу і сходу, у бік звалювання глибин. При цьому розспріснені і забруднені дунайські води зливаються з трансформованим стоком р.Дністер, залучаються до антициклонічного руху квазістаціонарного круговороту і, таким чином, виносяться в глибоководну зону західної половини ПнЗЧМ.

На рис. 2.23 показана мінливість вертикального розподілу температури гідрологічних і солоності води в акваторії о.Зміїний, відтворена за допомогою моделі за умов маловодного 2007 р. У порівнянні з результатами наведеними на рис. 2.20 для умов 2006 р., через зменшення стоку р.Дунай, в акваторії острова зменшується блокуючий ефект сезонного пікноклину, верхній квазіоднорідний шар виражений більш чітко і заглиблюється до 10 м. Проникнення трансформованих дунайських вод в акваторію о.Зміїний носить епізодичний характер і обмежується нижньою межею верхнього квазіоднорідного шару.

Результати верифікації гідродинамічного блоку моделі за даними спостережень за солоністю вод на о.Зміїний у 2006-2007 рр., при використанні у якості вхідної інформації реальних витрат води р.Дунай та спостережень за вітром на ГМП Усть-Дунайськ, наведені на рис. 2.24.

Взагалі слід відзначити, що просторово-часова мінливість полів солоності морської води в поверхневому шарі у 2006-2007 рр. (рис. 2.14-2.16; 2.21) визначається стоком річок і метеорологічними умовами. Пригирловим областям рік відповідають більш низькі значення солоності. Найбільше розспріснення морських вод спостерігається на пригирловому узмор'ї р.Дунай. В період весняної повені солоність води в районі о. Зміїний знижується з 16-17 ‰ у березні до 12 – 14 ‰ у травні. В Одеському районі ПнЗЧМ солоність вод поверхневого шару у квітні-травні коливається у

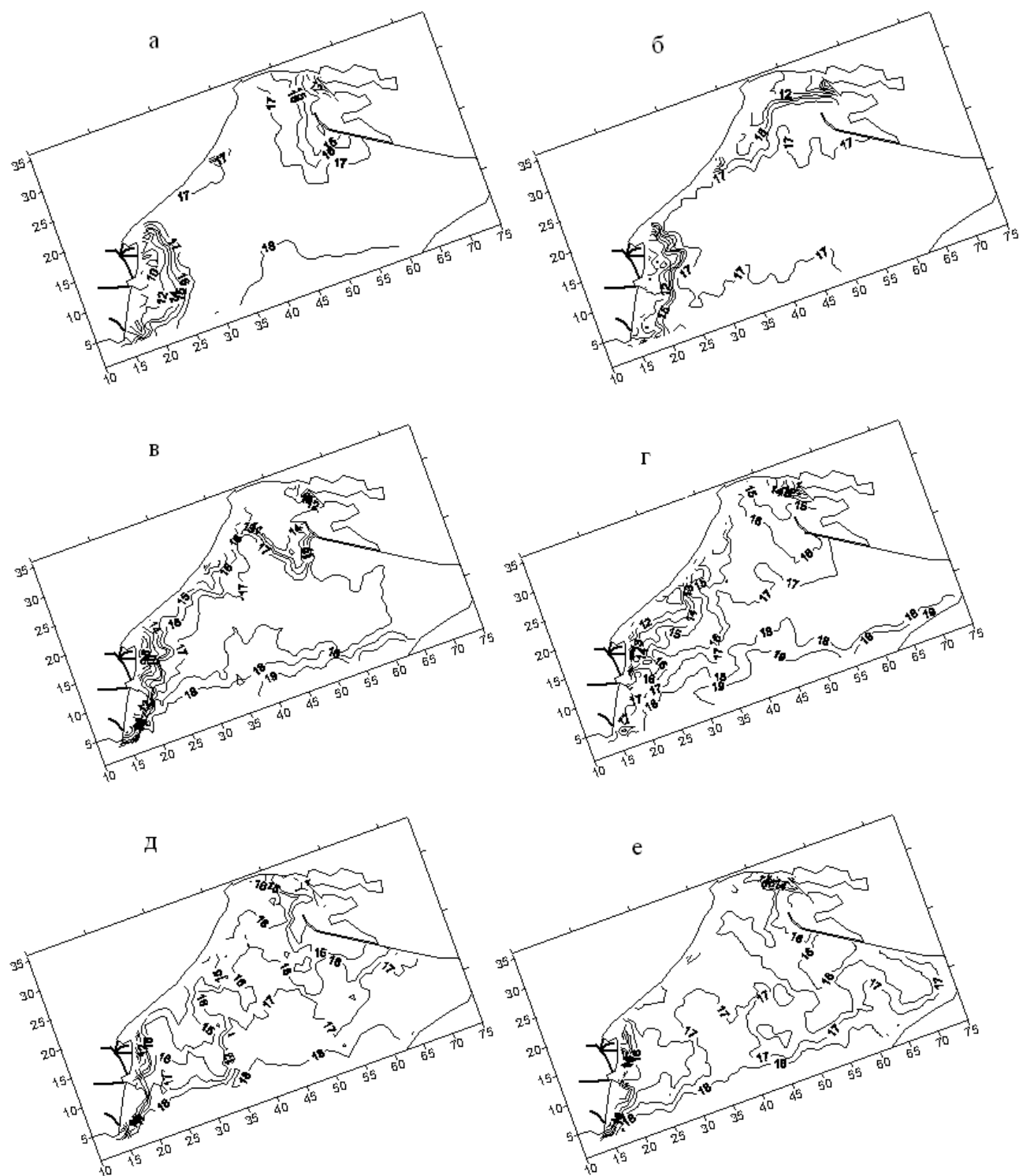


Рисунок 2.21 – Просторово-часова мінливість солоності вод (‰) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов маловодного 2007 р.: а – 30 березня (30 доба розрахунку); б – 19 квітня (50 доба); в – 13 червня (105 доба); г – 8 липня (130 доба); д – 28 липня (150 доба); е – 27 серпня (180 доба)

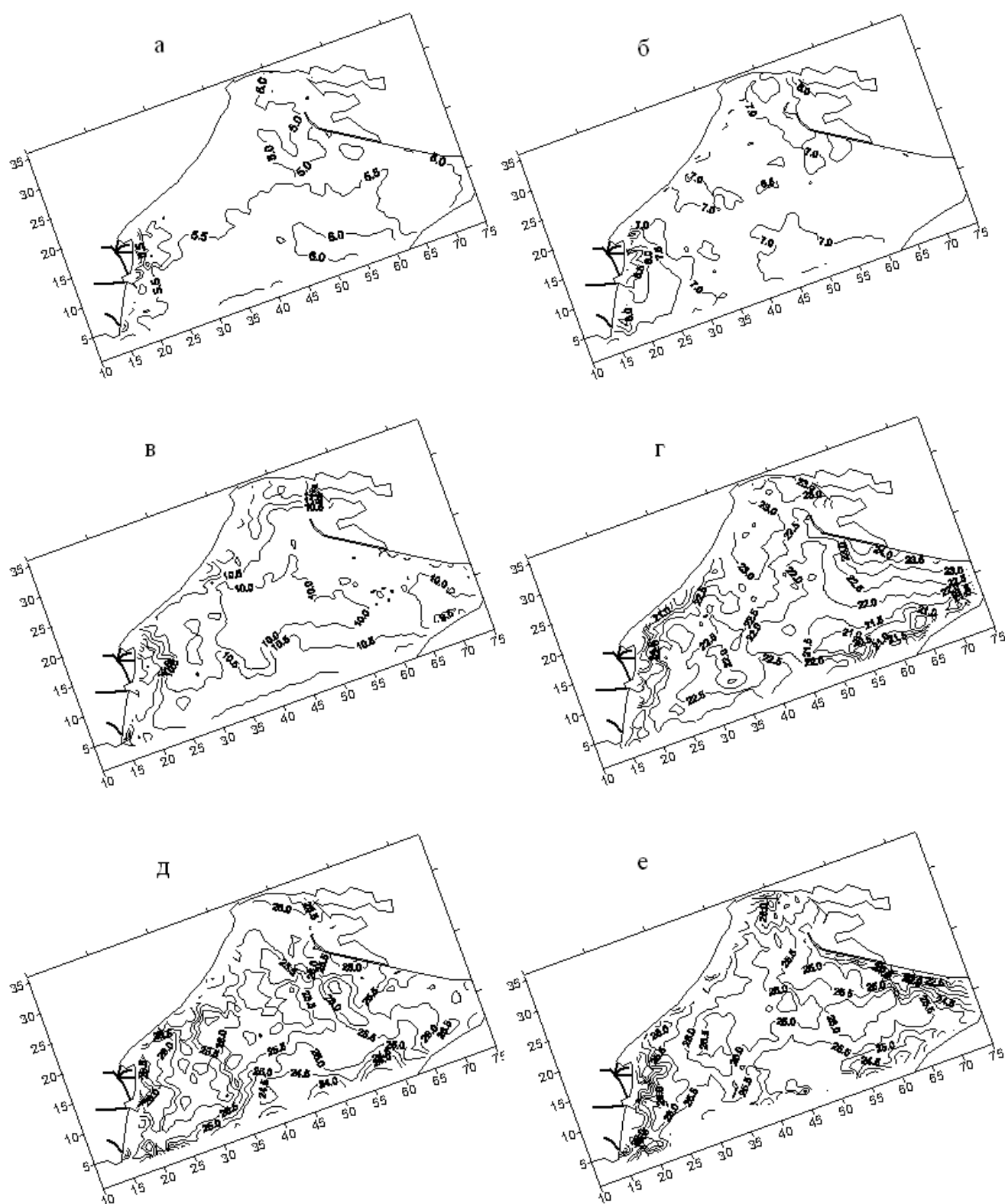


Рисунок 2.22 – Просторово-часова мінливість температури вод ($^{\circ}\text{C}$) поверхневого шару північно-західної частини Чорного моря за результатами моделювання для умов маловодного 2007 р.: а – 30 березня (30 доба розрахунку); б – 19 квітня (50 доба); в – 13 червня (105 доба); г – 8 липня (130 доба); д – 28 липня (150 доба); е – 27 серпня (180 доба)

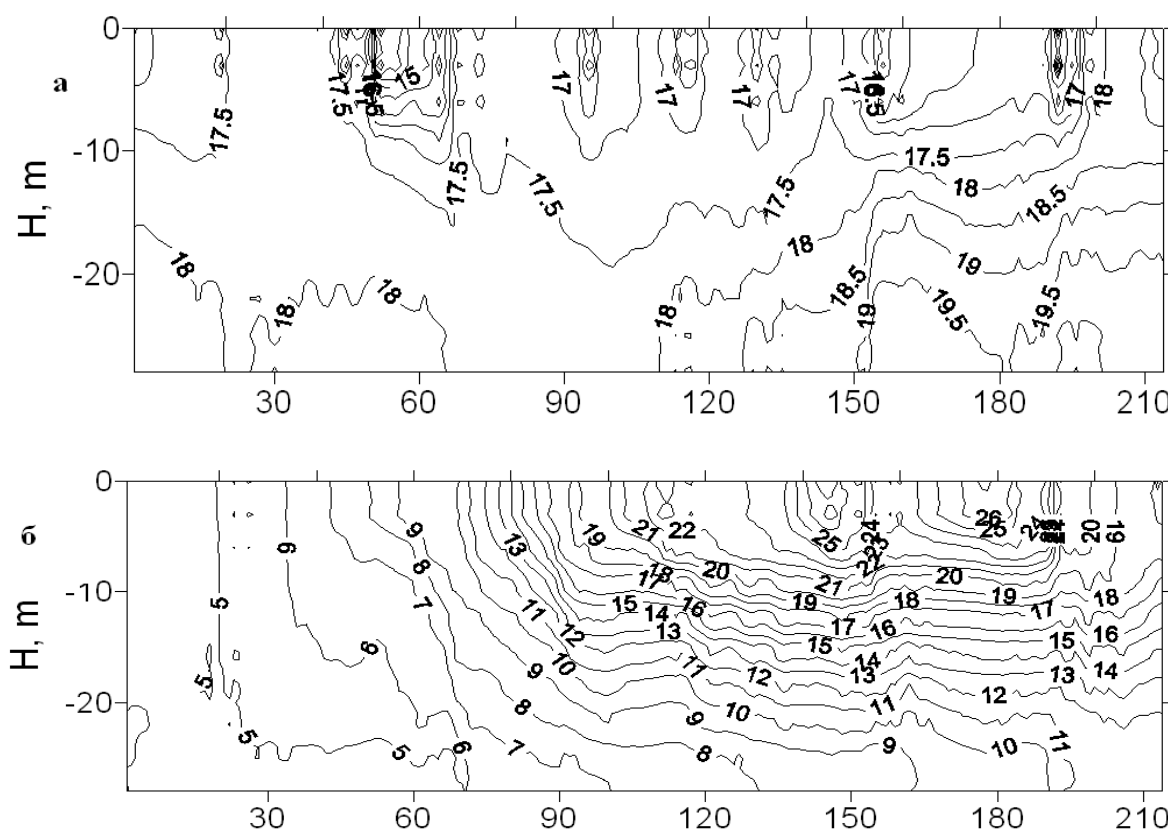


Рисунок 2.23 – Розрахована за допомогою моделі часова мінливість вертикального розподілу солоності (а), ‰, і температури води (б), °С, в акваторії о.Зміїний за гідрометеорологічних умов 2007 р.

діапазоні 12 - 14 ‰, що відповідає даним спостережень ГМС Одеса – порт. В період літньої межени солоність вод підвищується до 15-16‰.

В наступній серії числових експериментів річковий стік Дунаю, Дніпра, Південного Буга і Дністра задавався на підставі розрахунків, виконаних для десятиріччя 2000-2010 рр. (див. розділ 1), а метеоумови – за аналогом 2006 р. Одержані при моделюванні поточні просторові розподіли температури і солоності води усереднювалися на місячному часовому інтервалі. Одержані середньомісячні поля характеристик приведені на рис. 2.25-2.28.

В просторовому розподілі температури води поверхневого шару просліджується, як вплив річкового стоку, так і розвиток апвелінгу в

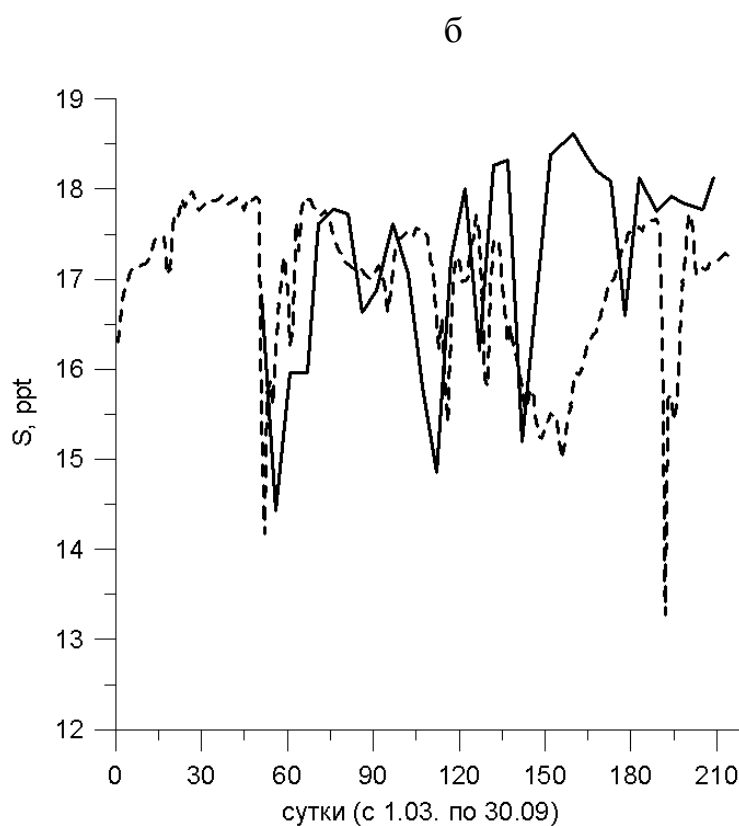
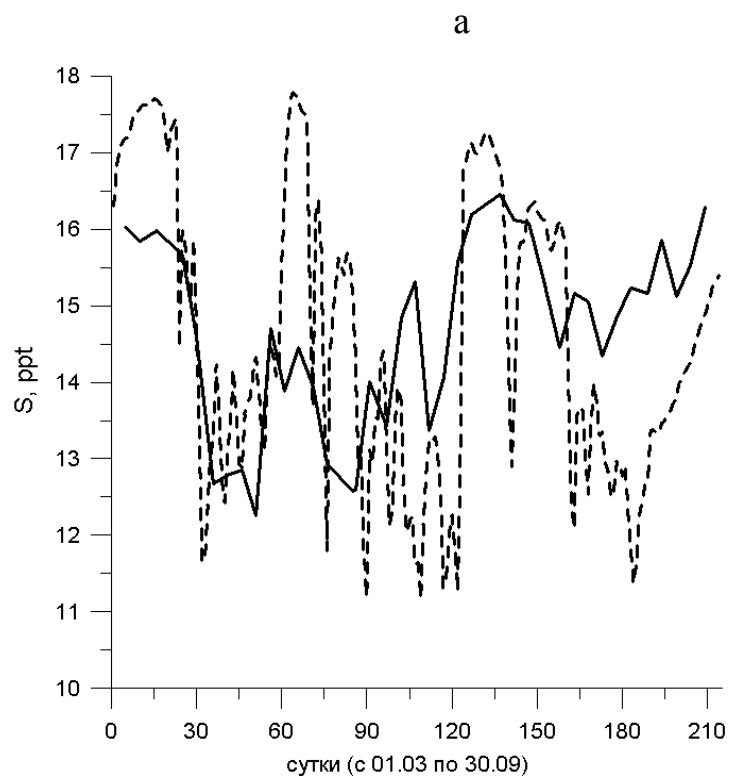


Рисунок 2.24 – Мінливість солоності вод поверхневого шару, ‰, в акваторії о.Зміїний у 2006 (а) та 2007 (б) роках, встановлена зі спостережень (суцільна лінія) та розрахована за моделлю (пунктир)

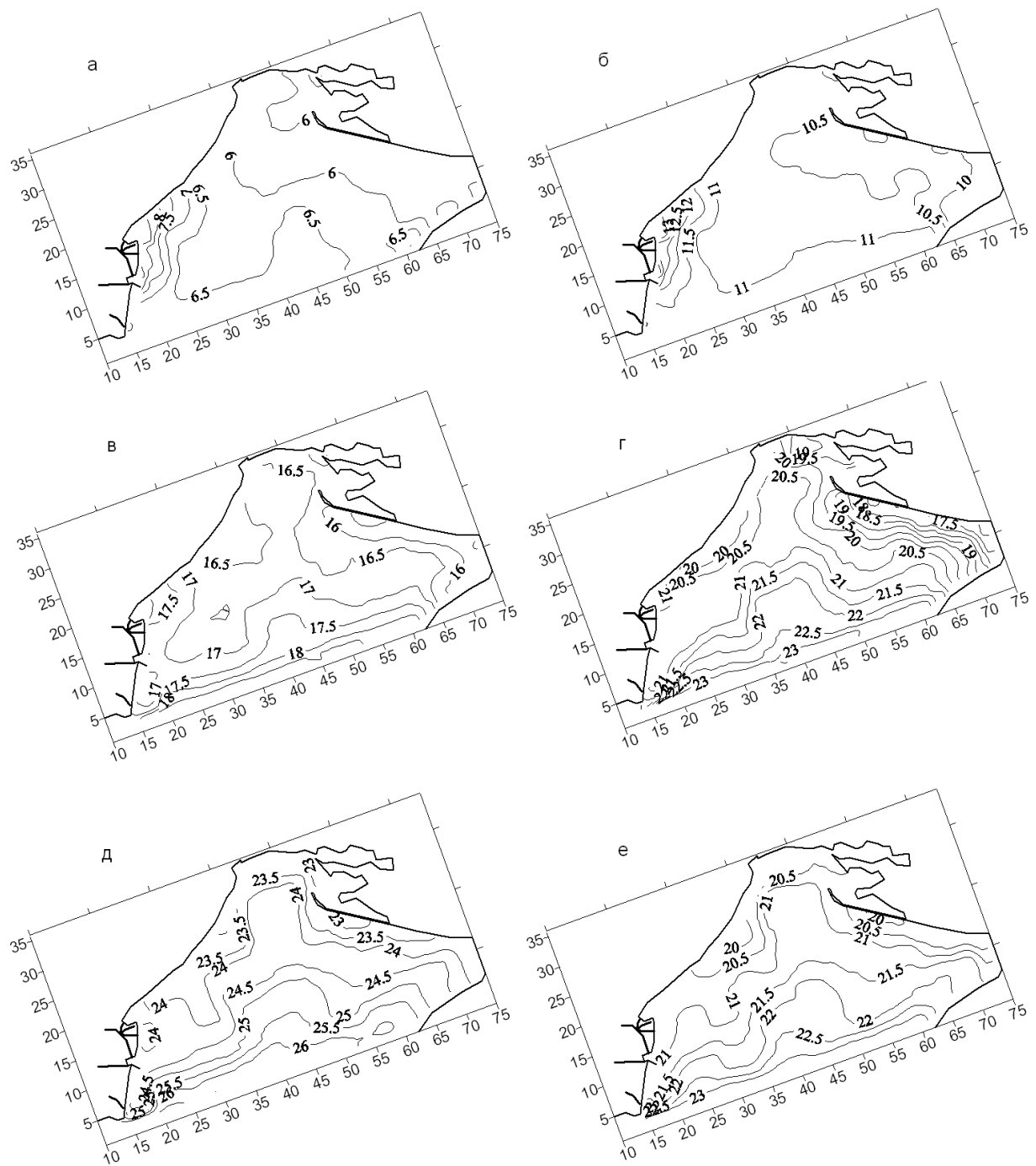


Рисунок 2.25 – Середньомісячні поля розподілу температури води, °С, у поверхневому шарі ПнЗЧМ, отриманні при річковому стоці характерному для десятиріччя 2000-2010 рр. за метеоумов 2006 р.: а – квітень, б – травень, в – червень, г – липень, д – серпень, е - вересень

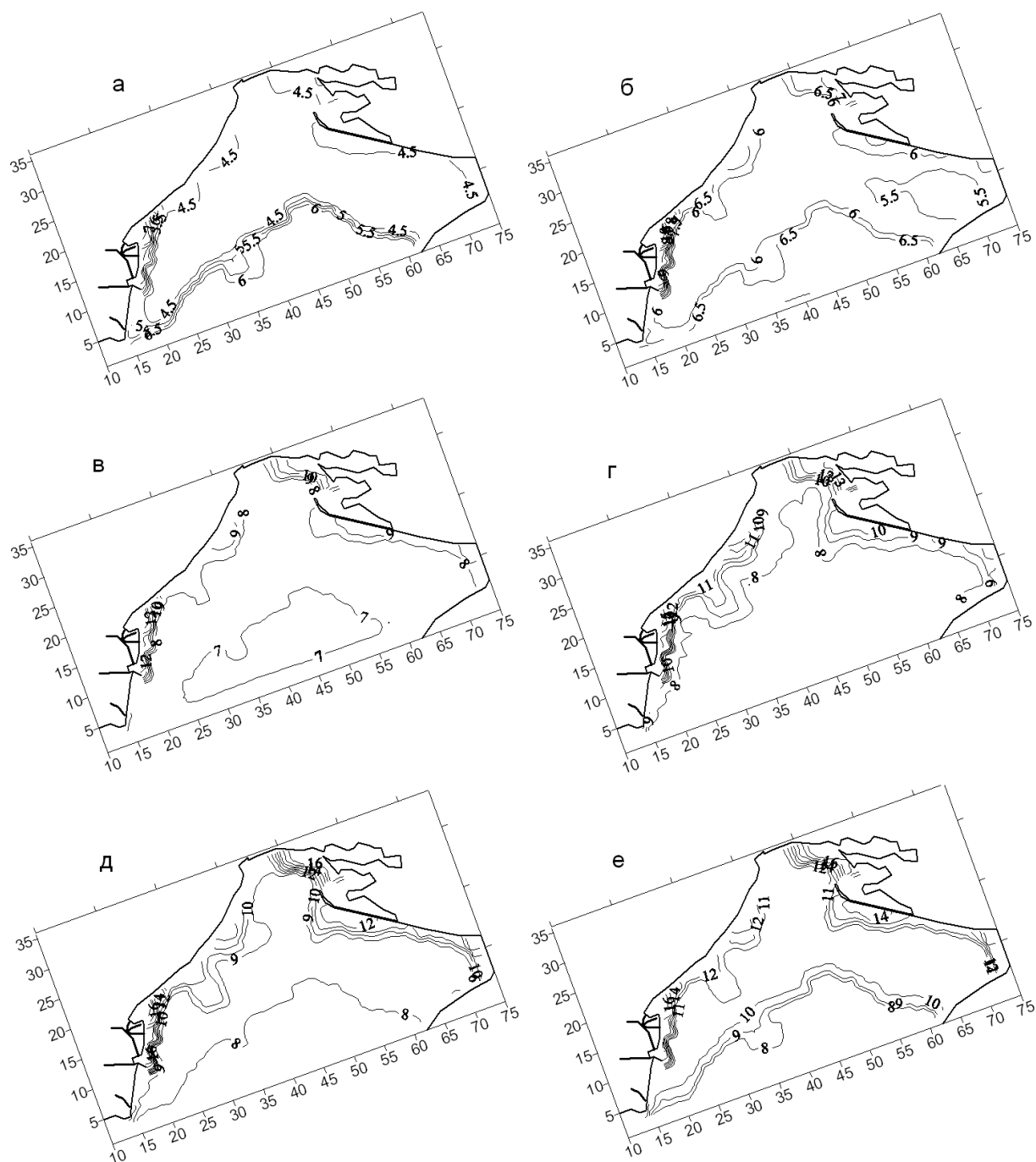


Рисунок 2.26 – Середньомісячні поля розподілу температури води, °С, у придонному шарі ПнЗЧМ, отриманні при річковому стоці характерному для десятиріччя 2000-2010 рр. за метеоумов 2006 р.: а – квітень, б – травень, в – червень, г – липень, д – серпень, е – вересень

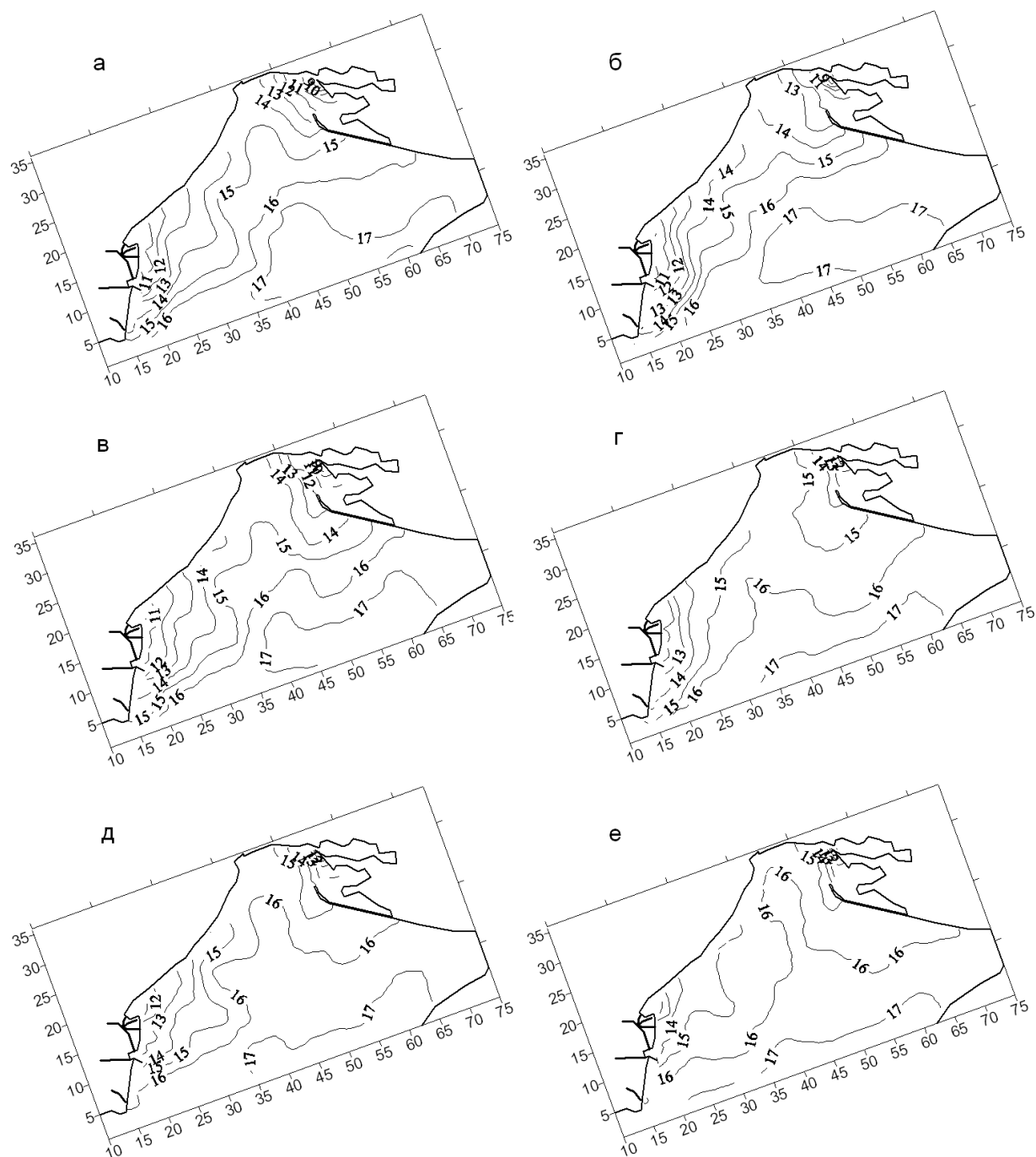


Рисунок 2.27 – Середньомісячні поля розподілу солоності води, ‰, у поверхневому шарі ПнЗЧМ, отриманні при річковому стоці характерному для десятиріччя 2000-2010 рр. за метеоумов 2006 р.: а – квітень, б – травень, в – червень, г – липень, д – серпень, е - вересень

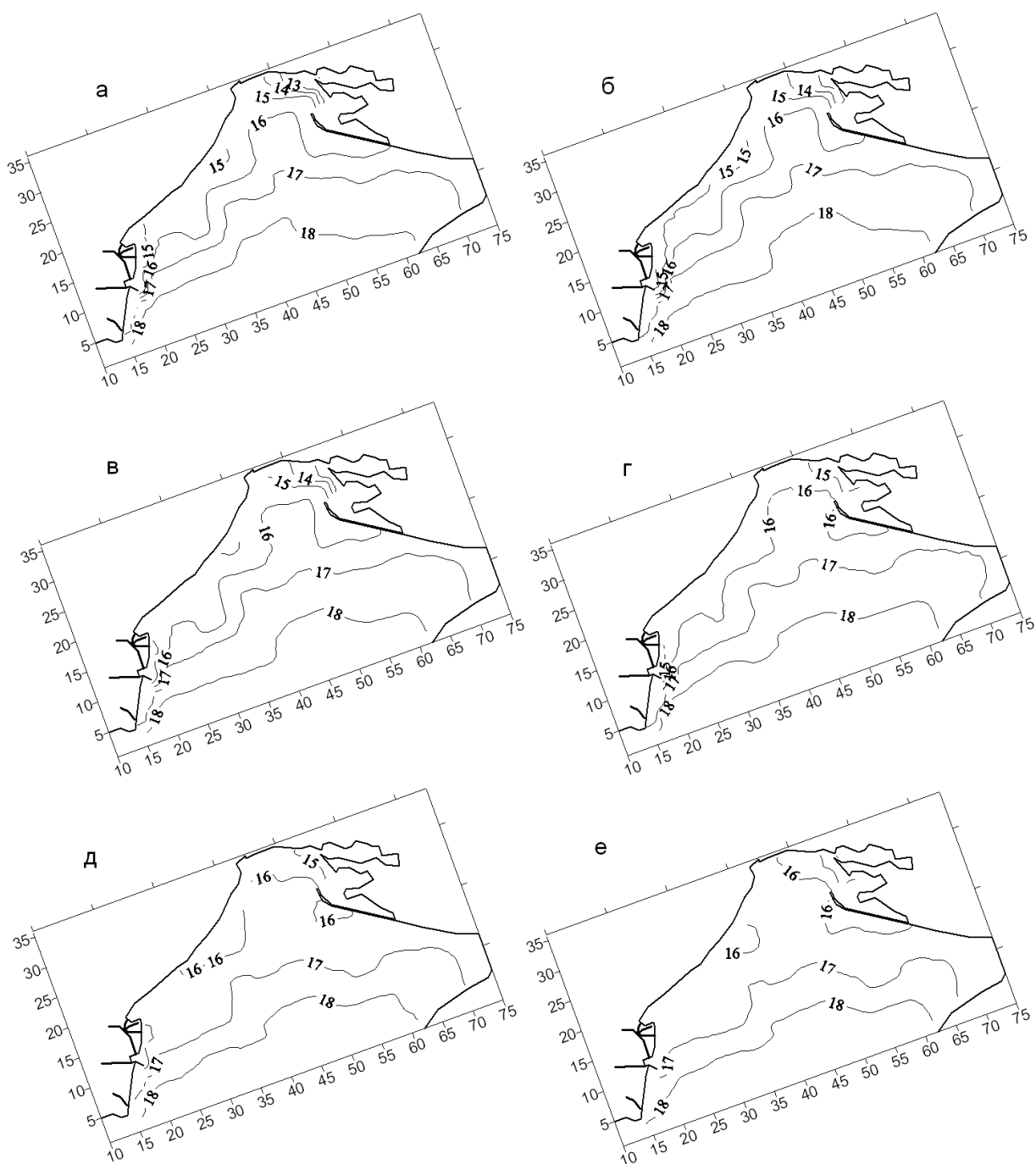


Рисунок 2.28 – Середньомісячні поля розподілу солоності води, ‰, у придонному шарі ПнЗЧМ, отриманні при річковому стоці характерному для десятиріччя 2000-2010 рр. за метеоумов 2006 р.: а – квітень, б – травень, в – червень, г – липень, д – серпень, е - вересень

прибережних зонах в весняно-літний період. Температура вод придонного шару в ході числових експериментів залишається суттєво більш низкою, ніж поверхневих вод. Так в серпні, коли поверхневі води акваторії прогріваються до 23-26 °С, температура вод придонного шару на більшій частині акваторії (крім мілководних ділянок) зберігається менше 9 °С, що узгоджується з даними спостережень.

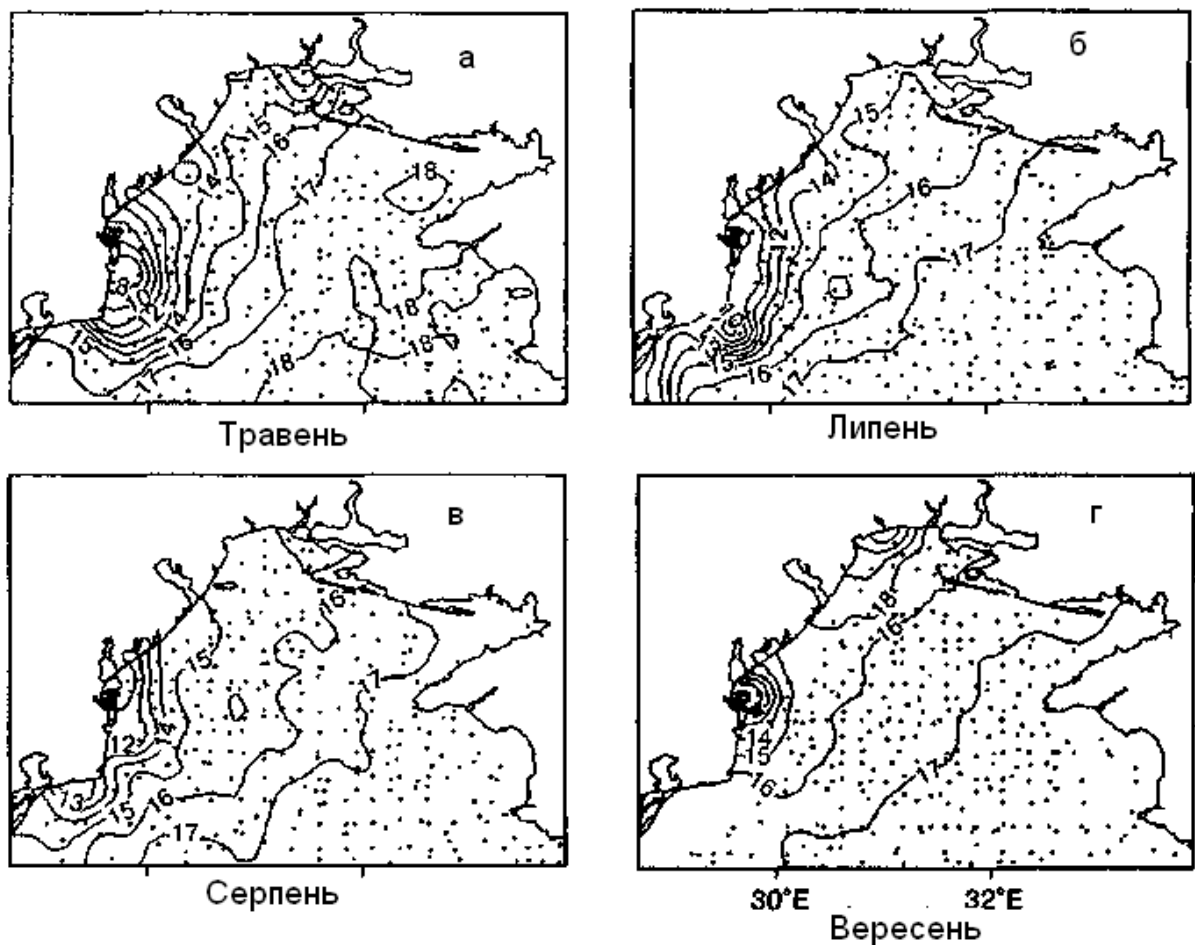


Рисунок 2.29 – Середньобагаторічний розподіл солоності вод у поверхневому шарі ПНЗЧМ у різні місяці [129]

В липні-вересні середньомісячна температура води в прибережних зонах від гирла р.Дунай до південного края Тендровської коси на декілька градусів нижча, ніж у центральній частині ПнЗЧМ і на відкритій морській

межі розрахункової області внаслідок розвитку прибережного вітрового апвелінгу, що узгоджується з даними наведеними у [115, 129, 131].

Середньомісячні поля розподілу солоності води у поверхневому шарі ПнЗЧМ, отриманні за моделлю, добре узгоджуються з сереньобагаторічними полями наведеними у [129, 131] (рис 2.29).

3 МАТЕМАТИЧНА СТРУКТУРА ХІМІКО-БІОЛОГІЧНОГО БЛОКУ МОДЕЛІ ЕВТРОФІКАЦІЇ МОРСЬКИХ ВОД

Хіміко-біологічний блок моделі евтрофікації вод морських екосистем представляє собою систему взаємообумовлених диференційних рівнянь, що описують біогеохімічні цикли біогенних елементів, продукцію і деструкцію органічної речовини, трофічні зв'язки і динаміку кисню в локальній точці водного середовища.

Блок евтрофікації фактично являє собою модель функціонування морської екосистеми з високим ступенем агрегованості її біотичних складових. У ньому розглядаються як прямі, так і зворотні зв'язки між біотичними й абіотичними елементами екосистеми при обов'язковій умові виконання законів збереження речовини й енергії.

При збереженні загальних принципів побудови, конкретна математична структура і комплексність блоку евтрофікації моделі якості морських вод, яка створюється для досліджуваного водного об'єкту, має свої індивідуальні особливості, обумовлені морфологічними характеристиками басейну, специфікою формування гідрологічного і гідрохімічного режимів вод, а також, у багатьох випадках, повнотою даних моніторингу про типові значення і мінливість показників якості вод, що моделюються, та природних і антропогенних факторів, які на них впливають.

У якості елементів цього блоку розглядаються показники якості вод, що характеризують рівень їх трофності й сапробності. До числа таких показників відносяться: концентрації мінеральних сполук біогенних елементів, біомаси фітопланктону й бактерій, концентрація косної органічної речовини, вміст кисню, біохімічне споживання кисню (БСК, БСК₅).

Число рівнянь переносу домішки, які складають блок евтрофікації, повинно дорівнювати числу змінних стану екосистеми, які визначають якість її вод, тобто математична система повинна бути замкнутою.

При побудові математичної структури блоку евтрофікації найбільш проблемним є облік ролі бактерій у процесах біохімічного окислювання органічної речовини, нітрифікації й денітрифікації. Проблема полягає в тому, що в цих процесах беруть участь різні групи бактерій, роздільний кількісний облік яких утруднений методологічно й істотно збільшує вартість екологічного моніторингу досліджуваної водної екосистеми. Крім того, явний облік у балансових рівняннях всіх груп бактерій значно збільшує число змінних моделі, що породжує обчислювальні проблеми при калібруванні, верифікації й експлуатації моделі. З огляду на те, що одержана в ході моніторингу інформація про мінливість біомас і функціональних характеристик різних груп бактерій досить неточна, виникає реальна небезпека випадковості й неадекватності оригіналу результатів модельних розрахунків. Тому в більшості прикладних моделей евтрофікації [132-138] швидкості зазначених процесів параметризуються кінетичним рівнянням реакції 1-го порядку, тобто впливом мінливості біомаси бактерій на швидкість описуваного процесу зневажають.

Математична структура блоку евтрофікації побудована на основі синтезу відомих теоретичних і прикладних моделей якості вод. При побудові блоку враховується, що швидкості процесів фосфатизації й амоніфікації органічної речовини можуть бути різними. Включення у якості змінних в структуру моделі концентрацій органічних форм азоту і фосфору дозволяє автоматично враховувати можливі розходження співвідношення між азотом і фосфором у складі автохтоної й алохтоної (у тому числі, що надходить із антропогенних джерел) органічної речовини. Об'єднання фосфорного й азотного циклів у єдину модель проводиться на основі рівняння динаміки фітопланктону, що описує первинне продукування органічної речовини фітопланктоном у процесі фотосинтезу, а також поповнення запасів косної органічної речовини (в одиницях фосфору й азоту), у результаті процесів дихання, природної смертності й виїдання фітопланктону.

Гідрологічний і гідрохімічний режими вод ПнЗЧМ формується в значній мірі під впливом стоку річок Дунай, Дніпро, Дністер, Південний Буг. З річковим стоком у море надходить значна кількість органічних форм біогенних елементів, які знаходяться як у завислій (детрит), так і у розчиненій формі. Органічна речовина включає до себе як лабільну, так і сталу до біохімічного окислення і мінералізації фракції. Швидкості регенерації біогенних елементів з цих фракцій органічної речовини відрізняються на порядок. Трансформовані річкові води розповсюджуються на акваторії ПнЗЧМ впродовж достатньо тривалого часу, тому саме стійка фракція органічної речовини буде джерелом мінеральних форм біогенних елементів на віддаленні від гирлових областей річок.

Роздільне урахування трансформації лабільної і сталої фракцій органічної речовини у блоці евтрофування моделі якості вод дозволяє більш точно описати просторову мінливість гідрохімічних і продукційних характеристик морських вод на акваторії ПнЗЧМ.

В якості змінних моделі розглядаються наступні гідрохімічні і гідробіологічні характеристики: біомаса фітопланктону (B_{ph}), стала і лабільна фракції органічного фосфору детриту (P_{gror} і P_{lpor} , відповідно), стала і лабільна фракції розчиненого органічного фосфору (P_{rdop} і P_{ldop}), мінеральний розчинений фосфор (P_{dip}), стала і лабільна фракції органічного азоту детриту (N_{rpon} і N_{lpon}), стала і лабільна фракції розчиненого органічного азоту (N_{rdon} і N_{ldon}), азот амонію (N_{nh4}), азот нітратів і нітритів ($N_{no3+no2}$), стала і лабільна фракції органічного вуглецю детриту (C_{rroc} і C_{lroc}), стала і лабільна фракції розчиненого органічного вуглецю (C_{rdoc} і C_{ldoc}), розчинений органічний вуглець, який виділяють водорості (C_{exdoc}), розчинений кисень O_2 . Розраховується також показник БСК₅.

Рівняння моделі, які описують зв'язок між елементами водної екосистеми, що моделюються, записуються наступним чином [137]:

Біомаса фітопланктону (мгС/л), B_{ph}

$$\frac{dB_{ph}}{dt} = [G_B - k_{pr}(T) - k_{grz}(T)]B_{ph}, \quad (3.1)$$

де t – час, доб;

T – температура води, °C;

G_B – питома швидкість росту, 1/доб;

k_{pr} – питома швидкість метаболізму (дихання), 1/доб;

k_{grz} – питома швидкість виїдання зоопланктоном і природної смертності фітопланктону, 1/доб, які записуються як функціональні залежності:

$$G_B = G_{max} G_T(T) G_I(I) G_{NP}(N_{din}, P_{dip}), \quad (3.2)$$

$$G_{max}(T) = G_{Bmax} \theta_B^{(T-20)}, \quad (3.2.a)$$

$$G_I(I) = \frac{1}{\Delta z} \int_{z_i}^{z_{i+1}} f_z(I_z) dz = \frac{2.718 f_d}{\Delta z \alpha} [\exp(-R_{z_i}) - \exp(-R_{z_{i+1}})] \quad (3.2.b)$$

$$R_0 = \frac{I_a}{I_{opt}}, \quad R_{z_i} = R_0 \exp(-\alpha z_i), \quad \Delta z = z_{i+1} - z_i,$$

$$f_z(I_z) = \frac{I_z}{I_{opt}} \exp\left(1 - \frac{I_z}{I_{opt}}\right), \quad I_z = I_a \exp(-\alpha z).$$

$$G_{NP}(N_{din}, P_{dip}) = \min\left\{\frac{N_{din}}{K_{mn} + N_{din}}, \frac{P_{dip}}{K_{mp} + P_{dip}}\right\}, \quad (3.2.b)$$

$$\text{де } N_{\text{din}} = N_{\text{nh4}} + N_{\text{no3+no2}}$$

$$G_T(T) = \begin{cases} e^{-\zeta_1(T-T_m)^2}, & \text{если } T \leq T_m \\ e^{-\zeta_2(T_m-T)^2}, & \text{если } T > T_m. \end{cases} \quad (3.2.г)$$

$$k_{\text{pr}}(T) = r_g G_B + r_b \theta_{\text{pr}}^{(T-20)}, \quad (3.3)$$

$$k_{\text{grz}}(T) = k_{\text{grz}}(20) \theta_{\text{grz}}^{(T-20)}. \quad (3.4)$$

Тут $G_{B\text{max}}$ – максимальна питома швидкість росту фітопланктону, 1/доб;

I_a – середній за світловий день потік ФАР, який проникає через поверхню моря, Вт/м²;

I_{opt} – оптимальна для фотосинтезу облученність, Вт/м²;

f_d – доля світлового дня у добах ($0 \leq f_d \leq 1$);

I_z – облученність на глибині z , Вт/м²;

α – інтегральний коефіцієнт послаблення інтенсивності ФАР з глибиною;

$K_{\text{mn}}, K_{\text{mp}}$ – сталі напівнасичення швидкості процесу утилізації фітопланктоном мінеральних форм азоту і фосфору, відповідно, мг/л;

T – температура морської води, °С;

T_m – оптимальна для росту водоростей температура води, °С;

ζ_1, ζ_2 – коефіцієнти, які визначають характер впливу температури на ріст водоростей у діапазонах вище і нижче T_m , 1/°С²;

r_g – доля продукції водоростей, яка витрачається на енергетичне забезпечення фотосинтезу;

r_b – питома швидкість основного метаболізму водоростей за температурою 20 °C, 1/доб;

θ_{pr} – коефіцієнт впливу температури на швидкість метаболізму;

$k_{grz}(20)$ – питома швидкість виїдання і загибелі фітопланктону за температурою 20 °C, 1/доб;

θ_{grz} – коефіцієнт впливу температури на швидкість виїдання і смертності водоростей.

Стала фракція органічного фосфору детриту P_{rpop} , мгР/л,

$$\frac{dP_{rpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{rpop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.5)$$

α_{pc} – коефіцієнт, який відбиває стехіометричне співвідношення між вуглецем і фосфором в органічній речовині, мгР/мгС;

f_{rpop} – доля P_{rpop} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{rdp} – питома швидкість гідролізу сталої фракції органічного фосфору детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{rdp} – температурний коефіцієнт;

K_B – стала напівнасичення, яка визначає лімітуючий вплив наявної біомаси фітопланктону на регенерацію мінеральних сполук фосфору і азоту, гС/м³.

Лабільна фракція органічного фосфору детриту P_{lpop} , мгР/л,

$$\frac{dP_{lpop}}{dt} = \alpha_{pc} f_{lpop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{lpop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.6)$$

де f_{lpor} – доля P_{lpor} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{ldp} – питома швидкість гідролізу лабільної фракції органічного фосфору детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{ldp} – температурний коефіцієнт.

Стала фракція розчиненого органічного фосфору P_{rdop} , мгP/л

$$\begin{aligned} \frac{dP_{rdop}}{dt} = & \alpha_{pc} f_{rdop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{rdp} \theta_{rdp}^{T-20} P_{rpor} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{mrdp} \theta_{mrdp}^{T-20} P_{rdop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \end{aligned} \quad (3.7)$$

де f_{rdop} – доля P_{rdop} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{mrdp} – питома швидкість мінералізації сталої фракції розчиненого органічного фосфору за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{mrdp} – температурний коефіцієнт.

Лабільна фракція розчиненого органічного фосфору P_{ldop} , мгP/л,

$$\begin{aligned} \frac{dP_{ldop}}{dt} = & \alpha_{pc} f_{ldop} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{ldp} \theta_{ldp}^{T-20} P_{lpor} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{mldp} \theta_{mldp}^{T-20} P_{ldop} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \end{aligned} \quad (3.8)$$

де f_{ldop} – доля P_{ldop} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{mldp} – питома швидкість мінералізації лабільної фракції розчиненого органічного фосфору за температурою води 20 °С, 1/доб;

θ_{mldp} – температурний коефіцієнт.

Мінеральний розчинений фосфор, P_{dip} , мгР/л

$$\frac{dP_{dip}}{dt} = \alpha_{pc} f_{dip} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + (k_{mrdp} \theta_{mrdp}^{T-20} P_{rdop} + k_{mldp} \theta_{mldp}^{T-20} P_{ldop}) \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{pc} (1 - f_{exB}) G_B B_{ph}, \quad (3.9)$$

де f_{dip} – доля мінерального фосфору у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

f_{exB} – доля первинної продукції водоростей, яка виділяється у вигляді розчиненої органічної речовини.

Стала фракція органічного азоту детриту N_{rpon} , мгN/л

$$\frac{dN_{rpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{rpon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.10)$$

де α_{nc} – коефіцієнт, який відбиває стехіометричне співвідношення між азотом і вуглецем в органічній речовині, мгN/мгС;

f_{rpon} – доля N_{rpon} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{rdn} – питома швидкість гідролізу сталої фракції органічного азоту детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{rdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільна фракція органічного азоту детриту N_{lpon} , мгN/л

$$\frac{dN_{lpon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{lpon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} - k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.11)$$

де f_{lpon} – доля N_{lpon} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{ldn} – питома швидкість гідролізу лабільної фракції органічного азоту детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{ldn} – температурний коефіцієнт.

Стала фракція розчиненого органічного азоту N_{rdon} , мгN/л

$$\begin{aligned} \frac{dN_{rdon}}{dt} = & \alpha_{nc} f_{rdon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{rdn} \theta_{rdn}^{T-20} N_{rpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{mrdn} \theta_{mrdn}^{T-20} N_{rdon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \end{aligned} \quad (3.12)$$

де f_{rdon} – доля N_{rdon} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{mrdn} – питома швидкість мінералізації сталої фракції розчиненого органічного азоту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{mrdn} – температурний коефіцієнт.

Лабільна фракція розчиненого органічного азоту N_{ldon} , мгN/л

$$\frac{dN_{ldon}}{dt} = \alpha_{nc} f_{ldon} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + k_{ldn} \theta_{ldn}^{T-20} N_{lpon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - k_{mldn} \theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.13)$$

де f_{ldon} – доля N_{ldon} у метаболічних виділеннях водоростей, залишках відмерлих і виїдених водоростей;

k_{mldn} – питома швидкість мінералізації лабільної фракції розчиненого органічного азоту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{mldn} – температурний коефіцієнт.

Азот амонію N_{nh4} , мгN/л

$$\frac{dN_{nh4}}{dt} = \alpha_{nc} f_{nh4} (k_{pr}(T) + k_{grz}(T)) B_{ph} + (k_{mrndn} \theta_{mrndn}^{T-20} N_{rdon} + k_{mldn} \theta_{mldn}^{T-20} N_{ldon}) \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \alpha_{nc} \beta_{nh4} (1 - f_{exB}) G_B B_{ph} - k_{nit} \theta_{nit}^{T-20} N_{nh4} \frac{O_2}{K_{onit} + O_2}, \quad (3.14)$$

де f_{nh4} – доля амонійного азоту, яка продукується в результаті метаболічних виділень, виїдання і смертності фітопланктону;

β_{nh4} – доля мінерального азоту, що споживається фітопланктоном у формі амонію, яка визначається за формулою:

$$\beta_{nh4} = N_{nh4} \frac{N_{no3}}{(K_{mn} + N_{nh4})(K_{mn} + N_{no3})} +$$

$$N_{nh4} \frac{K_{mn}}{(N_{nh4} + N_{no3})(K_{mn} + N_{no3})}, \quad (3.15)$$

де k_{nit} – питома швидкість нітрифікації за температурою 20°C, 1/доб;

θ_{nit} – температурний коефіцієнт;

K_{onit} – стала напівнасичення, яка враховує лімітуючий вплив вмісту у воді розчиненого кисню на процес нітрифікації, мгО₂/л.

Азот нітратів і нітритів, $N_{no3+no2}$, мгN/л

$$\begin{aligned} \frac{dN_{no2+no3}}{dt} = & k_{nit} \theta_{nit}^{T-20} N_{nh4} \frac{O_2}{K_{onit} + O_2} - \alpha_{nc} (1 - \beta_{nh4}) (1 - f_{exB}) G_B B_{ph} - \\ & k_{den} \theta_{den}^{T-20} N_{no2+no3} \frac{K_{no3}}{K_{no3} + O_2}, \end{aligned} \quad (3.16)$$

де k_{den} – питома швидкість процесу денітрифікації за температурою 20°C, 1/доб;

θ_{den} – температурний коефіцієнт процесу денітрифікації;

K_{no3} – стала, що враховує вплив вмісту розчиненого у воді кисню на розвиток процесу денітрифікації, мгО₂/л.

Стала фракція органічного вуглецю детриту $C_{грос}$, мгС/л

$$\frac{dC_{грос}}{dt} = f_{грос} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} C_{грос} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.17)$$

де $f_{грос}$ – доля $C_{грос}$, що потрапляє у результаті загибелі і виїдання водоростей;

k_{rdc} – питома швидкість гідролізу сталої фракції органічного вуглецю детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{rdc} – температурний коефіцієнт процесу гідролізу C_{lproc} .

Лабільна фракція органічного вуглецю детриту, C_{lproc} , мгС/л

$$\frac{dC_{lproc}}{dt} = f_{lproc} k_{grz}(T) B_{ph} - k_{ldc} \theta_{ldc}^{T-20} C_{lproc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}}, \quad (3.18)$$

де f_{lproc} – доля C_{lproc} , що потрапляє у результаті загибелі і виїдання водоростей;

k_{ldc} – питома швидкість гідролізу лабільної фракції органічного вуглецю детриту за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{ldc} – температурний коефіцієнт процесу гідролізу C_{lproc} .

Стала фракція розчиненого органічного вуглецю C_{rdoc} , мгС/л

$$\begin{aligned} \frac{dC_{rdoc}}{dt} = & f_{rdoc} k_{grz}(T) B_{ph} + k_{rdc} \theta_{rdc}^{T-20} C_{rproc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} - \\ & k_{oxrc} \theta_{oxrc}^{T-20} C_{rdoc} \frac{B_{ph}}{K_B + B_{ph}} \frac{O_2}{K_{do} + O_2}, \end{aligned} \quad (3.19)$$

де f_{rdoc} – доля C_{rdoc} , що потрапляє у результаті загибелі і виїдання водоростей;

k_{oxrc} – питома швидкість біохімічного окислення сталої фракції розчиненого органічного вуглецю за температурою води 20 °C, 1/доб;

θ_{oxrc} – температурний коефіцієнт процесу біохімічного окислення

C_{rdoc} ;

K_{do} – стала напівнасичення лімітування розчиненим у воді киснем процесу біохімічного окислення органічної речовини, $\text{мгO}_2/\text{л}$.

Лабільна фракція розчиненого органічного вуглецю C_{ldoc} , $\text{мгC}/\text{л}$,

$$\begin{aligned} \frac{dC_{\text{ldoc}}}{dt} = & f_{\text{ldoc}} k_{\text{grz}}(T) B_{\text{ph}} + k_{\text{ldc}} \theta_{\text{ldc}}^{T-20} C_{\text{lpoc}} \frac{B_{\text{ph}}}{K_{\text{B}} + B_{\text{ph}}} - \\ & k_{\text{oxlc}} \theta_{\text{oxlc}}^{T-20} C_{\text{ldoc}} \frac{B_{\text{ph}}}{K_{\text{B}} + B_{\text{ph}}} \frac{O_2}{K_{\text{do}} + O_2} \frac{C_{\text{ldoc}}}{K_{\text{ldoc}} + C_{\text{ldoc}}} - \\ & \frac{5}{4} \frac{12}{14} k_{\text{den}} \theta_{\text{den}}^{T-20} N_{\text{no2+no3}} \frac{K_{\text{no3}}}{K_{\text{no3}} + O_2}. \end{aligned} \quad (3.20)$$

де f_{ldoc} – доля C_{ldoc} , що надходить у результаті загибелі і виїдання водоростей;

k_{oxlc} – питома швидкість біохімічного окислення лабільної фракції розчиненого органічного вуглецю за температурою води 20°C , $1/\text{доб}$;

θ_{oxlc} – температурний коефіцієнт;

K_{ldoc} – стала напівнасичення інтенсивності процесу біохімічного окислення лабільного розчиненого органічного вуглецю, $\text{мгC}/\text{л}$.

Розчинений органічний вуглець, що виділяється водоростями C_{exdoc} , $\text{мгC}/\text{л}$,

$$\frac{dC_{\text{exdoc}}}{dt} = f_{\text{ex}} B_{\text{G}} B_{\text{ph}} - k_{\text{oxec}} \theta_{\text{oxec}}^{T-20} C_{\text{exdoc}} \frac{B_{\text{ph}}}{K_{\text{B}} + B_{\text{ph}}} \frac{O_2}{K_{\text{do}} + O_2} \frac{C_{\text{exdoc}}}{K_{\text{ldoc}} + C_{\text{exdoc}}}, \quad (3.21)$$

де $k_{\text{охес}}$ – питома швидкість біохімічного окислення розчиненого органічного вуглецю, що виділяється водоростями, за температурою води 20 °C, 1/доб;

$\theta_{\text{охес}}$ – температурний коефіцієнт.

Розчинений кисень, O_2 , мг O_2 /л

$$\begin{aligned} \frac{d\text{O}_2}{dt} = & \alpha_{\text{oc}} \beta_{\text{nh4}} G_{\text{B}} B_{\text{ph}} + \alpha_{\text{no3c}} (1 - \beta_{\text{nh4}}) G_{\text{B}} B_{\text{ph}} - \alpha_{\text{oc}} k_{\text{pr}}(T) B_{\text{ph}} - \\ & 2\alpha_{\text{on}} k_{\text{nit}} \theta_{\text{nit}}^{T-20} \text{NH}_4 \frac{\text{O}_2}{K_{\text{nit}} + \text{O}_2} - \alpha_{\text{oc}} \left[k_{\text{охрс}} \theta_{\text{охрс}}^{T-20} C_{\text{rdoc}} + \right. \\ & \left. k_{\text{охлс}} \theta_{\text{охлс}}^{T-20} C_{\text{ldoc}} \frac{C_{\text{ldoc}}}{K_{\text{ldoc}} + C_{\text{ldoc}}} + k_{\text{охес}} \theta_{\text{охес}}^{T-20} C_{\text{exdoc}} \frac{C_{\text{exdoc}}}{K_{\text{ldoc}} + C_{\text{exdoc}}} \right] \times \\ & \frac{B_{\text{ph}}}{K_{\text{B}} + B_{\text{ph}}} \frac{\text{O}_2}{K_{\text{do}} + \text{O}_2} + Q_{\text{atm}}, \end{aligned} \quad (3.22)$$

де $\alpha_{\text{он}}, \alpha_{\text{ос}}$ – стехіометричне співвідношення відповідно між киснем і азотом, мг O_2 /мгN, киснем і вуглецем, мг O_2 /мгC, у органічній речовині;

$\alpha_{\text{но3с}}$ – співвідношення між киснем і вуглецем для продукції водоростей на нітратах, мг O_2 /мгC;

Q_{atm} – інтенсивність кисневого обміну з атмосферою.

У блоці евтрофікації розраховуються також потоки кисню на верхній і нижній границях водного стовпчика й масообмін біогенними елементами між водою й донними відкладами.

Газообмін киснем з атмосферою розраховується на основі залежності [139]:

$$Q_{\text{O}_2}^{\text{atm}} = \zeta_{\text{e,i}} n_{\text{V}} n_{\text{T}} (C_{\text{O}_2}^{\text{S}} - C_{\text{O}_2}) \quad (3.23)$$

де $Q_{\text{O}_2}^{\text{atm}}$ – надходження (інвазія) чи виділення (евазія) кисню, мг/м²·гд;

$\zeta_{e,i}$ – коефіцієнт інвазії (евазії), л/м²·гд;

n_T – температурний коефіцієнт;

n_v – інтегральний вітровий коефіцієнт:

$$n_v = \begin{cases} 1.0 + 0.27W^2, & \text{для } W \leq 8 \text{ м/с} \\ -7.4 + 0.4W^2, & \text{для } W > 8 \text{ м/с} \end{cases},$$

де W – швидкість вітру, м/с;

$C_{O_2}^S$ – насичуюча (при даній температурі і солоності води) концентрація кисню, мг/л.

Поглинання кисню донними відкладами розраховується за допомогою функціональної залежності [138]:

$$Q_{O_2}^{bot} = \frac{C_{O_2}^b}{\Pi_{O_2} + C_{O_2}^b} Q_{O_2}^{Tb} e^{\zeta_o(T-T_b)}, \quad (3.24)$$

де $Q_{O_2}^{Tb}$ – потік поглинання кисню донними відкладами, гО₂/м²доб, при температурі придонних вод T_b , °С;

$C_{O_2}^b$ – вміст кисню у воді придонного шару, гО₂/м³;

ζ_o – коефіцієнт, що описує вплив температури на поглинання кисню донними відкладами, 1/°С.

Потік нітратів у системі вода - донні відклади визначається співвідношенням їх концентрацій у воді й донних відкладах, швидкістю масообміну через межу розділу й інтенсивністю процесу денітрифікації в донних відкладах [138]:

$$Q_{NO_3}^{bot} = k_{sw} (C_{NO_3}^{bot} - C_{NO_3}^b) e^{\zeta_{dn}(T-T_{rNO_3})}, \quad (3.25)$$

де k_{sw} – швидкість перенесення маси через межу вода-донні відклади, м/доб;

$C_{NO_3}^b$ – концентрація нітратів у порових водах донних відкладів, гN/м³;

$C_{NO_3}^{bot}$ – концентрація нітратів у водах придонного шару, гN/м³;

ζ_{dn} – коефіцієнт, що описує вплив температури на швидкість денітрифікації, 1/°C;

T_{rNO_3} – температура, для якої визначається потік нітратів.

У моделі враховується вплив температури на потоки амонійного азоту, що задаються користувачем, і фосфатів у системі вода-донні відклади:

$$Q_{Ci}^{bot} = Q_{Ci}^{br} e^{\zeta_{ci}(T-T_{br})}, \quad (3.26)$$

де Q_{Ci}^{bot} – донний потік субстанції C_i , г/м²доб, при температурі T ;

Q_{Ci}^b – донний потік субстанції C_i , г/м²доб, визначений при температурі T_{br} ;

ζ_{ci} – температурний коефіцієнт, 1/°C.

Залежність інтенсивності масообміну з донними відкладами від температури води обумовлена тим, що при прогріві вод придонного шару у весняно-літній період зростають швидкості мінералізації акумульованої в донних відкладах органічної речовини, що призводить до інтенсифікації потоків мінеральних сполук біогенних елементів з донних відкладів у товщу води й потоку поглинання кисню донними відкладами.

4 КАЛІБРУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ І ВЕРИФІКАЦІЯ МОДЕЛІ ЕВТРОФІКАЦІЇ ВОД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

В ході калібрування блоку евтрофікації моделі якості вод визначаються значення параметрів цього блоку (питомі швидкості хіміко-біологічних процесів) і (або) коефіцієнтів в емпіричних рівняннях, що описують мінливість значень цих параметрів залежно від характеристик середовища і зовнішніх чинників.

Необхідна умова проведення калібрування – попередня реалізація екологічного моніторингу досліджуваної водної акваторії, в ході якого визначаються особливості мінливості модельованих елементів екосистеми, а також природні і антропогенні чинники, які її визначають.

Кінцева мета калібрування – досягнення максимально можливої відповідності між даними спостережень і розрахованими за моделлю значеннями модельованих змінних, як за середньостатистичними показниками, так і за характером їх внутрішньорічної динаміки. Досягнення цієї мети здійснюється варіюванням параметрів динамічних рівнянь для змінних моделі, в рамках можливого діапазону їх мінливості. Для кожного параметру рівнянь моделі цей діапазон встановлюється в ході прекалібровки на основі даних літературних джерел.

Калібрування параметрів блоку евтрофікації для конкретної водної акваторії здійснюється в два етапи:

- 1) за інформацією, наведеною в науковій літературі, визначають найвирогідніші (типові) значення параметрів, які є в рівнянні моделі, і можливий діапазон їх мінливості в умовах, близьких до спостережуваних в досліджуваній водній екосистемі;

- 2) корекція визначених на першому етапі калібрування параметрів моделі, в діапазоні допустимої мінливості їх значень, для досягнення

максимально можливої відповідності між даними спостережень і розрахунками.

Визначенню експериментальним шляхом питомих швидкостей основних хіміко-біологічних процесів трансформації речовини і енергії, що розглядаються в моделях евтрофікації вод, присвячено достатньо багато наукових робіт (наприклад [140–143] і ін.). Проте умови проведення цих експериментів, методичне забезпечення, середовища, досліджувані види гідробіонтів значно різняться між собою. Крім того, кожна водна екосистема має специфічні особливості в гідрологічному і гідрохімічному режимах, видовому складі гідробіонтів, структурі трофічних зв'язків між ними і т.п. Тому отримані різними дослідниками характеристики одних і тих самих процесів можуть суттєво різнитися між собою. Але завжди можна виділити деякий інтервал (діапазон) мінливості параметра, що визначається, в який потрапляє більшість його значень, отриманих експериментальним шляхом в умовах, близьких до спостережуваних в досліджуваній водній акваторії. В цьому діапазоні знаходиться найвирогідніше значення параметру, що визначається, яке при калібруванні моделі використовується як перше наближення до реального значення.

Перший етап калібрування блоку евтрофікації, заснований на аналізі даних літературних джерел за швидкістю хіміко-біологічних процесів, отримав назву «прекалібровка (попереднє калібрування) моделі».

На другому етапі калібрування встановлені в ході прекалібрування первинні значення питомих швидкостей процесів варіюються в межах встановлених діапазонів їх мінливості, в ході числових експериментів з моделлю для визначення такого їх поєднання, при якому реалізується кінцева мета калібрування – адекватність одержуваних модельних результатів даним спостережень.

Загальна схема другого етапу калібрування представляється таким чином.

На основі даних спостережень або (і) розрахунків визначається потік фотосинтетично активної радіації, що проникає через водну поверхню, а також емпіричний зв'язок між прозорістю води і визначаючими її чинниками (у тому числі, що розраховуються за моделлю). Задається мінливість зовнішніх чинників, що впливають на мінливість модельованих компонентів екосистеми: якість вод і витрати антропогенних джерел забруднення і річок, що впадають в досліджувану акваторію; гідрометеорологічні умови (швидкість і напрям вітру, температура повітря); умови водообміну з прилеглими акваторіями. Ця інформація є вихідною для реалізації числових експериментів з моделлю евтрофікації вод.

Як початкові, при числових експериментах з моделлю, використовуються значення питомих швидкостей хіміко-біологічних процесів, встановлених в ході прекалібровки як найвірогідніші.

Калібрування для 3-мірних моделей якості вод глибоких акваторій, в яких спостерігається вертикальна стратифікація модельованих характеристик, спочатку виконується для 1-мірного (по вертикалі) варіанту моделі.

Попереднє калібрування 1-мірного варіанту моделі має свої переваги в порівнянні з 3-мірним варіантом. При підборі і настройці параметрів моделі він вимагає значно менших витрат машинного часу, що дозволяє провести велику кількість числових експериментів з різним поєднанням параметрів моделі і отримати необхідний характер мінливості модельованих показників якості морських вод або баланс в продукційно - деструкційних процесах, при незмінному зовнішньому впливі.

Заключна корекція параметрів моделі евтрофікації виконується в ході числових експериментів з її 3-мірним варіантом, шляхом порівняння просторових розподілів змінних стану екосистеми, одержаних за моделлю, і встановлених із спостережень в ході реалізації екологічного моніторингу.

Калібрування математичних моделей водних екосистем помірних широт, як правило, проводять за даними натурних спостережень за річним

циклом мінливості гідрометеорологічних і хіміко-біологічних змінних стану екосистеми. Пояснюється це значними сезонними коливаннями швидкостей хіміко-біологічних процесів і потоків речовин між компонентами екосистеми, залежно від гідрометеорологічних (температура води, річковий стік, освітленість, характер стратифікації і т.д.), гідрохімічних (забезпеченість автотрофів біогенними елементами, окислювальні умови в придонному шарі і т.п.) і гідробіологічних (наприклад, сукцесія фітопланктону) чинників. В результаті, протягом року тенденції в розвитку екосистеми і співвідношення інтенсивностей продукційно-деструкційних процесів в ній весь час змінюються. Про якийсь стаціонарний стан водної екосистеми, який описаний математичною моделлю, і відповідну збалансованість продукційно-деструкційних процесів, можна говорити лише в масштабах річного циклу.

Виходячи з вищесказаного, калібрування блоків евтрофікації моделей якості вод для екосистем помірних широт проводять шляхом порівняння модельних і спостережених кривих річного ходу змінних стану екосистеми.

Оскільки в північно-західній частині Чорного моря (ПнЗЧМ) найтриваліший багаторічний екологічний моніторинг вод проводився в акваторії Одеського району [144], то калібрування параметрів хіміко-біологічного блоку спочатку виконувалося на основі цього ряду спостережень. Потім до калібрування залучалися трирічні (2005 – 2007 рр.) данні екологічного моніторингу прибережних вод о.Зміїний, який здійснюється Одеським національним університетом ім. І.І. Мечнікова.

Як базові, в моделі були використані значення коефіцієнтів і параметрів моделей HydroQual, CE-QUAL-ICM і WASP5 [135, 137, 138] (табл. 4.1). Корекція цих параметрів в рамках допустимого інтервалу їх мінливості виконувалася шляхом порівняння кривих внутрішньорічної мінливості елементів екосистеми, одержаних за допомогою моделі, з усередненими по простору даними екологічного моніторингу Одеського регіону ПнЗЧМ, проведеного Одеським філіалом Інституту біології

південних морів (Оф ІнБПМ) НАН України в 1988 - 1999 рр., та усередненими за три роки (2005 – 2007 рр.) середньомісячними даними спостережень за мінливістю гідрологічних і гіdroхімічних характеристик прибережних вод о.Зміїний, отриманих Одеським національним університетом ім. І.І. Мечнікова.

Таблиця 4.1 – Найбільш імовірні значення і діапазони мінливості параметрів блоку евтрофікації моделі якості вод [135-137, 144 - 147]

Параметр	Значення	Одиниці	Посилання на джерело
$G_{\max}$	2.0 – 3.0* 1.75 – 2.5 1.4 – 2.6	1/доб	[137] [138, 145]
θ_B	1.068 0.98 – 1.072	–	[137] [68]
K_{mn}	10 15 – 25	мкгN/л	[137] [145]
K_{mp}	1 3 – 16	мкгP/л	[137] [144,145]
T_m	20 – 25* 6 – 15	°C	[137]
ς_1, ς_2	0.003 – 0.006 0.004 – 0.010	1/°C ²	[137] [145]
I_{opt}	60 – 140	Вт/м ²	[144]
r_g	0.2 – 0.3 0.05 – 0.25	1/доб	[137] [144]
r_b	0.01 – 0.03	1/доб	[137]
θ_{pr}	1.029 1.045 – 1.1	–	[137] [144, 145]
$k_{grz}(20)$	0.05 – 0.10	1/доб	[137]
θ_{grz}	1.10	–	[137]
α_{pc}	0.022 0.025	мгP/мгC	[148] [135]
f_{exB}	0.10 – 0.15	–	[137]
K_B	0.05	мгC/л	[137]
f_{rpop}	0.10 – 0.15	–	[137]

Продовження табл. 4.1

f_{lpop}	0.25 – 0.35	–	[137]
f_{rdop}	0.10 – 0.15	–	[137]
f_{ldop}	0.10 – 0.15	–	[137]
f_{dip}	0.20 – 0.45	–	[137]
k_{rdp}	0.007 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{rdp}	1.08	–	[137]
k_{ldp}	0.085 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{ldp}	1.08	–	[137]
k_{mrdp}	0.01 – 0.02	1/доб	[137]
θ_{mrdp}	1.08	–	[137]
k_{mldp}	0.1 – 0.2 0.1 – 0.4	1/доб	[137] [135]
θ_{mldp}	1.08 1.08 – 1.2	–	[137] [135]
α_{nc}	0.205 0.250	мгN/мгС	[148] [135]
f_{rpon}	0.1 – 0.15	–	[137]
f_{lpon}	0.30 – 0.35	–	[137]
f_{rdon}	0.125 – 0.20	–	[137]
f_{ldon}	0.125 – 0.15	–	[137]
f_{nh4}	0.15 – 0.35	–	[137]
k_{rdn}	0.007 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{rdn}	1.08	–	[137]
k_{ldn}	0.05 – 0.07	1/доб	[137]
θ_{ldn}	1.08	–	[137]
k_{mrdsn}	0.008 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{mrdsn}	1.08	–	[137]
k_{mldn}	0.085 – 0.10 0.02 – 0.2	1/доб	[137] [145]
θ_{mldn}	1.08 1.02 – 1.3	–	[137] [145]
k_{nit}	0.05 – 0.10 0.05 – 0.15	1/доб	[137] [135]

Продовження табл. 4.1

θ_{nit}	1.08 1.08 – 1.20	–	[137] [135]
K_{onit}	1.0 1.0 – 2.0	мгО ₂ /л	[137] [144]
k_{den}	0.05 – 0.4 0.09 – 0.13	1/доб	[137] [135]
θ_{den}	1.045 1.08 – 1.16	–	[137] [135]
$K_{но3}$	0.1 0.1 – 0.5	мг О ₂ /л	[137] [135]
f_{rroc}	0.10 – 0.15	–	[137]
f_{lproc}	0.30 – 0.40	–	[137]
f_{rdoc}	0.10 – 0.15	–	[137]
f_{ldoc}	0.35 – 0.45	–	[137]
k_{rdc}	0.007 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{rdc}	1.08	–	[137]
k_{ldc}	0.07 – 0.1	1/доб	[137]
θ_{ldc}	1.08	–	[137]
k_{oxrc}	0.007 – 0.01	1/доб	[137]
θ_{oxrc}	1.08	–	[137]
K_{do}	0.2 0.5 – 1.0	мгО ₂ /л	[137] [144]
k_{oxlc}	0.10 – 0.15 0.1 – 0.3	1/доб	[137] [145]
θ_{oxlc}	1.08 1.047	–	[137] [144, 145]
K_{ldoc}	0.1	мгС/л	[137]
$k_{охес}$	0.1 – 0.125	1/доб	[137]
$\theta_{охес}$	1.08	–	[137]
α_{oc}	2.67	мгО ₂ /мгС	[137]
α_{on}	2.286	мгО ₂ /мгN	[137]
$\alpha_{но3C}$	$3.43 \alpha_{nc}$	мгО ₂ /мгС	[137]

Калібрування параметрів блоку евтрофікації на основі даних натурних спостережень виконувалося спочатку в 1-мірному (по вертикалі) варіанті

моделі. Основна задача калібрування полягала в досягненні відповідності між порядками значень елементів екосистеми, встановлених із спостережень і отриманих при моделюванні, а також особливостями їх внутрішньорічної мінливості у фотичному шарі. Ця мета досягалася шляхом корекції, в допустимих межах, початкових значень констант моделі евтрофікації, що задавались на основі даних літературних джерел.

Внутрішньорічна динаміка хіміко-біологічних компонент моделі евтрофікації вод визначається мінливістю температури, прозорості води, інтенсивності вертикального турбулентного обміну, потоку фотосинтетичний активної радіації (ФАР), проникаючої через водну поверхню. Температура води є однією із змінних гідродинамічного блоку і розраховується в самій моделі. Прозорість вод Z_d була пов'язана з інтегральним коефіцієнтом послаблення освітленості з глибиною α залежністю вигляду: $\alpha = 2.3/Z_d$ [104]. Коефіцієнт α представляється в моделі у вигляді суми двох складових: $\alpha = \alpha_s + \alpha_f$, де α_s і α_f – складові, що враховують внесок в послаблення потоку фотосинтетично активної сонячної радіації аллохтонної зависі і фітопланктону (самозатемнення), відповідно.

Потік короткохвильової радіації, яка проникає через водну поверхню, розраховувався на основі даних спостережень за відносною вогкістю повітря, загальною хмарністю і температурою повітря на о.Зміїний в 2005 – 2007 рр. (в терміни 9, 15, 21 година) та на Геофізичній обсерваторії ОДЕКУ (м.Одеса) по методиці [110]. По ній же розраховувалася мінливість тривалості світлового дня протягом року. Вважалося, що ФАР складає 50 % від повного потоку радіації. Результати розрахунків представлені на рис. 4.1-4.2.

У числових експериментах з варіантом 1-D моделі внутрішньорічний хід прозорості вод в акваторії о.Зміїний задавався на основі усереднених за три роки (2005 – 2007 рр.) середньомісячних даних спостережень (рис. 4.6 в). В той же час, в числових експериментах з варіантом 3-D моделі

використовувався встановлений на основі аналізу даних спостережень в прибережній зоні о.Зміїний зв'язок прозорості води з її солоністю (рис. 4.3):

$$Z_d = 0.206 \exp(0.194 \cdot S), \quad (4.1)$$

де S – солоність води, ‰, Z_d – прозорість, м.

Для Одеського району ПнЗЧМ на основі аналізу даних спостережень і літературних джерел [127] була побудована наступна емпірична залежність:

$$Z_d = 0.157 \exp(0.233 \cdot S). \quad (4.2)$$

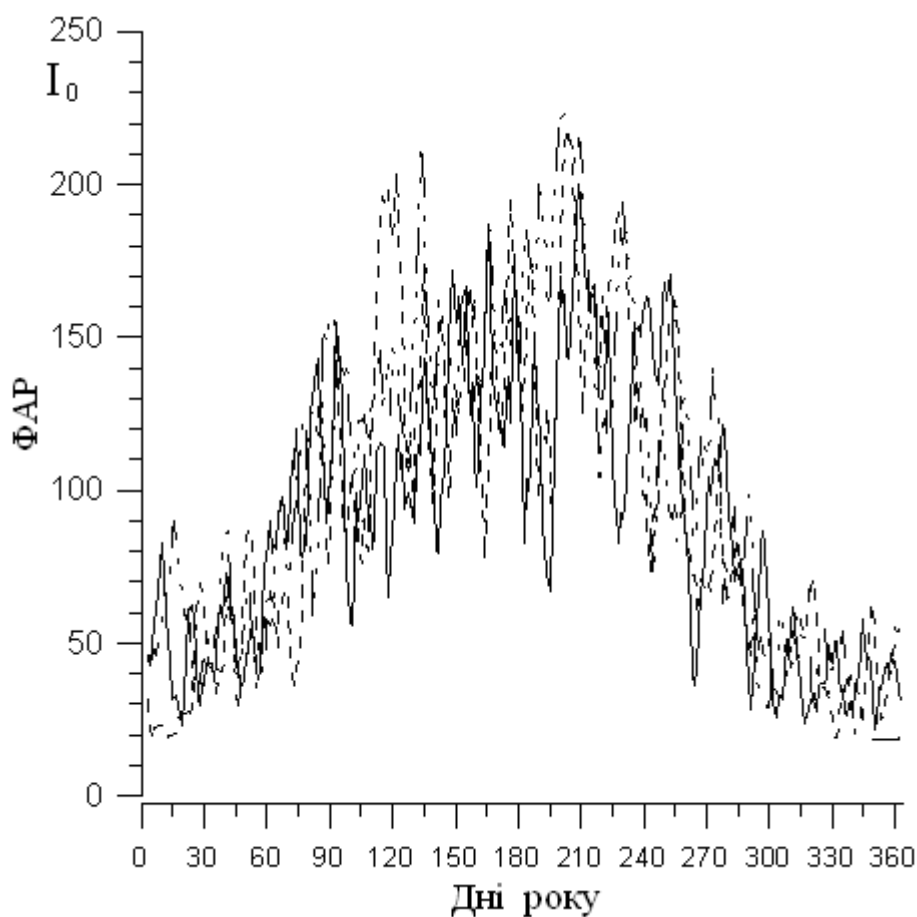


Рисунок 4.1 - Річний хід середньої за світловий день інтенсивності ФАР, Вт/м², розрахований за моделлю для гідрометеорологічних умов 2005 – 2007 рр.

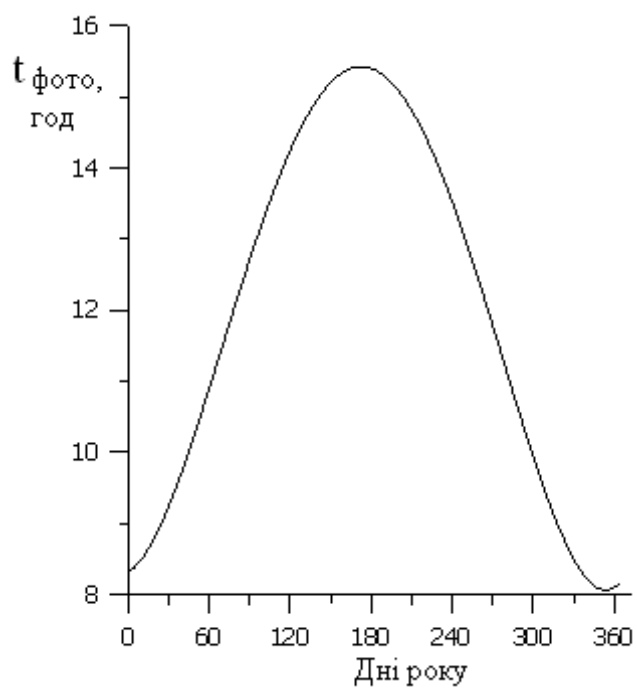


Рисунок 4.2 – Сезонна мінливість тривалості світлового дня (фотоперіоду), в годинах, розрахована за допомогою моделі

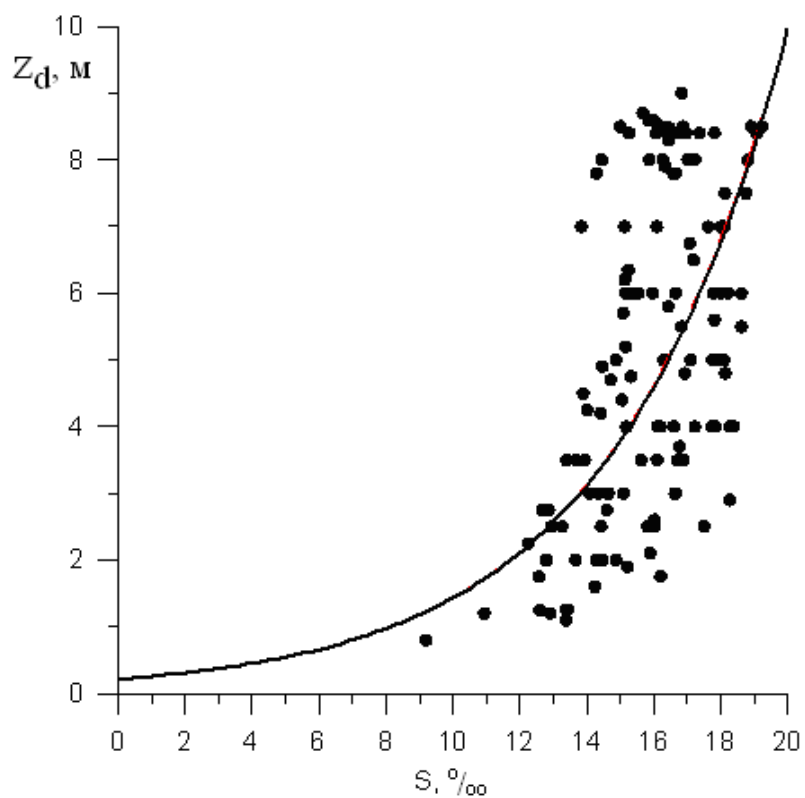


Рисунок 4.3 – Емпіричний зв'язок між солоністю і прозорістю води (суцільна крива)

Для обліку впливу біомаси фітопланктону на ослаблення потоку ФАР, який проникає у водну товщу, використовувалася емпірична залежність [142]:

$$\alpha_f = 0.18 \cdot B_{f, \text{хл.а}}^{0.395}, \quad (4.3)$$

де $B_{f, \text{хл.а}}$ – біомаса фітопланктону, в мг.хл.а/м³.

Сезонна мінливість оптимальної для фотосинтезу освітленості задавалася на основі емпіричної залежності: $I_{\text{opt}} = 17.0 \cdot \exp(0.066 \cdot T)$, Вт/м², де T – температура води.

Вертикальний розподіл температури води і коефіцієнти вертикальної турбулентної дифузії розраховуються в гідродинамічному блоці моделі, результати верифікації якого приведені в розділі 2.

Для обліку надходження біогенних речовин з річковим стоком в 1-мірному варіанті моделі використовувалася залежність:

$$\frac{dC_i}{dt} = Q_i = \sum_k \frac{q_k}{W_{\text{tot}}} (C_i - C_{ki}), \quad (4.4)$$

де Q_i – швидкість зміни концентрації i -ої речовини за рахунок її притоку із зовнішніх джерел;

q_k – витрата k -го зовнішнього джерела i -ої речовини;

C_{ki}, C_i – концентрації i -ої моделюємої речовини у водах k -го зовнішнього джерела і у водах досліджуваної акваторії, відповідно;

W_{tot} - сумарний об'єм вод зони розведення (об'єм шару, в межах якого відбувається початкове розведення).

Приймалося, що розведення річкових вод (і скидних вод берегових антропогенних джерел Одеського регіону [144]) відбувається в межах верхнього 10-метрового шару. Горизонтальний масштаб зони розведення для

Одеського району ПЗЧМ, при обліку внесків берегових антропогенних джерел, визначався межами цього району, а для річкового стоку – межами всієї обчислювальної області Дніпровсько-Бузької пригирлової зони, включаючи Одеський район. Для ділянки ПнЗЧМ: гирло р. Дунай – о. Зміїний, вважалося, що розведення відбувається в межах верхнього 15-метрового шару. Горизонтальний масштаб зони розведення дунайських вод, в першому наближенні, визначався квадратом зі сторонами довжиною 52,5 км і центром в районі о. Зміїний.

Використовувалися десять розрахункових рівнів по глибині в σ -системі координат. Крок за часом в хіміко-біологічному блоці вважався рівним 1 добі. В ході розрахунку засвоювалися строкові спостереження за температурою повітря, швидкістю і напрямом вітру, а також середні за світловий день значення інтенсивності ФАР. Розрахунки виконувалися з урахуванням сезонної мінливості вертикального розподілу солоності, обумовленою мінливістю стоку р. Дунай – для ділянки: гирло р. Дунай – о. Зміїний, і річок Дніпро та Південний Буг – для Одеського району ПнЗЧМ.

Калібрування параметрів моделі виконувалося в наступній послідовності. Спочатку внутрішньорічний хід мінеральних сполучень азоту і фосфору, а також розчиненого кисню задавався з даних спостережень. Варіювалися параметри і коефіцієнти рівнянь для фітопланктону, органічних сполук азоту і фосфору, БСК з метою досягнення максимально можливої відповідності між модельними кривими і спостереженими значеннями. Потім в систему послідовно включалися рівняння для мінеральних сполук азоту і фосфору. Останнім включалося рівняння балансу для розчиненого кисню. При цьому на кожному етапі проводилася корекція параметрів моделі.

Помітимо, що схема калібрування, що використовується, відображає величину внеску в мінливість стану водних екосистем окремих її елементів і хіміко-біологічних процесів, які описуються в блоці евтрофікації.

Одеський район ПнЗЧМ. Результати калібрування параметрів 1-мірного варіанту моделі наведені на рис. 4.4 - 4.5. Розрахунки проводилися за

метеорологічних умов 1981, 1983 і 1986 рр. При моделюванні динаміки фітопланктону, відповідно до даних [133, 149–151], передбачалося, що в річному ході його біомаси спостерігаються два максимуми – в березні-квітні і липні-серпні, з величиною піків до $8\text{--}16\text{ г/м}^3$ в сирій вазі або $0.4\text{--}0.8\text{ гС/м}^3$. Мінімуми біомаси слід чекати в грудні-січні і травні.

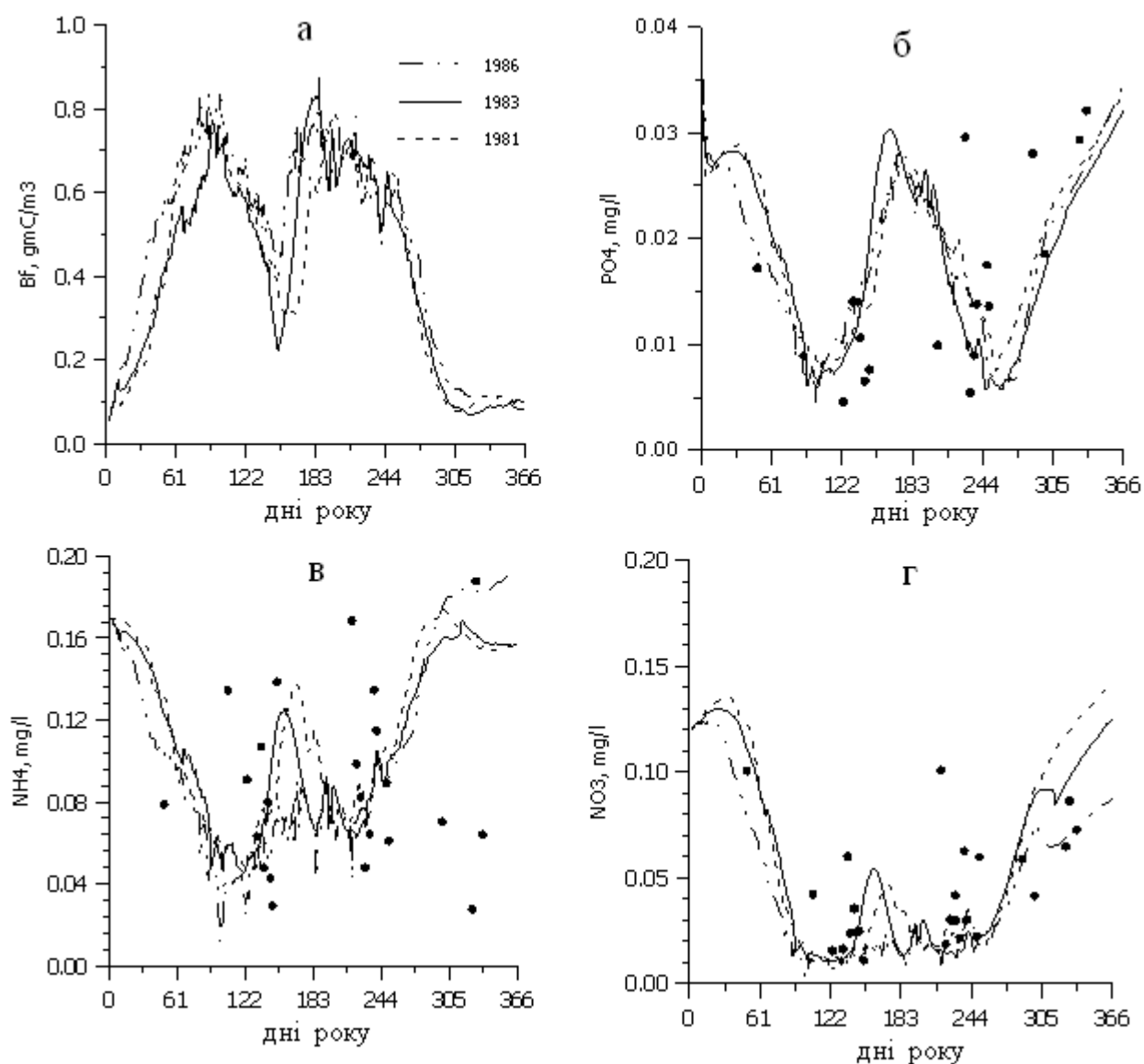


Рисунок 4.4 – Розрахований в 1-мірному варіанті моделі евтрофікації річний цикл біомаси фітопланктону (а), гС/м^3 , концентрації фосфору фосфатів (б), мгР/л , азоту амонія (в) і нітратів (г), мгN/л , в поверхневому шарі Одеського району ПнЗЧМ. Крапками відзначені усереднені по простору полігону спостережені значення, отримані за період моніторингу 1988 – 1999 рр. в Одеському районі

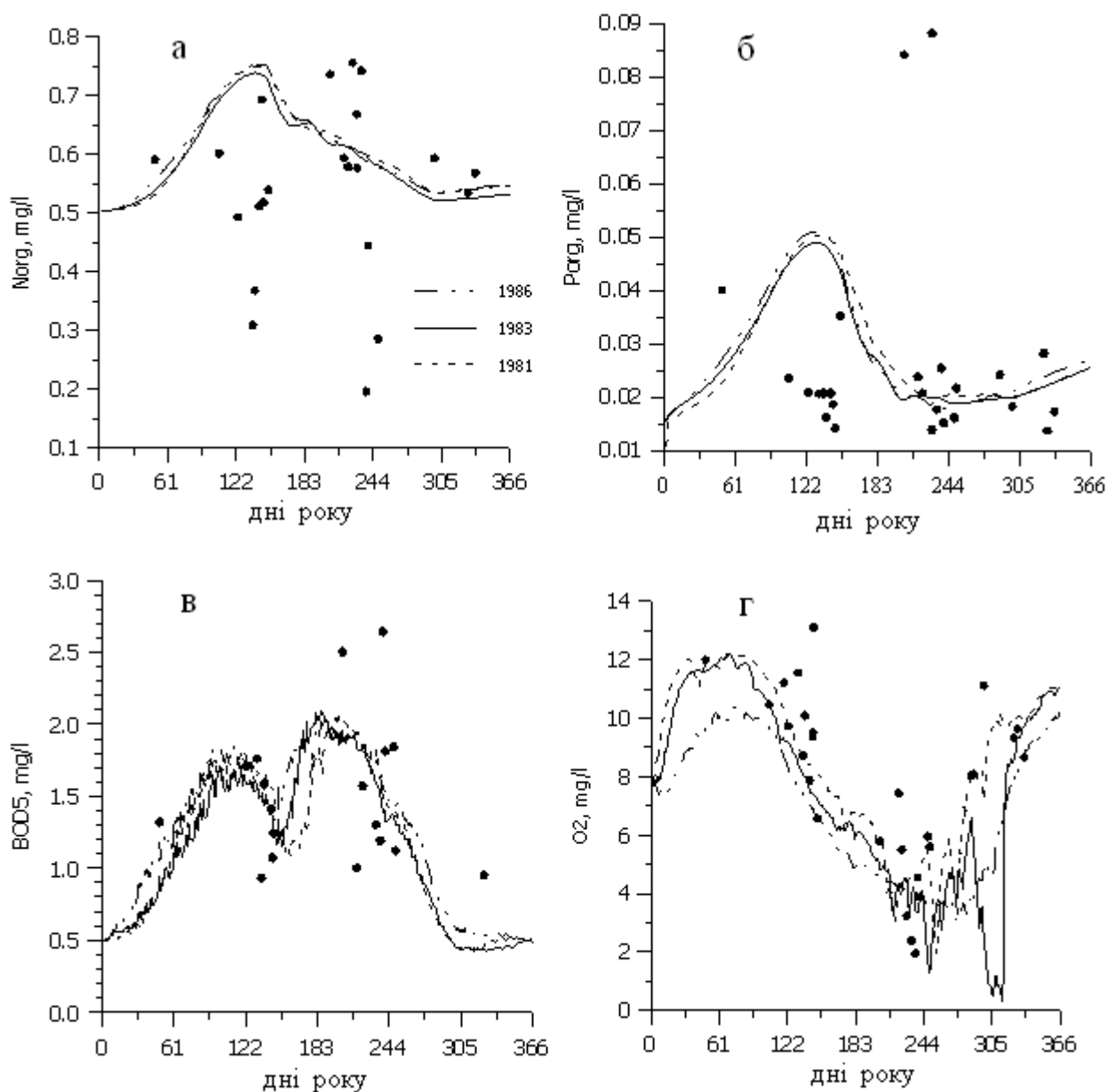


Рисунок 4.5 – Розрахований в 1-мірному варіанті моделі евтрофікації річний цикл мінливості концентрації органічного азоту (а), мгN/л, і фосфору (б), мгP/л, БСК₅ (в), мгO₂/л, в поверхневому шарі і вміст кисню (г), мг/л, в придонному шарі Одеського району ПнЗЧМ. Крапки – усереднені по простору полігону дані зйомок 1988 – 1999 рр.

Ділянка ПнЗЧМ: гирло р. Дунай – о. Зміїний. На першому етапі числових експериментів калібрувалися параметри рівняння динаміки біомаси фітопланктону, яке є базовим рівнянням моделі евтрофікації. При цьому,

динаміка біогенних елементів (фосфатів, амонійного азоту, нітратів), що визначають первинну продукцію фітопланктону разом з температурою води і освітленістю, задавалася на основі даних спостережень (середньомісячні значення) (рис. 4.6) в прибережних водах о.Зміїний у маловодний 2007 р. і многоводний 2006 р. Числові експерименти показали, що одержати динаміку біомаси фітопланктону близьку до спостереженої (рис. 4.7) можливо лише при непряму обліку в моделі сукцесії фітопланктону. Облік сукцесії припускає часткову зміну параметрів рівняння динаміки біомаси фітопланктону на відрізках часу, які відповідають різним стадіям сукцесії, обумовлені відмінностями у функціональній активності видів фітопланктону, які домінують в межах кожної стадії. Відповідно до [133], перша стадія сукцесії продовжується з листопаду по квітень, друга – з травня по липень, а третя – з серпня по жовтень.

На рис. 4.8 - 4.11 наведена розрахована за допомогою моделі внутрішньогодова мінливість питомої продукції (G_B / V_{ph}) та чистої продукції ($G_B \cdot V_{ph}$) фітопланктону у поверхневому шарі прибережних вод о.Зміїний на протязі 2006, 2007 рр. (див. рівняння (3.1)), а також внутрішньорічна мінливість нормуючих коефіцієнтів, які відображають лімітуючий вплив температури води $G_T(T)$, освітленості $G_I(I)$, вмісту біогенних елементів $G_{NP}(N_{din}, P_{dip})$ на максимальну питому швидкість продукції фітопланктону G_{Bmax} (див. рівняння (3.2)) за умов 2006 (а) і 2007 (б) рр.

На другому етапі числових експериментів розв'язувалася повна система рівнянь хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації.

Числові експерименти з моделлю показали, що при ускладненні структури моделі зменшується її чутливість до варіацій значень параметрів моделі і зростає залежність від зовнішніх чинників, що визначають продукцію і динаміку фітопланктону.

Результати числових експериментів наведені на рис. 4.12. Видно, що вдалося добитися відповідності порядків значень характеристик екосистеми

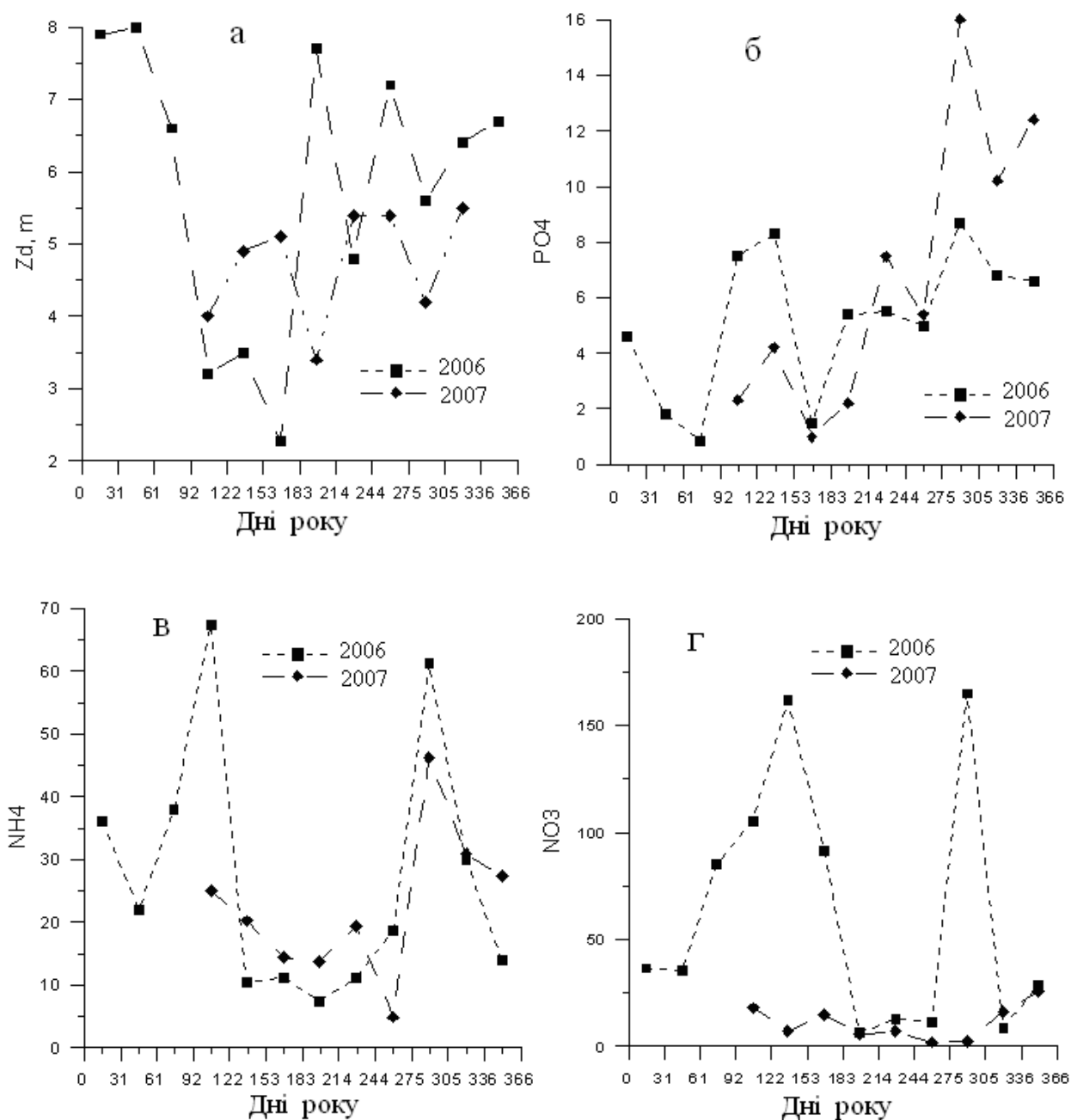


Рисунок 4.6 – Внутрішньорічна мінливість в прибережних водах о.Зміїний прозорості вод (а), м, концентрації фосфатів, $мкгP/дм^3$, (б) амонійного (в) і нітратного (г) азоту, $мкгN/дм^3$, яка використовувалась при калібровці моделі

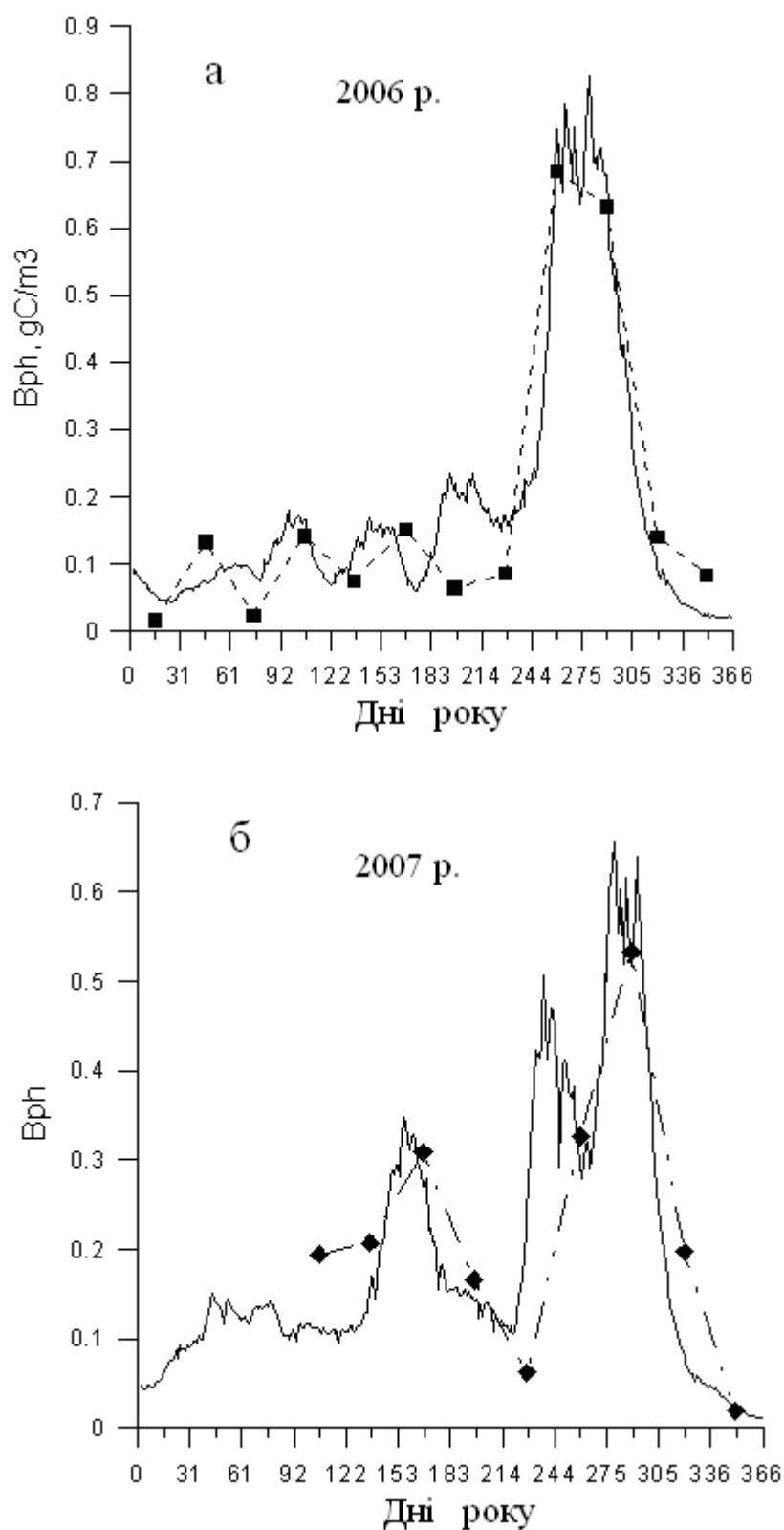


Рисунок 4.7 – Внутрішньорічна мінливість біомаси фітопланктону, мгС/дм³, за умов 2006 (а) та 2007 (б) рр., розрахована за допомогою моделі (суцільна крива) та отримана за даними спостережень (символи)

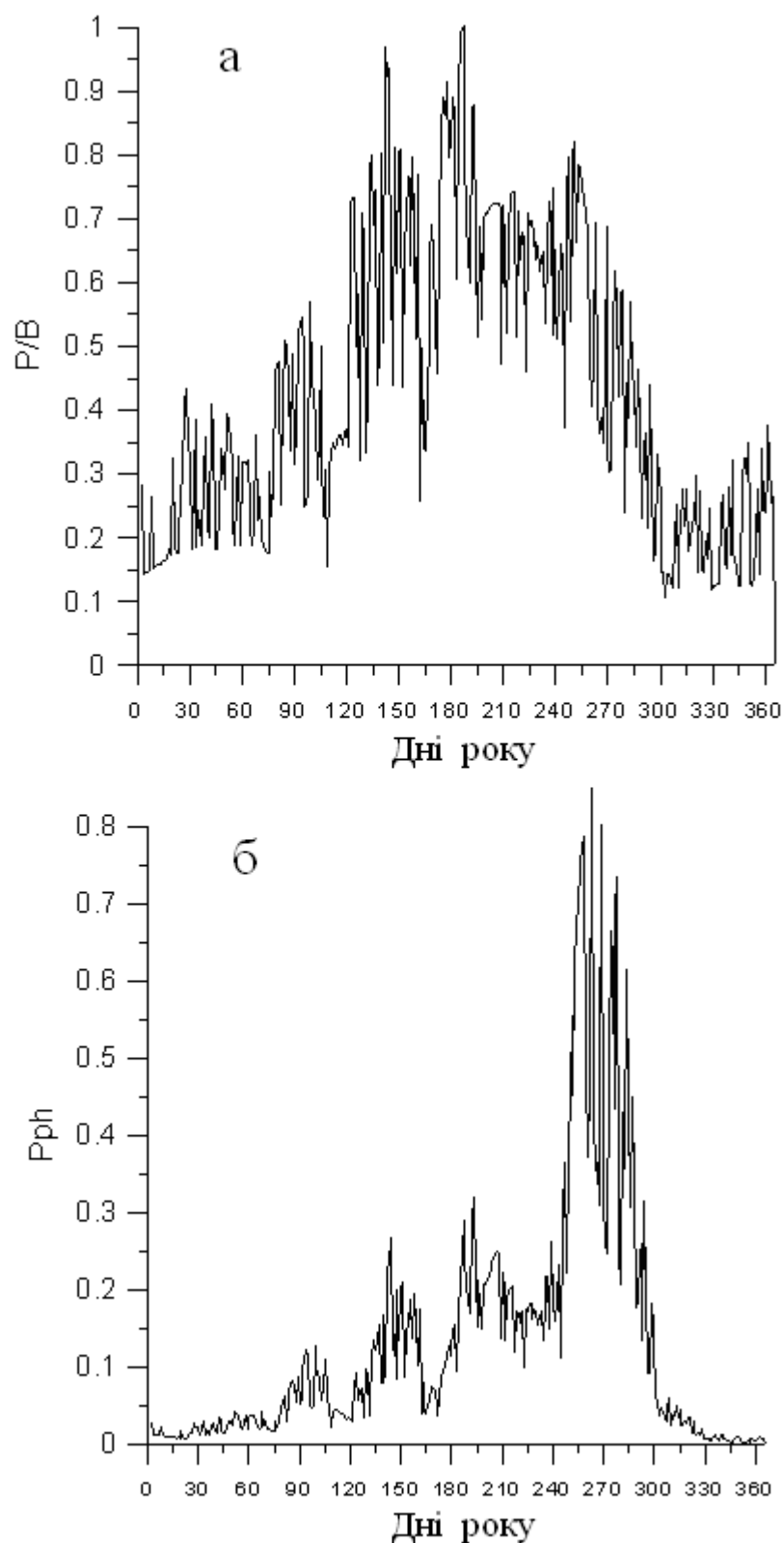


Рисунок 4.8 – Внутрішньорічна мінливість біомаси фітопланктону, мгС/дм^3 , за умов 2006 (а) та 2007 (б) рр., розрахована за допомогою моделі (суцільна крива) та отримана за даними спостережень (символи)

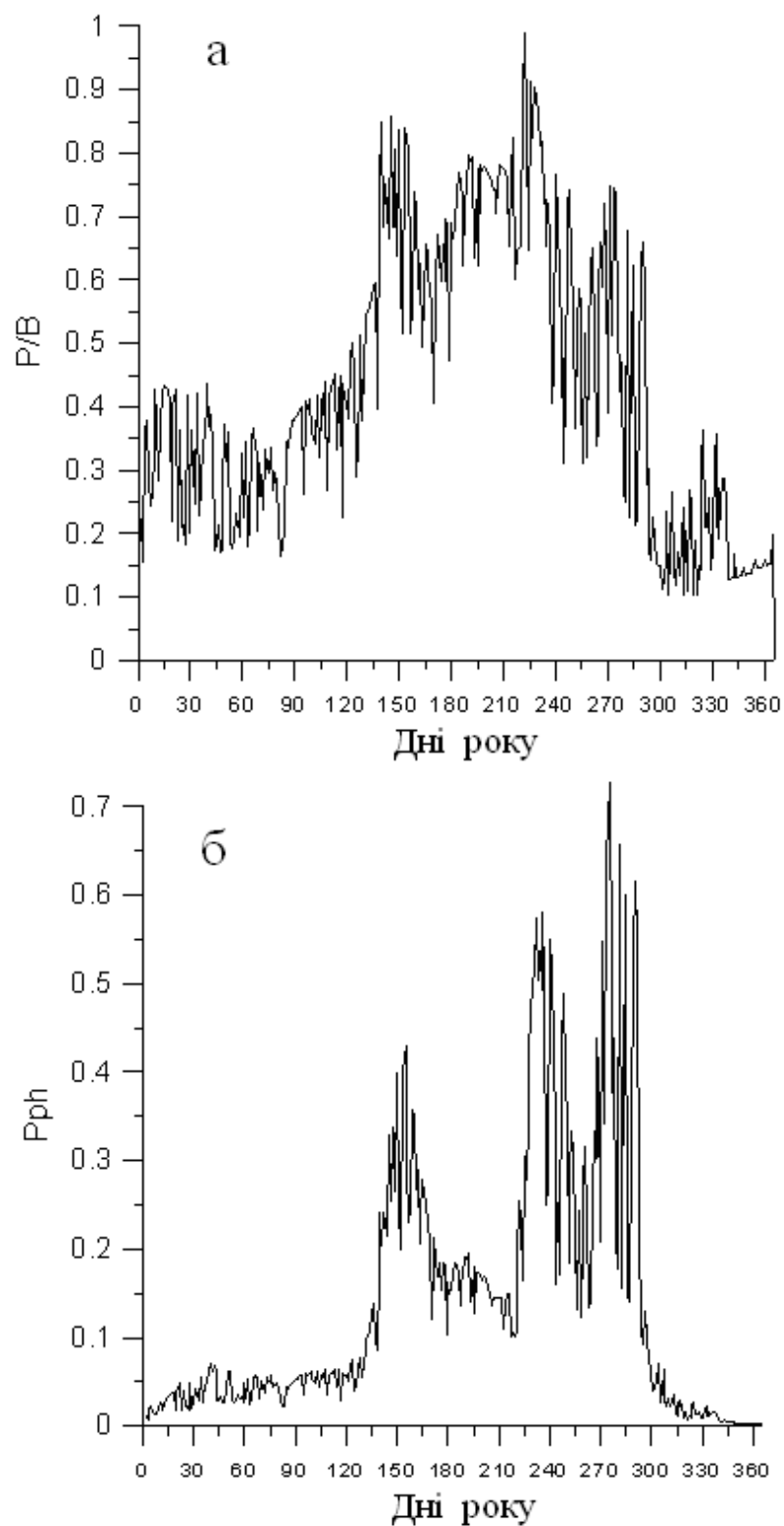


Рисунок 4.9 – Розрахована за допомогою моделі питома продукція фітопланктону ($P/B = G_B / V_{ph}$), 1/доб, (а) та валова продукція фітопланктону ($P_{ph} = G_B \cdot V_{ph}$), мгС/дм³доб, у поверхневому шарі прибережних вод о.Зміїний за умов 2007 р.

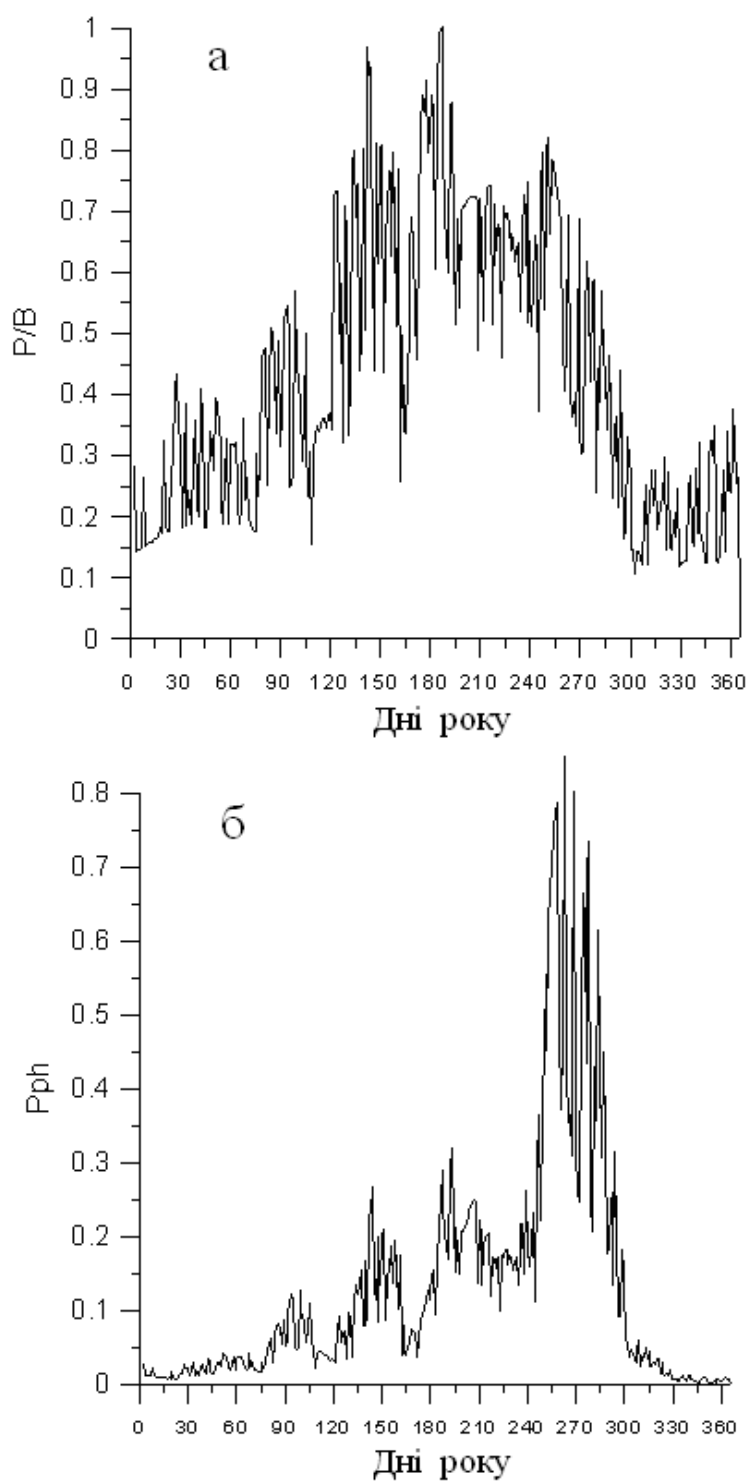


Рисунок 4.10 – Розрахована за допомогою моделі питома продукція фітопланктону ($P/B = G_B / V_{ph}$), 1/доб, (а) та валова продукція фітопланктону ($P_{ph} = G_B \cdot V_{ph}$), мгС/дм³доб, у поверхневому шарі прибережних вод о.Зміїний за умов 2006 р.

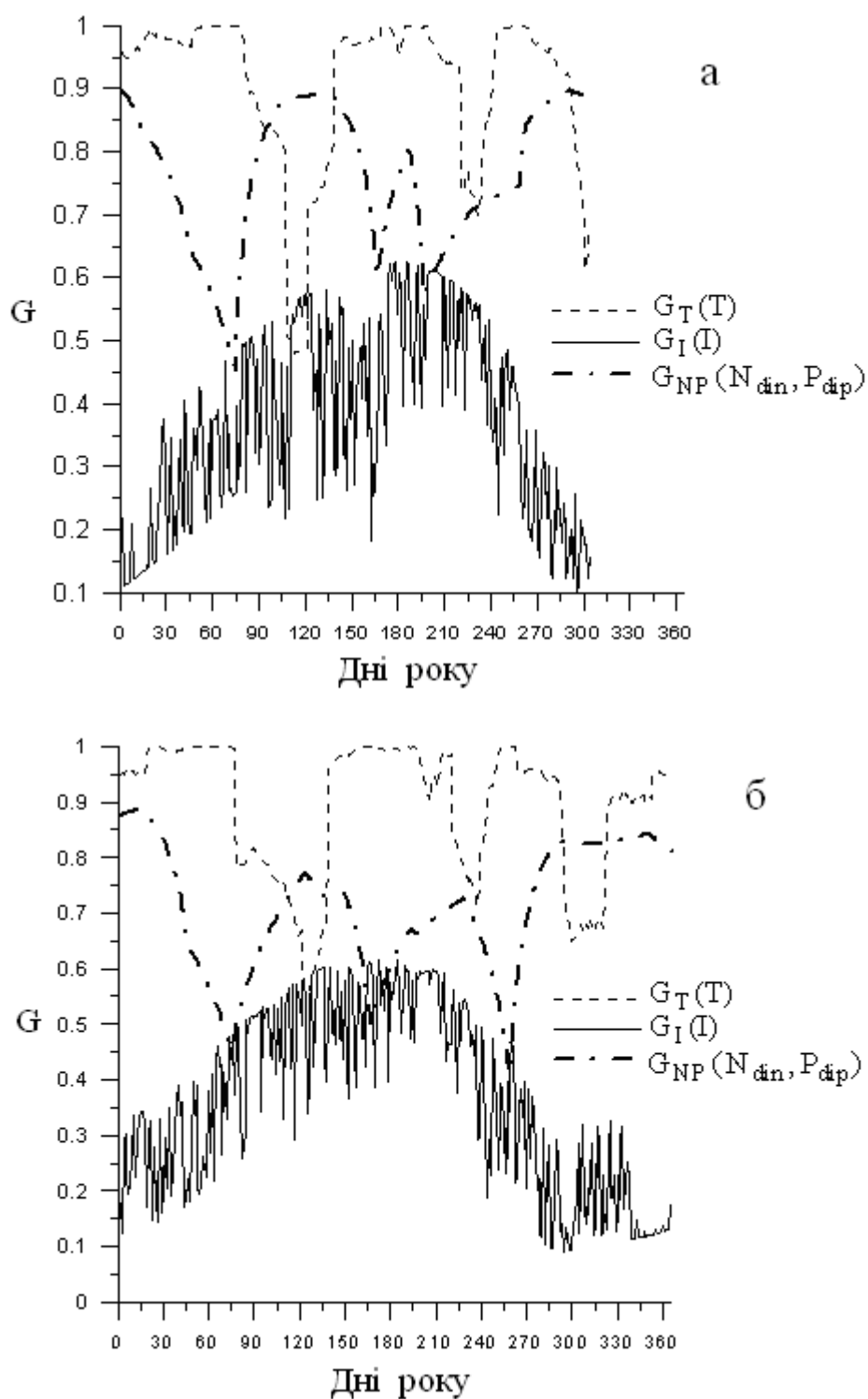


Рисунок 4.11 – Внутрішньорічна мінливість нормуючих коефіцієнтів, які відображають лімітуючий вплив температури води $G_T(T)$, освітленості $G_I(I)$, вмісту біогених елементів $G_{NP}(N_{din}, P_{dip})$ на максимальну питому швидкість продукції фітопланктону G_{Bmax} за умов 2006 (а) і 2007 (б) рр.

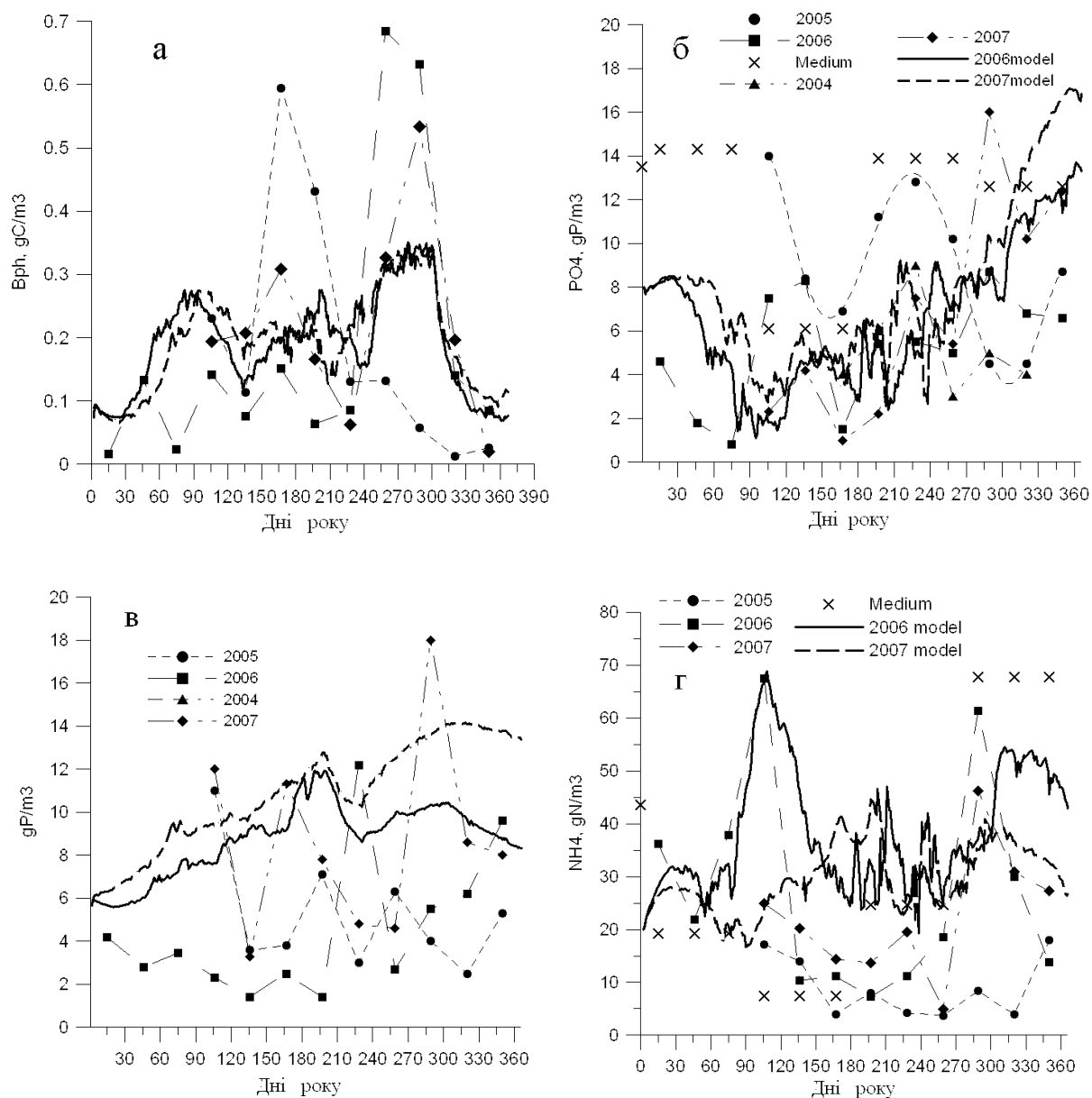


Рисунок 4.12 – Внутрішньорічна динаміка характеристик евтрофікації вод в акваторії о.Зміїний, отримана за допомогою варіанта 1-D моделі, в поверхневому шарі: а) біомаса фітопланктону, гC/м^3 ; б) концентрація фосфатів, гP/м^3 ; в) органічного фосфору, гP/м^3 ; г) азоту амонію, гN/м^3 ; д) азоту нітритів та нітратів, гN/м^3 ; е) органічного азоту, гN/м^3

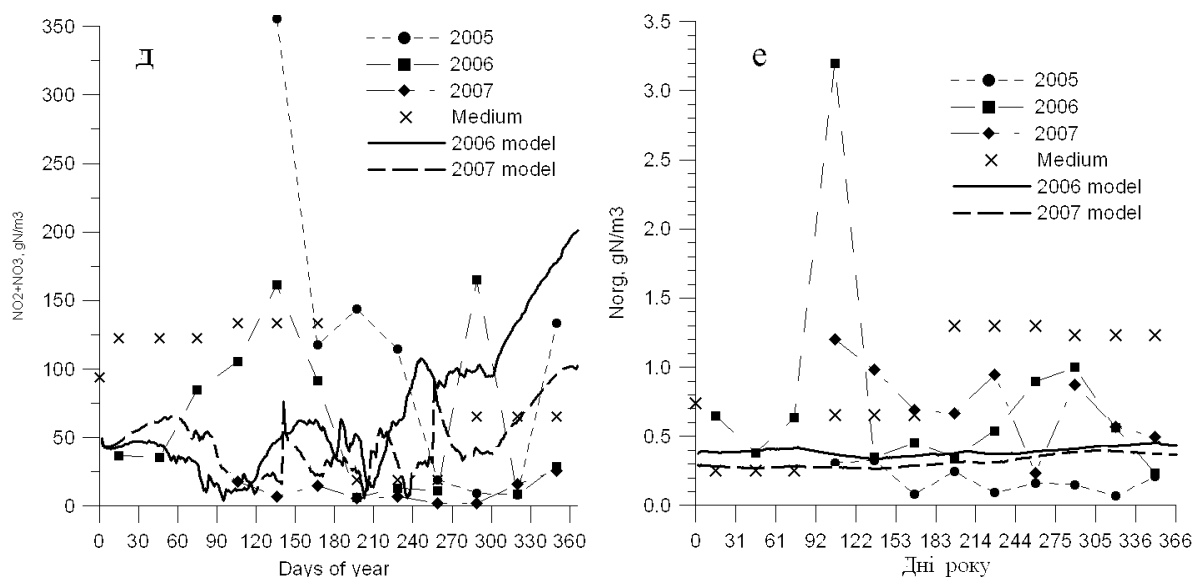


Рисунок 4.12 – Продовження

отриманих за моделлю та зі спостережень, проте особливості динаміки цих характеристик відтворюються моделлю не дуже добре. В динаміці біомаси фітопланктону хоча і відзначається наявність літнього і літньо-осіннього піків, але їхня величина не досягає спостережених значень. Одержані результати є слідством дуже грубого обліку впливу стоку р. Дунай на динаміку мінеральних форм азоту і фосфору в акваторії острова. Зокрема, в числових експериментах з варіантом 1-D моделі неможливо врахувати вплив вітрових умов на ступінь проникнення трансформованих дунайських вод в акваторію острова.

Враховуючи вищесказане, були проведені числові експерименти з моделлю без урахування притоки мінеральних і органічних форм біогенних речовин зі стоком р. Дунай. Мета експериментів полягала у вивченні необхідності корекції значень параметрів і коефіцієнтів хіміко-біологічного блоку моделі евтрофікації для балансування річного ходу компонент екосистеми, які моделюються. В очевидь, що в достатньо віддалених від гирлових областей річок районах центральної частини північно-західного шельфу Чорного моря, рівняння моделі також повинні бути збалансовані за рахунок внутрішньоекосистемних процесів продукції-деструкції органічної

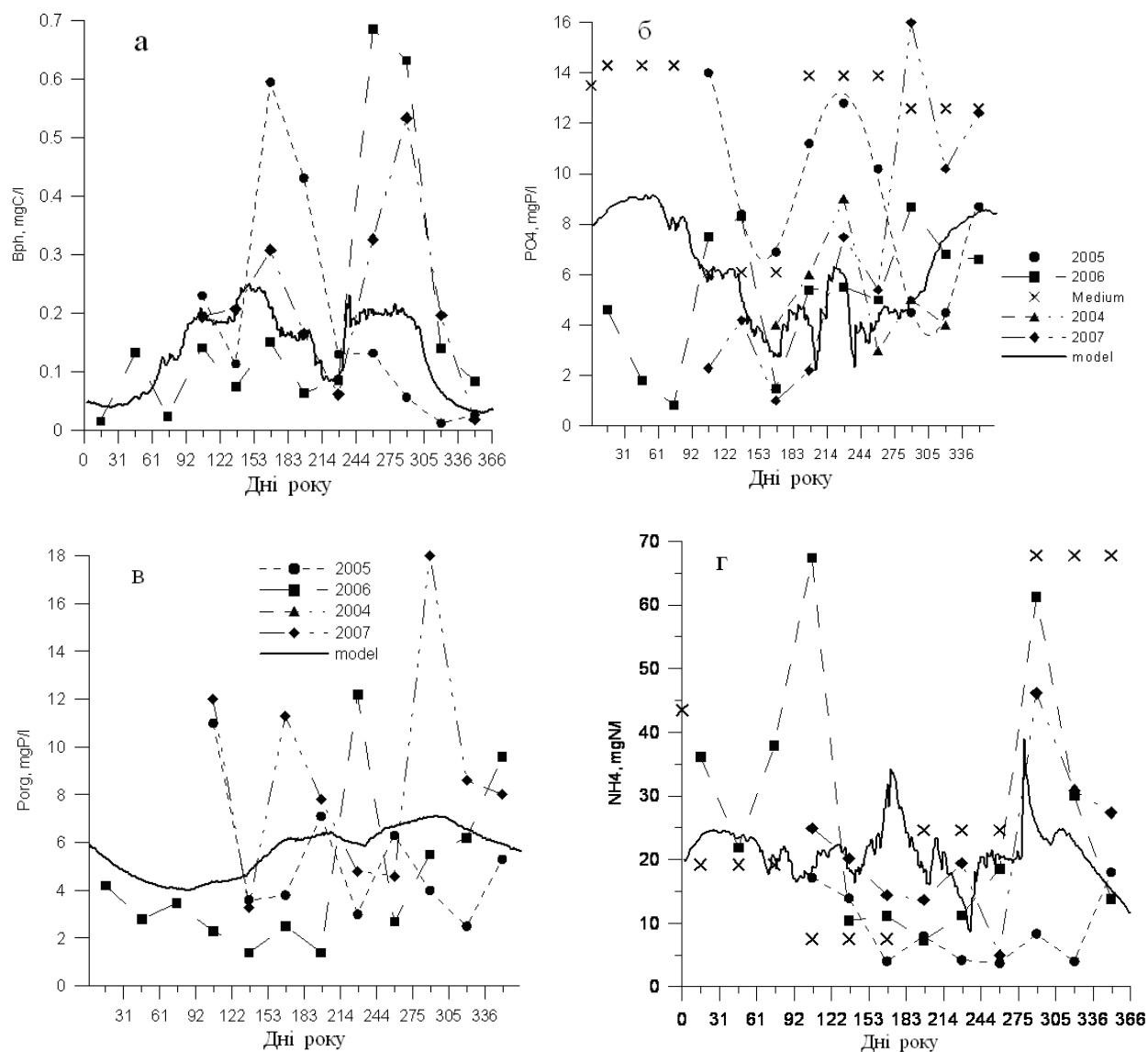


Рисунок 4.13 – Внутрішньорічна динаміка характеристик евтрофікації вод у поверхневому шарі віддалених від гирлових областей районів ПнЗЧМ (без урахування внеску р.Дунай), отримана за допомогою варіанта 1-D моделі: а) біомаса фітопланктону, гC/м^3 ; б) концентрація фосфатів, гP/м^3 ; в) органічного фосфору, гP/м^3 ; г) азоту амонію, гN/м^3 ; д) азоту нитритів та нитратів, гN/м^3 ; е) органічного азоту, гN/м^3

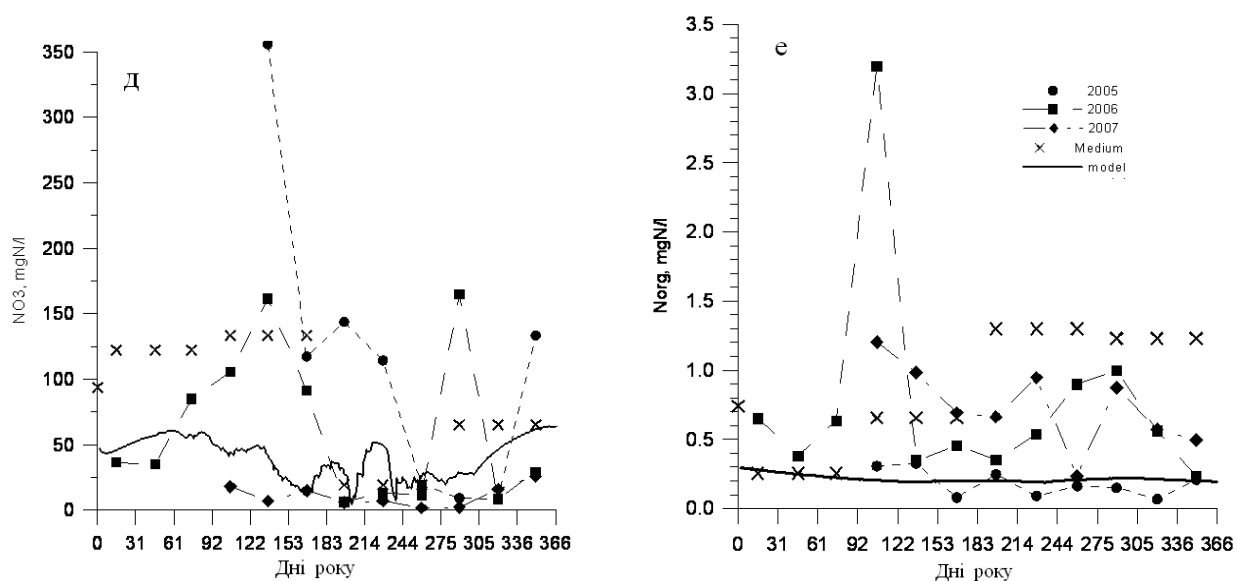


Рисунок 4.13 – Продовження

речовини і, пов'язаних з ними, процесів утилізації – регенерації мінеральних форм біогенних речовин. Проте, отримані при цьому значення концентрацій органічної речовини, мінеральних форм біогенних речовин будуть меншими, ніж у разі обліку їх притоки з річковим стоком. Одержані збалансовані криві річного ходу модельованих компонент екосистеми, властиві центральній і південно-східній частинам акваторії ПнЗЧМ, приведені на рис. 4.13.

Таким чином, проведені числові експерименти свідчать про визначальну роль вітрових умов в динаміці хіміко-біологічних компонент морської екосистеми в районі о.Зміїний.

Прийняті в результаті калібрування параметри і коефіцієнти блоку евтрофікації моделі якості вод наведені в табл. 4.2.

Таблиця 4.2 - Значення параметрів і коефіцієнтів блоку евтрофікації моделі якості вод ПнЗЧМ, прийняті в результаті калібрування

Параметр	Значення	Одиниці вимірювання	Параметр	Значення	Одиниця вимірювання
1	2	3	4	5	6
$G_{\max}$	1.5, 2.0 [*] , 2.9 ^{**}	1/доб	k_{mrdp}	0.02	1/доб
K_{mn}	10.0	мкгN/л	θ_{mrdp}	1.08	—
K_{mp}	1.0	мкгP/л	k_{mldp}	0.2	1/доб
T_{m}	4, 24 [*] , 21 ^{**}	°C	θ_{mldp}	1.08	—
ζ_1 , ζ_2	0.004, 0.006 ^{**} 0.006, 0.008 ^{**}	1/°C ²	α_{nc}	0.205	мгN/мгC
I_{opt}	40, 60 [*] , 90 ^{**}	Вт/м ²	f_{rpon}	0.15	—
r_{g}	0.25, 0.11 ^{**}	1/доб	f_{lpon}	0.30	—
r_{b}	0.04	1/доб	f_{rdon}	0.20	—
θ_{pr}	0.047	—	f_{ldon}	0.15	—
$k_{\text{grz}}(20)$	0.07	1/доб	f_{nh4}	0.20	—
θ_{grz}	1.08	—	k_{rdn}	0.01	1/доб
α_{pc}	0.22	мгP/мгC	θ_{rdn}	1.08	—
f_{exB}	0.1	—	k_{ldn}	0.05	1/доб
K_{B}	0.1	мгC/л	θ_{ldn}	1.08	—
f_{rpop}	0.1	—	k_{mrden}	0.008	1/доб
f_{lpop}	0.25	—	θ_{mrden}	1.08	—
f_{rdop}	0.1	—	k_{mldn}	0.07	1/доб
f_{ldop}	0.1	—	θ_{mldn}	1.08	—
f_{dip}	0.45	—	k_{nit}	0.08	1/доб
k_{rdp}	0.01	1/доб	θ_{nit}	1.08	—
θ_{rdp}	1.08	—	K_{onit}	1.0	мгO ₂ /л
k_{ldp}	0.10	1/доб	k_{den}	0.1	1/доб
θ_{ldp}	1.08	—	θ_{den}	1.045	—
f_{rroc}	0.15	—	K_{no3}	0.1	мг O ₂ /л

Продовження таблиці 4.2

1	2	3	4	5	6
$f_{l\text{poc}}$	0.35	—	K_{do}	0.2	мгО ₂ /л
f_{rdoc}	0.15	—	k_{oxlc}	0.1	1/доб
f_{ldoc}	0.35	—	θ_{oxlc}	1.08	—
k_{rdc}	0.007	1/доб	K_{ldoc}	0.1	мгС/л
θ_{rdc}	1.08	—	$k_{\text{охес}}$	0.25	1/доб
k_{ldc}	0.07	1/доб	$\theta_{\text{охес}}$	1.047	—
θ_{ldc}	1.08	—	α_{oc}	2.67	мгО ₂ /мгС
$k_{\text{охrc}}$	0.007	1/доб	$\alpha_{\text{он}}$	2.286	мгО ₂ /мгN
$\theta_{\text{охrc}}$	1.08	—	$\alpha_{\text{но3C}}$	$3.43 \alpha_{\text{nc}}$	мгО ₂ /мгС
$w_{\text{gph}}(20)$	0.6	м/доб			

*— значення параметру зі 122 по 210 добу року, ** - значення параметру з 210 по 300 добу року

Окремі результати розрахунків просторового розподілу біомаси фітопланктону та концентрацій біогенних елементів на акваторії ПнЗЧМ у сучасний період (десятиріччя 2000-2010 рр.), отримані за допомогою тривимірного варіанту моделі евтрофікації вод з використанням коефіцієнтів табл. 4.2, наведені на рис. 4.14 – 4.17.

З метою верифікації модельних розрахунків, отриманні поля просторового розподілу гідрохімічних характеристик морських вод для різних гідрологічних сезонів року порівнювались з середніми багаторічними полями, наведеними в різних літературних джерелах, атласах і довідниках [117, 129-131], деякі з яких показані на рис. 4.18-4.21, 6.13-6.15. Порівняння показало, що модель евтрофікації задовільно відображає основні закономірності сезонної мінливості характеристик гідрохімічного режиму вод ПнЗЧМ за умов річкового стоку останніх десятиріч і може бути використана для імітаційних розрахунків з величинами річкового стоку, які прогнозуються у зв'язку зі змінами кліматичних умов за різними сценаріями.

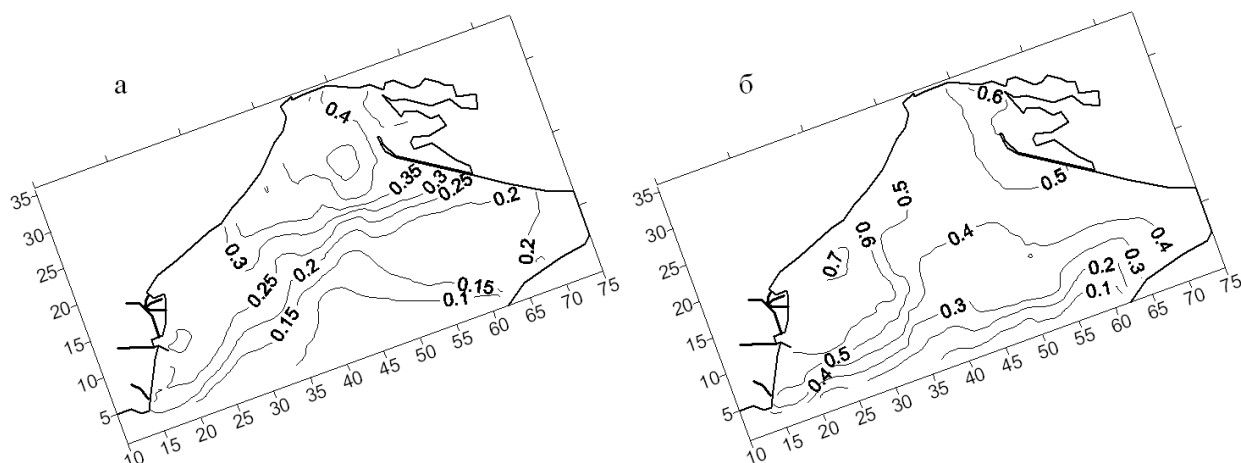


Рисунок 4.14 – Розрахований за результатами моделювання середньомісячний просторовий розподіл біомаси фітопланктону, гС/м^3 , у поверхневому шарі ПнЗЧМ в травні (а) та серпні (б) за сучасних умов

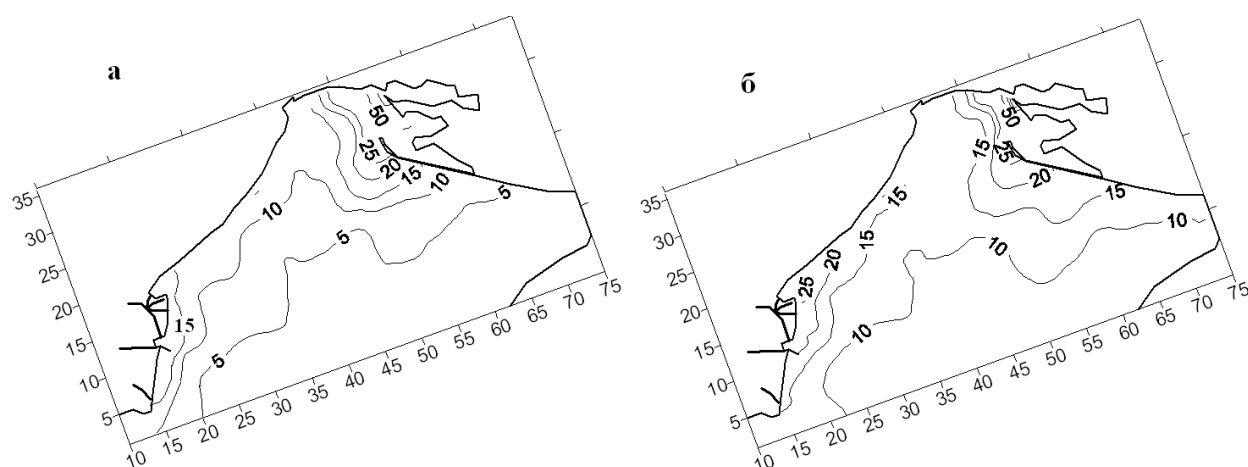


Рисунок 4.15 – Розрахований за результатами моделювання просторовий розподіл фосфатів, мкг/дм^3 , у поверхневому шарі ПнЗЧМ в весняний (а) та літній (б) гідрологічні сезони (сучасні умови)

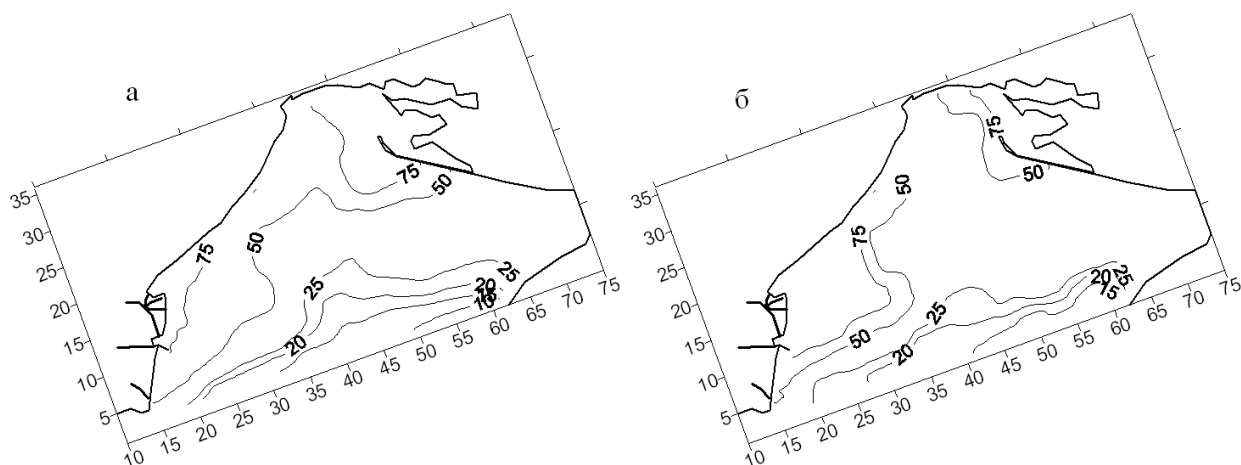


Рисунок 4.16 – Розрахований за результатами моделювання просторовий розподіл амонійного азоту, мкг/дм^3 , у поверхневому шарі ПнЗЧМ в весняний (а) та літній (б) гідрологічні сезони (сучасні умови)

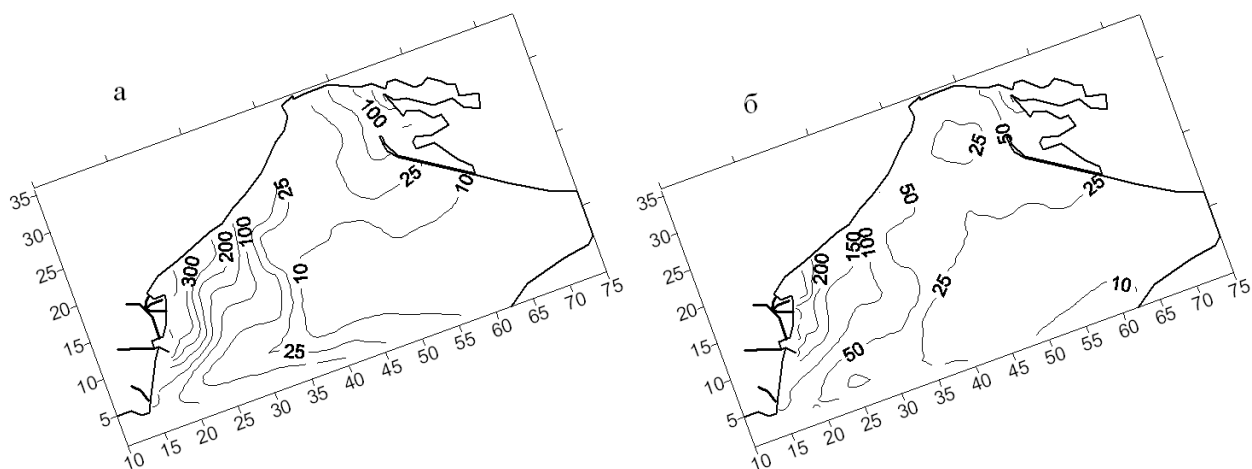
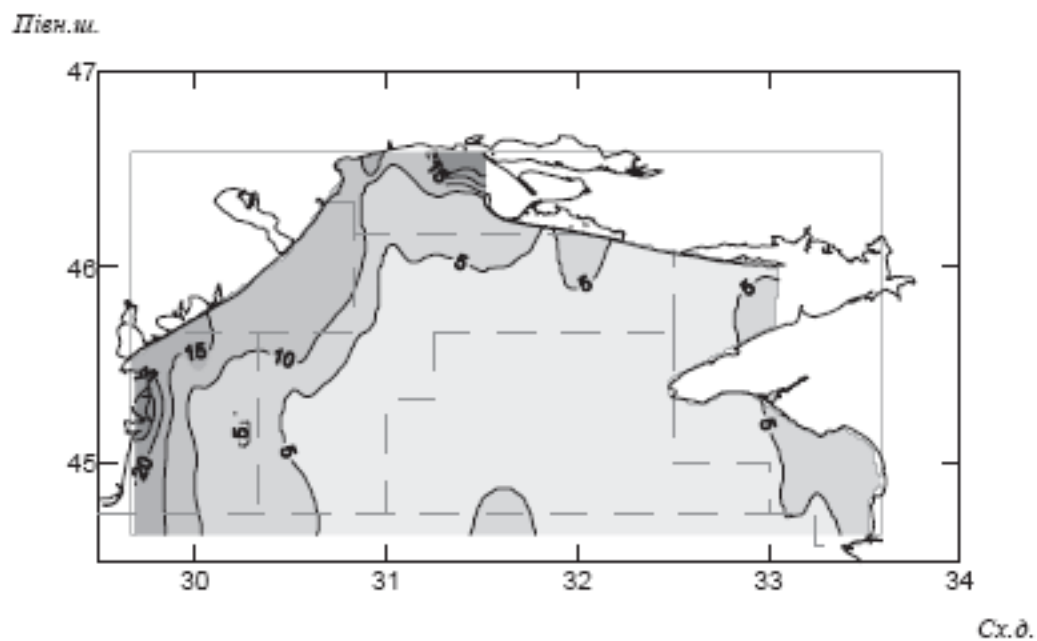


Рисунок 4.17 – Розрахований за результатами моделювання просторовий розподіл нітратів, мкг/дм^3 , у поверхневому шарі ПнЗЧМ в весняний (а) та літній (б) гідрологічні сезони (сучасні умови)

а



б

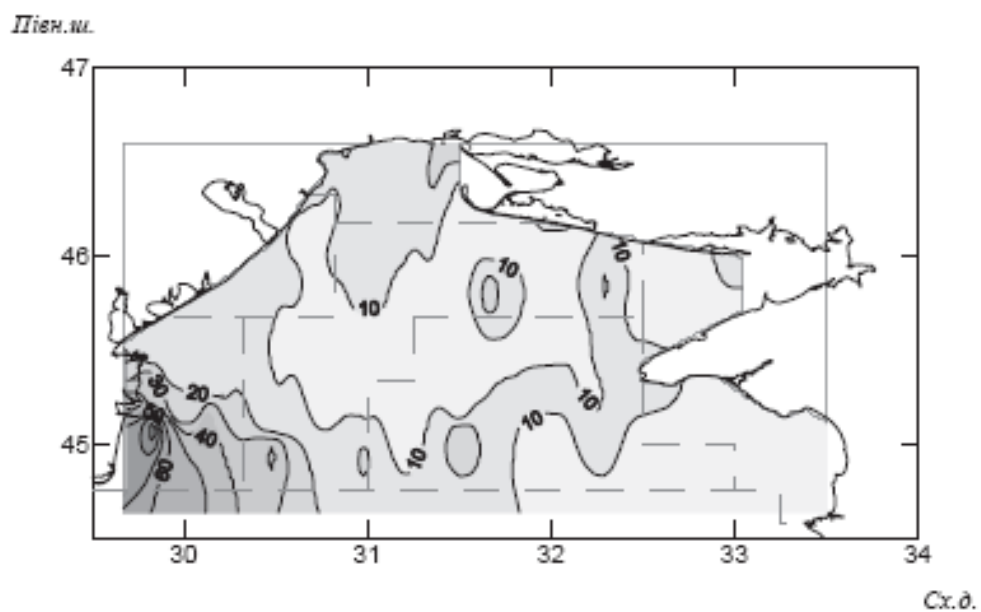
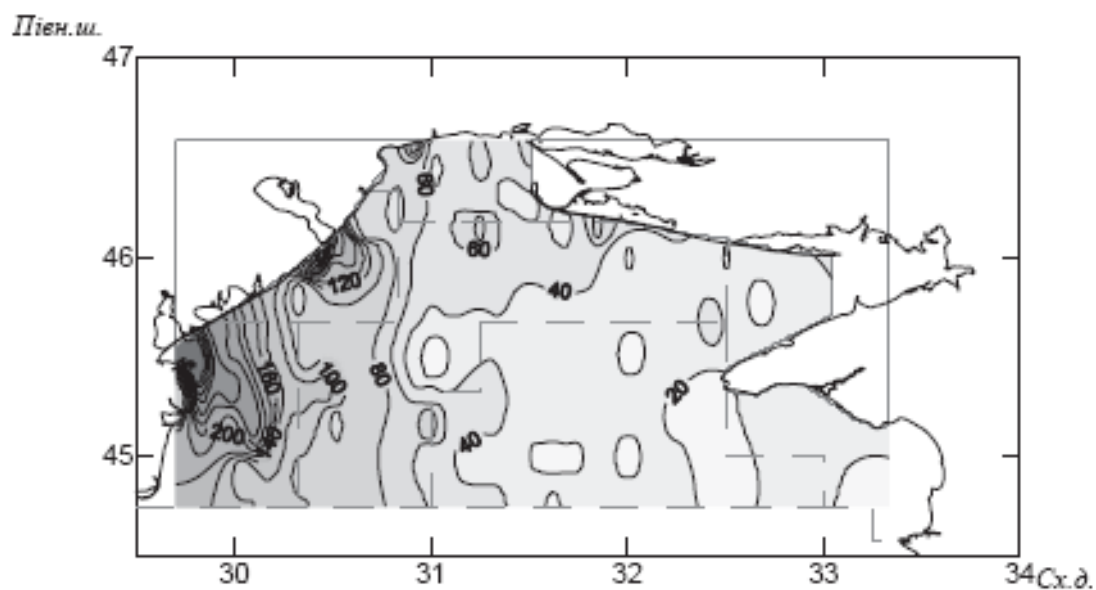


Рисунок 4.18 – Середній багаторічний просторовий розподіл фосфатів, мкг/дм³, в поверхневому шарі води в весняний (а) и літній гідрологічні сезони (1990-2005 рр.) [117]

а



б

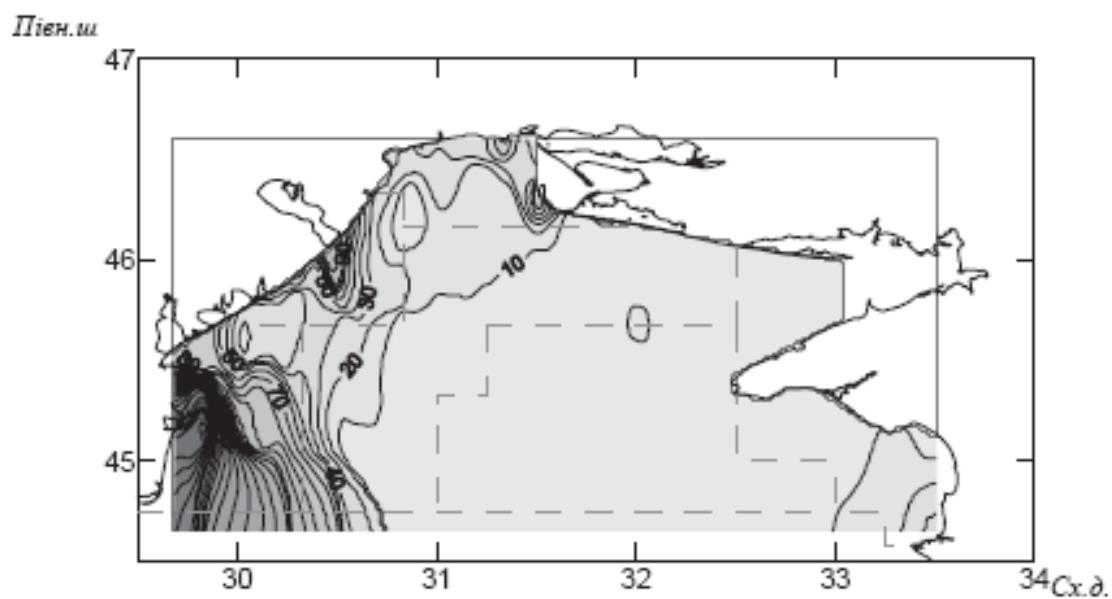


Рисунок 4.19 – Середній багаторічний просторовий розподіл нітратів, мкг/дм^3 , в поверхневому шарі води в весняний (а) и літній гідрологічні сезони (1990-2005 рр.) [117]

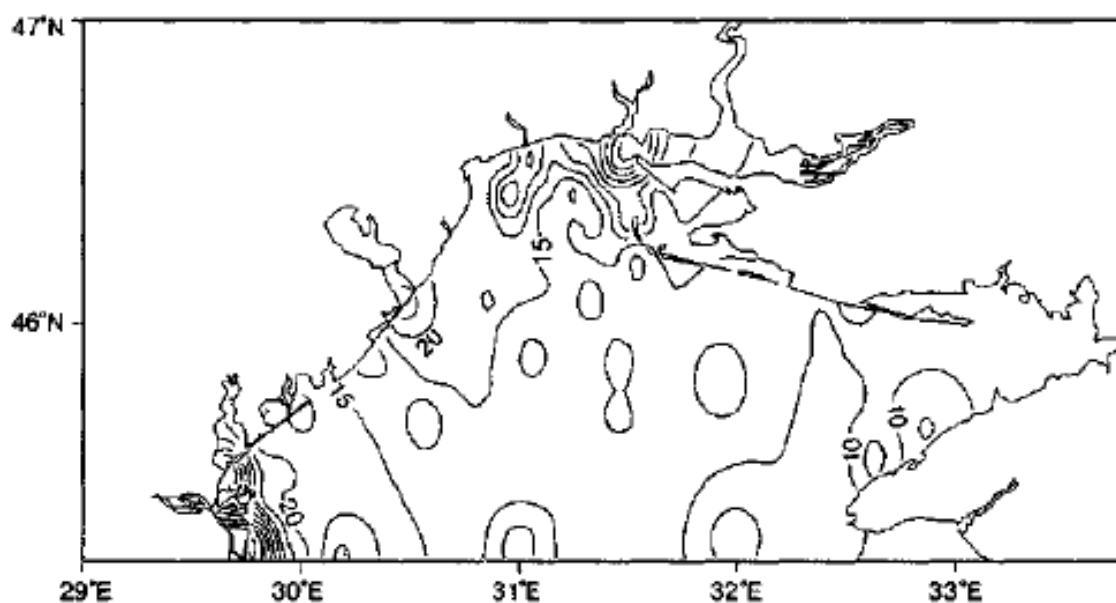


Рисунок 4.20 – Середній багаторічний розподіл фосфатів у поверхневому шарі ПнЗЧМ, мкг/дм³, [129]

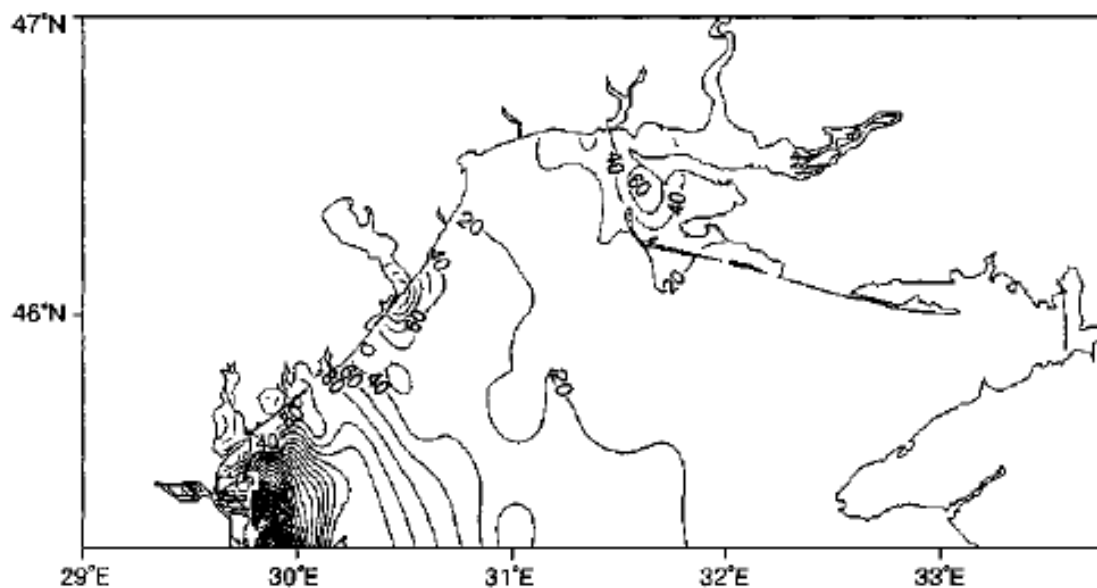


Рисунок 4.21 – Середній багаторічний розподіл нітратів у поверхневому шарі ПнЗЧМ, мкг/дм³, [129]

5 ОЦІНКА МІНЛИВОСТІ ТЕРМОХАЛІННОЇ СТРУКТУРИ ВОД, ВИКЛИКАНИХ ЗМІНАМИ КЛІМАТИЧНИХ ФАКТОРІВ

Термохалінна структура і динаміка водних мас в значому ступені впливають на розподіл біогенних речовин, планктону та розчиненого кисню в морі. Особливо це стосується північно – західної частини Чорного моря ПнЗЧМ, яка знаходиться під постійним впливом річкового стоку, а термохалінна структура вод відчуває значну сезонну та міжрічну мінливість.

Саме в ПнЗЧМ, починаючи з 70-х років минулого століття, під пікноклином регулярно виникають такі негативні явища, як гіпоксія та замори бентосних організмів в теплу пору року. Основні чинники, що впливають на це явище – антропогенні (підвищення нахождення біогенних речовин в море, стратифікація вод) і природні (зміни клімату, річкового стоку, режиму вітру та динаміки водних мас).

Вивченню цього явища привертали увагу багато вчених як в минулому, так і особливо в останні роки.

В [129] наведені результати дослідження великомасштабної природної гіпоксії в ПнЗЧМ. Для аналізу використовувались середні за п'ятнадцятирічні періоди (1963 – 1977 рр. та 1978 – 1992 рр.) значення кисню, температури та солоності води, а також характеристики стоку Дунаю та Дніпра. Показано, що в 1978 – 1992 рр. спостерігалось різке зниження концентрації кисню в придонному шарі води, в порівнянні з періодом 1963 – 1977 рр. Зміни гідрологічних характеристик за відповідні періоди є такими: солоність води в поверхневому шарі в гіпоксійний період суттєво зменшилась, а температура – підвищилась. В придонному шарі спостерігалось незначне зменшення солоності та суттєве зменшення температури. Таким чином, в гіпоксійний період (1978 – 1999 рр.) у порівнянні з догіпоксійним (1963 – 1977 рр.) в ПнЗЧМ збільшились (на 20-25 %) середні багаторічні вертикальні градієнти густини морської води. Внесок

ефекту зміни солоності води в збільшення вертикального градієнту густини досягає 65 %, а температури – лише 35 %. Аналіз багаторічних змін стоку Дунаю та Дніпра показав, що в 1978 – 1992 рр. річковий стік зменшився, хоч і незначно з точки зору статистики. Також зменшилась для акваторії ПнЗЧМ і різниця опади – випаровування.

Таким чином, зміни головного чинника, який впливає на вертикальний градієнт густини води, – солоності води, в гіпоксійний період не відповідають багаторічним змінам річкового стоку. Зроблено припущення, що причиною зменшення солоності може бути зміна циркуляції вод ПнЗЧМ, яка викликала локалізацію трансформованих річкових вод в західному та центральному районах.

Ці результати свідчать про суттєвий внесок мінливості солоності води в зміни термохалінної структури вод ПнЗЧМ. В той же час, саме солоність морської води є дуже важливим і найбільш консервативним індикатором розподілу водних мас. Поля солоності води поверхневого шару північно-західного шельфу Чорного моря характеризують поширення вод річкового стоку по акваторії і є хорошим індикатором як антропогенного навантаження, так і впливу змін кліматичних факторів. Тому в подальшому, для оцінки впливу змін кліматичних факторів на термохалінну структуру вод розглядається мінливість солоності води.

Особливості гідрологічних та гідрохімічних умов ПнЗЧМ формуються під впливом стоку чотирьох річок – Дунаю, Дніпра, Дністра та Південного Бугу, сумарний стік яких складає 80 % від загального стоку всіх річок, що впадають в Чорне море.

Стік Дунаю в середньому за рік складає 76 % загального стоку в ПнЗЧМ, але в межень його доля збільшується до 80-85 %, а в повінь – зменшується до 63 %. Що стосується Дніпра, Дністра та Південного Бугу, то найбільша за рік частина стоку припадає на весняні та літні місяці.

Міжрічна мінливість стоку всіх чотирьох річок досягає значних величин і знаходиться в межах від 67 % до 152 % від середнього стоку [152].

Під впливом мінливості річкового стоку та гідродинамічних факторів, інтенсивність вертикальних та горизонтальних контрастів в ПнЗЧМ на порядок вища, ніж у відкритому морі. Найбільш суттєво зміни стоку проявляються в сезонних та міжрічних коливаннях солоності води.

Мінімум солоності води в поверхневому шарі обумовлений весняним максимумом річкового стоку. Формування галоклину, водночас з прогріванням верхнього шару води, обмежують вертикальне перемішування та сприяють горизонтальному розповсюдженню розпріснених вод.

Абсолютний максимум середнього квадратичного відхилення солоності води (6 ‰) спостерігається біля гирлового узмор'я Дунаю. На відстані 50 миль від морського краю дельти середнє квадратичне відхилення солоності води швидко зменшується до 0,4 ‰.

Перехід від прісної до морської води проходить нерівномірно, а з утворенням зон підвищених градієнтів солоності – гідрофронтів.

Відповідно до класифікації зон трансформації поверхневих вод узмор'я Дунаю [152], їх межі визначаються солоністю води:

- зона первинної трансформації річкових вод знаходиться між ізогалинами 3 та 10 ‰ (фронт первинної трансформації);
- зона вторинної трансформації знаходиться між ізогалинами 10 і 14 ‰ (фронт вторинної трансформації визначається по ізогалині в 14 ‰);
- зона повної трансформації річкових вод, за зовнішню межу якої приймається фронт повної трансформації – тобто ізогаліна 17 ‰.

Слід також відзначити, що ізогаліна 17 ‰ є критерієм визначення мілководної (прибережної) чорноморської водної маси. Характеристики мілководної чорноморської водної маси формуються під впливом мілководдя та річкового стоку.

Як показано в [129], об'єм мілководної чорноморської водної маси суттєво залежить від об'єму річкового стоку і, як наслідок, відчуває значні сезонні коливання. Мінімальний її об'єм — в лютому і максимальний — в липні відрізняються від середнього об'єму на 65 - 67 %.

В [117] (рис. 2.6) наведені середні багаторічні поля солоності води в поверхневому шарі для центральних місяців чотирьох гідрологічних сезонів (лютий, травень, серпень, листопад).

У зимовий період спостерігається максимальний солевміст вод поверхневого шару, що пов'язано із сезонним зменшенням стоку річок і інтенсифікацією процесів зимового конвективного та вітрового перемішування. Води з солоністю більше 17 ‰ у лютому заповнюють східну та південну частину ПнЗЧМ. Мінімальні значення солоності води (менш 15 ‰) спостерігаються поблизу пригирлової зони Дунаю та в зоні поширення вод Дніпровсько-Бузького стоку. Просторові градієнти солоності води складають 0,03 - 0,05 ‰ на милю.

У весняний період (в травні), в зв'язку з паводковим стоком річок, в поверхневому шарі формується фронтальна зона, межами якої є ізогалини 12 та 17 ‰. Мінімум солоності (менш 12 ‰) спостерігається на Дунайському гирловому узмор'ї і в Жебріянській бухті. Ізогаліна 17 ‰ зміщується на південний схід на 50 – 60 миль, у порівнянні з зимовим положенням. Води з солоністю більше 18 ‰ в поверхневому шарі спостерігаються лише в районі Каламітської затоки. Просторові градієнти солоності збільшуються і досягають 0,06 – 0,07 ‰ на милю.

Літній період характеризується подальшим поширенням хвилі опріснення на південний схід та згладжуванням поля солоності води поверхневого шару. В серпні солоність води в ПнЗЧМ скрізь менше 18 ‰. В пригирлової зони Дунаю та поблизу Дніпровсько – Бузького лиману мінімальні значення солоності складають 14 ‰. Просторові градієнти солоності в порівнянні з весняним сезоном зменшуються до 0,02 – 0,03 ‰ на милю.

В осінній сезон, у зв'язку з розвитком вертикальної конвекції вод і ерозією верхнього галоклину, солоність води в поверхневому шарі збільшується. Найбільш помітне збільшення солоності спостерігається в

східних областях, де галинна стійкість вод знижена в порівнянні з західними областями.

Підвищенню солоності води поверхневого шару сприяють також часто повторювані північно-східні вітри, які спричиняють умови для розвитку апвелінгу і підйому більш солоної води до поверхні. В західних областях, де сток річок обумовлює підвищену галоклинну стійкість, значні відмінності від літнього сезону не спостерігаються. Мінімальні значення (менш 14 ‰) зберігаються в пригирловій зоні Дунаю. Ізогалина 17 ‰ зміщується до західного узбережжя на 20 – 40 миль у порівнянні з літнім сезоном. Просторові градієнти солоності води складають 0,02 – 0,03 ‰ на милю.

Міжрічні коливання солоності води поверхневого шару можна характеризувати мінливістю положення межі розповсюдження мілководної чорноморської водної маси. В [153] наведені розраховані за багаторічний період (1973 – 2003 рр.) середні границі шельфових вод (рис. 5.1) та їх середні квадратичні відхилення для всіх гідрологічних сезонів. Найменше поверхневе розповсюдження шельфові води мають в зимовий сезон – в середньому 25 – 40 миль від західного узбережжя. Середнє квадратичне відхилення теж мінімальне і складає ± 23 миль.

Найбільше поширення шельфові води мають в літні місяці року, на завершальній стадії перерозподілу вод весняного паводку. Воно досягає 80 – 100 миль від західного узбережжя. Середнє квадратичне відхилення складає ± 26 миль.

У весняні та осінні місяці положення межі шельфових вод знаходиться в проміжному стані між зимовим та літнім. Весною шельфові води розповсюджуються на 55 – 80 миль, а осінню – на 40 – 60 миль від берега. Середні квадратичні відхилення досягають в осінні та весняні місяці $\pm 26,7$ миль та $\pm 24,6$ миль, відповідно.

Таким чином, сезонні та міжрічні коливання межі шельфової водної маси є хорошим індикатором як антропогенного навантаження, так і

кліматичних змін в ПнЗЧМ. Підтвердженням цього може бути наведена в [154] залежність між площею, займаною шельфовою водною масою та сумарною площею з наявністю гіпоксії вод під пікноклином.

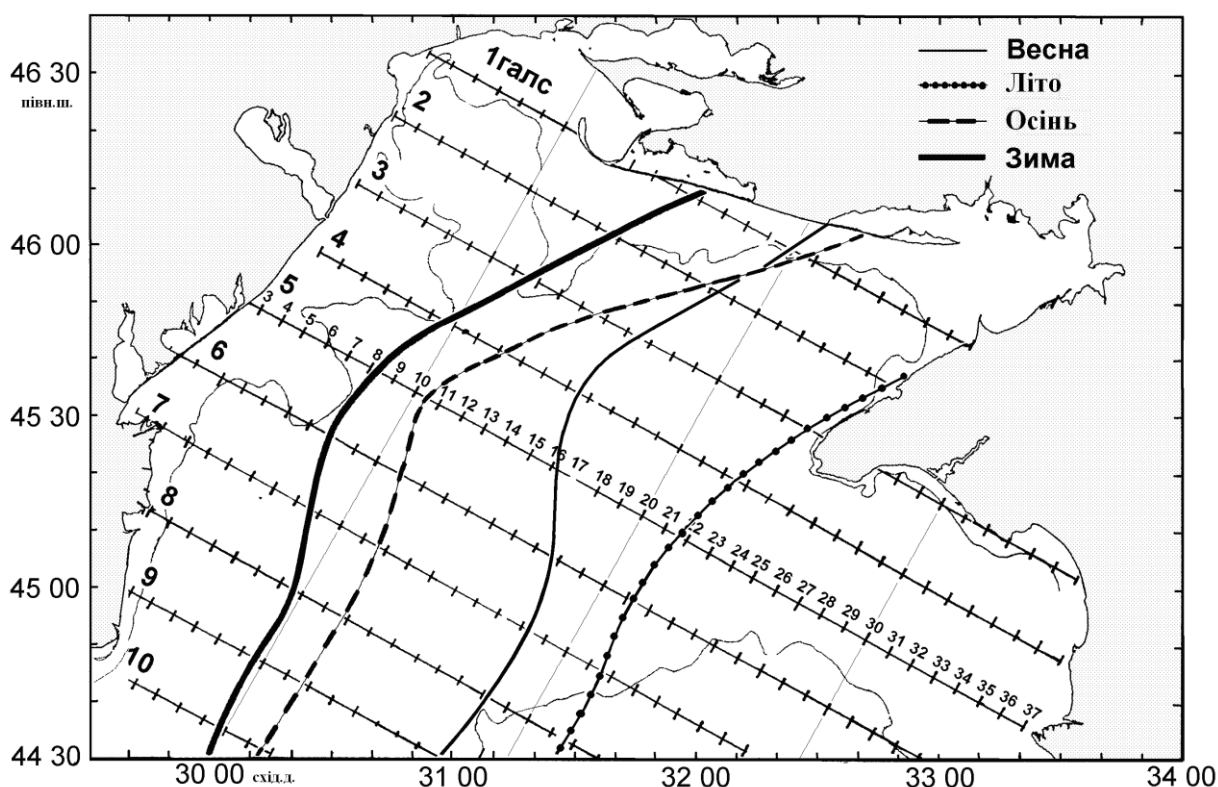


Рисунок 5.1 – Положення середніх сезонних границь розповсюдження мілководної чорноморської водної маси на північно-західному шельфі Чорного моря. Осереднення за зйомками, виконаними у 1973-2003 рр. [153]

Для вирішення задачі прогнозування впливу кліматичних змін водних ресурсів чотирьох головних річок водозбірного басейну північно-західної частини Чорного моря на її гідрологічний і гідрохімічний режими були використані розрахунки витрат річок Дунай, Дністер, Дніпро та Південий Буг за сценаріями GFDL (модель лабораторії геофізичної гідродинаміки США), докладно описані у розділі 1.

За допомогою тривимірної прогностичної гідротермодинамічної моделі, детальний опис якої наведений у розділі 2, були виконані розрахунки

мінливості просторового розподілу температури та солоності води на акваторії ПнЗЧМ в період з 1 березня по 31 вересня при витратах води вказаних річок, які відповідають кліматичним умовам сучасного десятиріччя (2000-2010 рр.), а також прогнозованим на десятиріччя 2030-2040 рр. і 2070-2080 рр. Метеорологічні умови при розрахунках не змінювались і задавались аналогічними умовам 2006 р.

Оскільки, як вже було сказано, головним індикатором впливу кліматичних змін річкового стоку на гідрологічний режим акваторії ПнЗЧМ є просторово-часова мінливість солоності її вод, то до аналізу залучались середньомісячні поля просторового розподілу солоності, отриманні шляхом часового осереднення, у межах місяця, поточних результатів модельних розрахунків з дискретністю в 1 добу.

Для кількісної оцінки кліматичних змін у просторовому розподілі солоності вод на акваторії ПнЗЧМ, які прогнозуються на десятиріччя 2030-2040 рр. і 2070-2080 рр., використовувався відносний показник:

$$\eta_{i,j} = (S_{i,j}^{\Pi} / S_{i,j}^C - 1) \cdot 100\%, \quad (6.1)$$

де $\eta_{i,j}$ – зміна значення солоності води у відсотках у вузлі (i, j) розрахункової сітки;

$S_{i,j}^{\Pi}$ – значення солоності води у вузлі (i, j) розрахункової сітки при кліматичних змінах річкового стоку, що спрогнозовані на десятиріччя 2030-2040 рр. і 2070-2080 рр.;

$S_{i,j}^C$ – значення солоності води у вузлі (i, j) розрахункової сітки при сучасних витратах річок (десятиріччя 2000-2010 рр.).

Природно, що в умовах суттєвого зменшення стоку річок в північно-західну частину Чорного моря, слід очікувати підвищення солоності води.

Дійсно, розрахунки свідчать (рис. 5.2-5.3), що в період 2030 – 2040 рр. та 2070 – 2080 рр. буде відбуватися підвищення солоності води в поверхневому шарі у порівнянні з сучасним періодом 2000-2010 рр.

За кліматичних умов періоду 2030 – 2040 рр. у весняний гідрологічний сезон (квітень-червень) збільшення значень солоності в пригирловій області річки Дунай та на виході з Дніпровсько-Бузького лиману досягає 10 – 15 %, а на виході з Дністровського лиману – не перевищує 5 %. Зони підвищення солоності вод більш ніж на 5 % простягаються на 50 – 75 км від гирла р.Дунай і Кінбурнської протоки.

В літній гідрологічний сезон (липень-вересень), внаслідок сезонного зменшення витрат річок, значення показника підвищення солоності вод зменшуються у пригирловій області р.Дунай та на виході Кінбурнської протоки до 7-8 %. Зменшується і площа зон, де підвищення солоності перевищує 5 %. Їх границі наближаються до гирлових областей на відстань 25 - 50 км. Границя зони підвищення солоності на 3 % знаходиться на відстані біля 100 км від гирла р.Дунай, 25 км – від Царьградського гирла і 25 – 50 км – від Кінбурнської протоки. На решті акваторії зміни солоності незначні.

За кліматичних умов періоду 2030 – 2040 рр. у весняний гідрологічний сезон збільшення значень солоності в пригирловій області річки Дунай та на виході з Дніпровсько-Бузького лиману досягає 20 – 25 %. Підвищення солоності більш ніж на 5 % відбувається уздовж всього західного і північного узбережжя ПнЗЧМ та Тендровської коси і охоплює зону моря, границі якої віддаленні від берегів на 25 – 100 км. Причому підвищення солоності всередині цієї зони значно більше, ніж в 2030 – 2040 роках.

В літній гідрологічний сезон практично вся розрахункова область охоплена підвищенням солоності більш ніж на 3 %, а поблизу гирлової області р.Дунай та виходу з Дніпровсько-Бузького лиману – на 10 -15 %. Підвищення солоності перевищує 5 % на участках акваторії, які прилягають до Тендровської коси, східного та північного узбережжя акваторії ПнЗЧМ, окрім Одеського району.

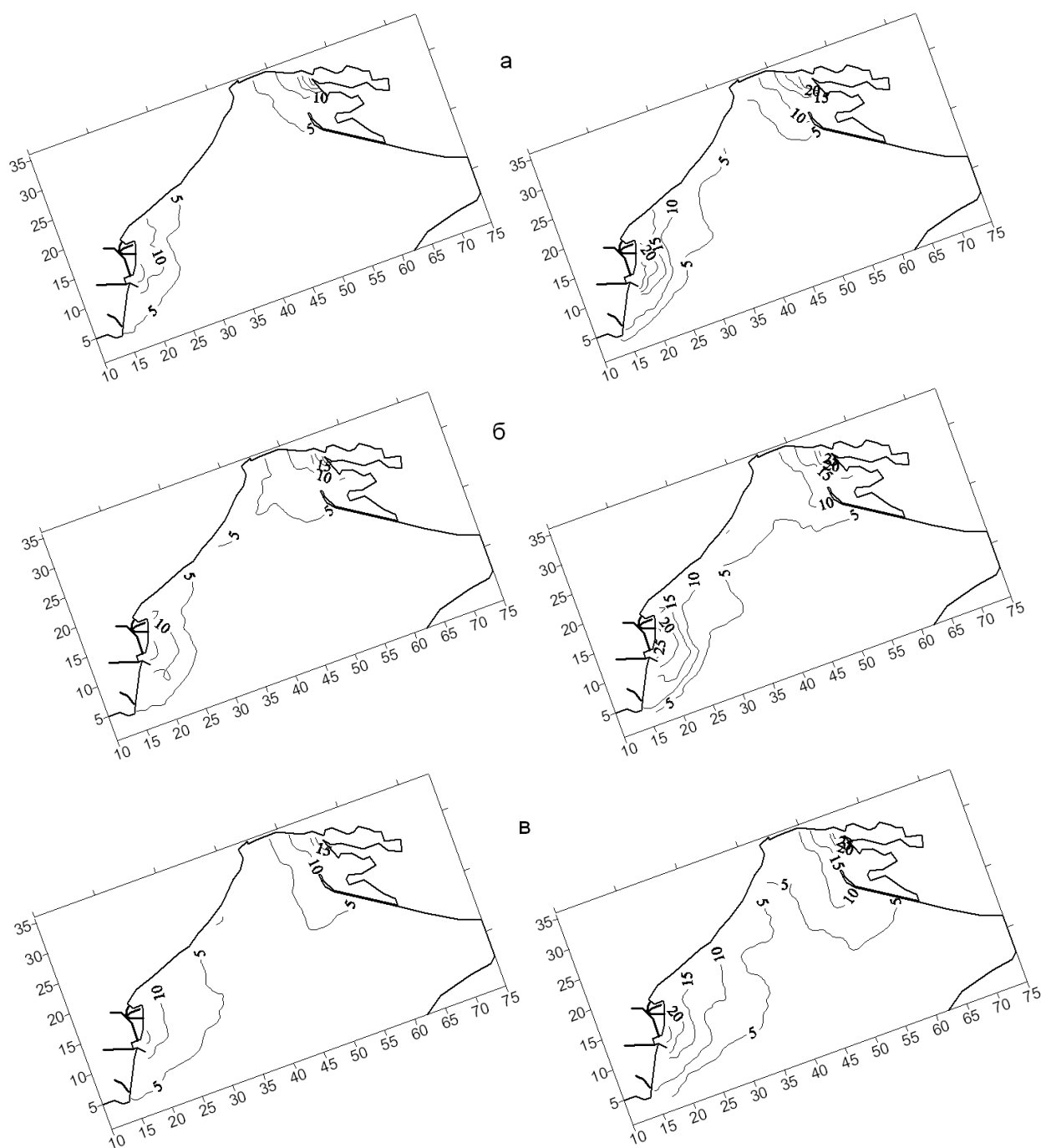


Рисунок 5.2 – Відносне збільшення (у %) середньомісячної солоності води поверхневого шару північно-західній частині Чорного моря (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст. згідно результатам моделювання

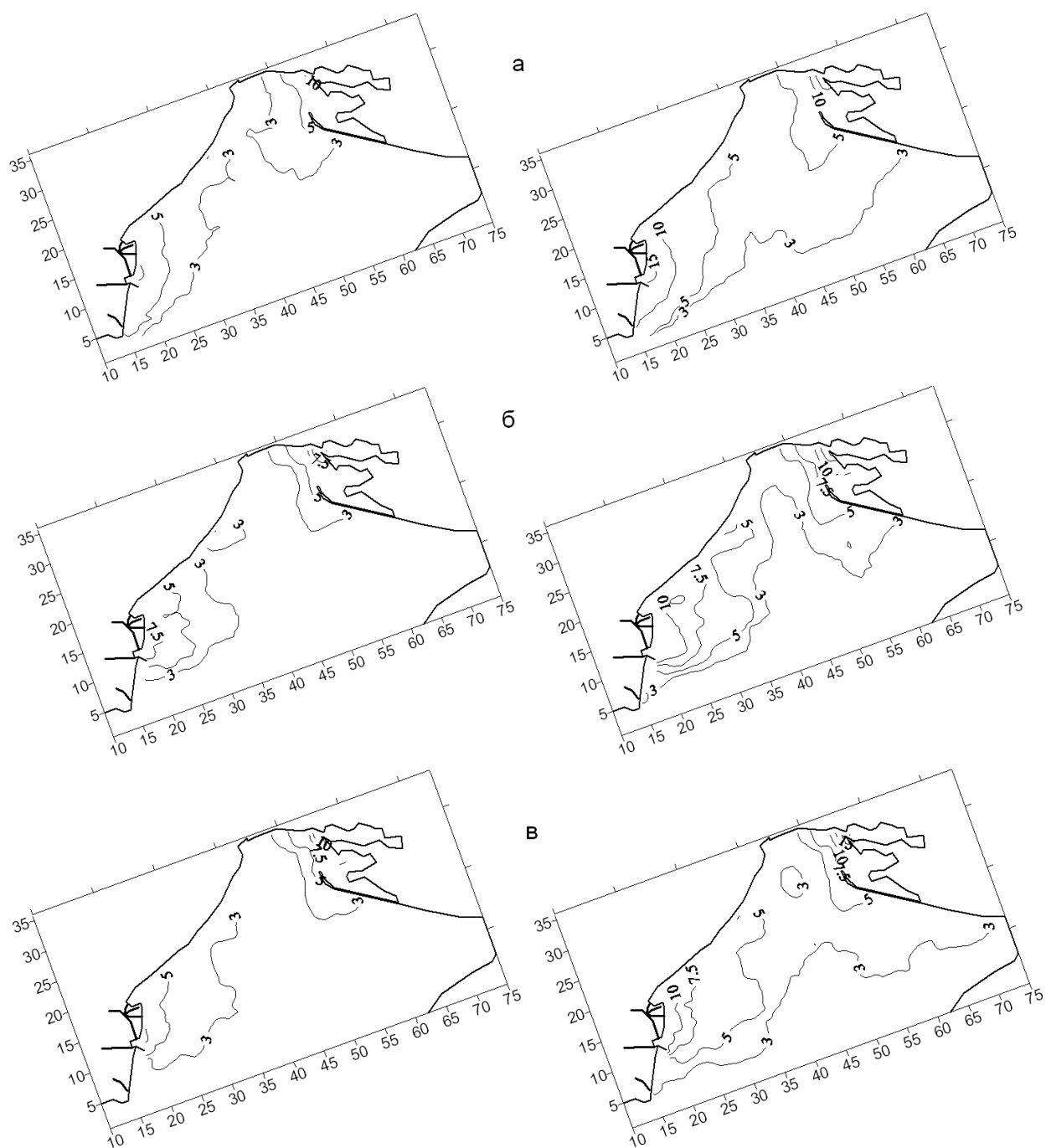


Рисунок 5.3 – Відносне збільшення (у %) середньомісячної солоності води поверхневого шару північно-західної частині Чорного моря (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст. згідно результатам моделювання

Еволюція поля солоності води в умовах зміни стоку річок залежить також від циркуляції води. Внаслідок мілководності північно-західної частини Чорного моря рух води пов'язаний в основному з вітровим режимом.

Представляє інтерес проаналізувати зміни солоності води на поверхні та на глибині, які слід очікувати в період 2030 - 2040 та 2070 – 2080 років XXI століття при домінуванні сильних вітрів різних напрямків.

Найбільш суттєві зміни солоності очікуються в період повені, оскільки саме в цей час солоність вод прибережної зони моря визначається об'ємами стоку основних річок (Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Дунаю). Просторовий розподіл солоності залежить від розповсюдження прісної річкової води та її змішування з морською під впливом вітру та градієнтно-вітрових течій. Для врахування впливу вітрових умов були розраховані просторові картини змін солоності, які очікуються в майбутньому, при різних напрямках переважаючих вітрів. Змодельовано ситуації, коли домінував сильний вітер зі швидкістю 6-11 м/с північно-східного (ПС), північно-західного (ПЗ), західного (З), південно-західного (ПдЗ) та південно-східного напрямків (ПдС). Такі синоптичні ситуації припадають як на період повені, так і межені.

На рис. 5.4а,ж наведено відносне збільшення солоності, що очікується в 2030 – 2040 роки при ПЗ вітрі під час повені (а) та меженя (ж). Збільшення солоності води на поверхні під час повені охоплює більшу частину розрахункової області, за виключенням центрального району та Каркінітської затоки. Максимальні значення досягатимуть 10 % в Придунайському районі та 20 % біля виходу з Дніпровсько-Бузької затоки. Під час меженя відносне збільшення солоності декілька менше. Максимальні значення в Придунайському та Придніпровсько-Бузькому районах складатимуть 8 та 10 %, відповідно. В той же час, на відміну від повені, збільшенням солоності, хоча і незначним, охоплюється вся акваторія.

При ПС вітрі під час повені (рис. 5.4б) максимальне відносне збільшення солоності, що прогнозується на десятиріччя 2030 – 2040 рр.,

відбувається поблизу Кінбурнського проливу і досягатиме 20 %, а в Придунайському районі – лише 10 %. На решті акваторії, за виключенням Каркінитської затоки, збільшення солоності досягатиме 1 - 2%. Під час меження при ПС вітрі (рис. 5.4е) зона збільшення солоності розповсюджується на всю акваторію, хоча максимальні значення в пригирлових районах досягатимуть всього 8 - 10 %.

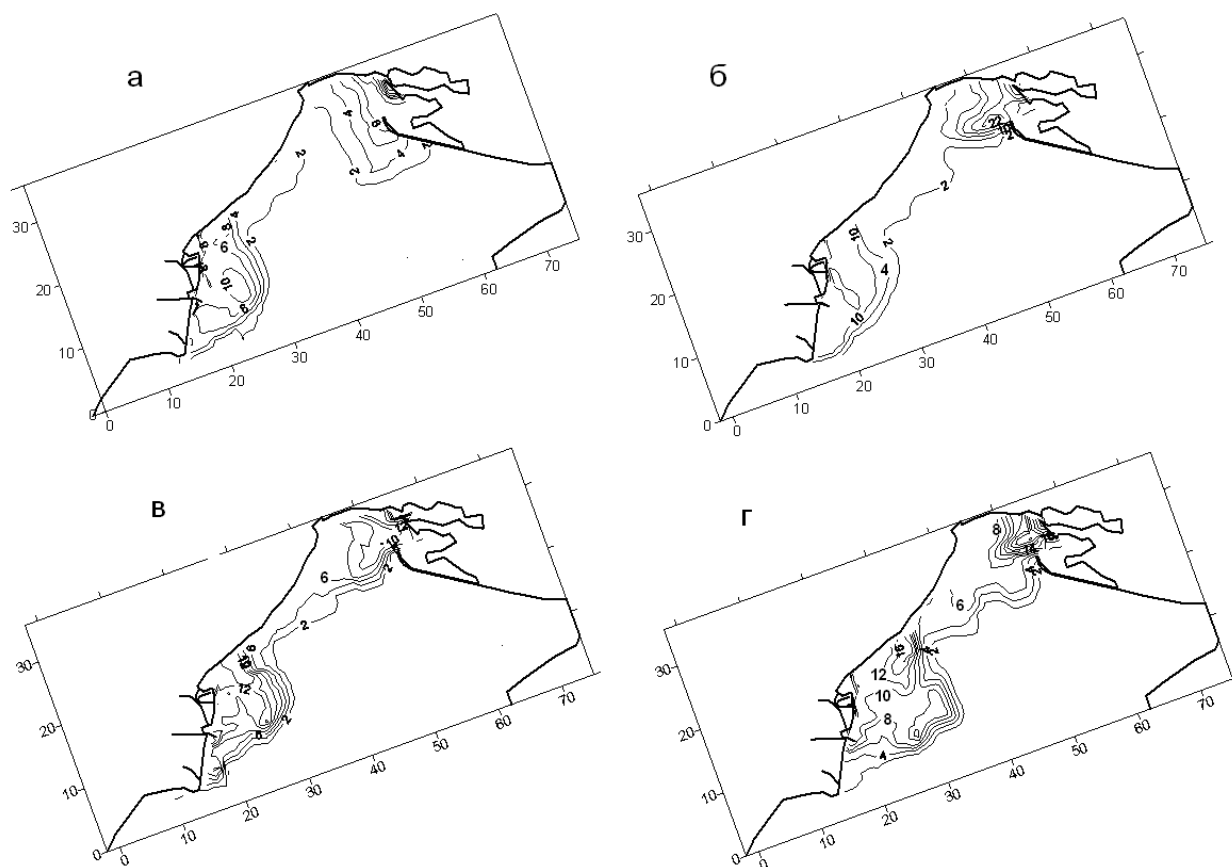


Рисунок 5.4 – Відносне збільшення солоності (%) на поверхні води в північно-західній частині Чорного моря під час повені (за: а- ПЗ; б- ПС; в- З; г – ПдЗ вітрами) та межені (за: д - ПдС; е – ПС; ж – ПЗ; з – С вітрами) при витратах річок, що очікуються в 30-40 роки ХХІ ст., згідно результатам моделювання

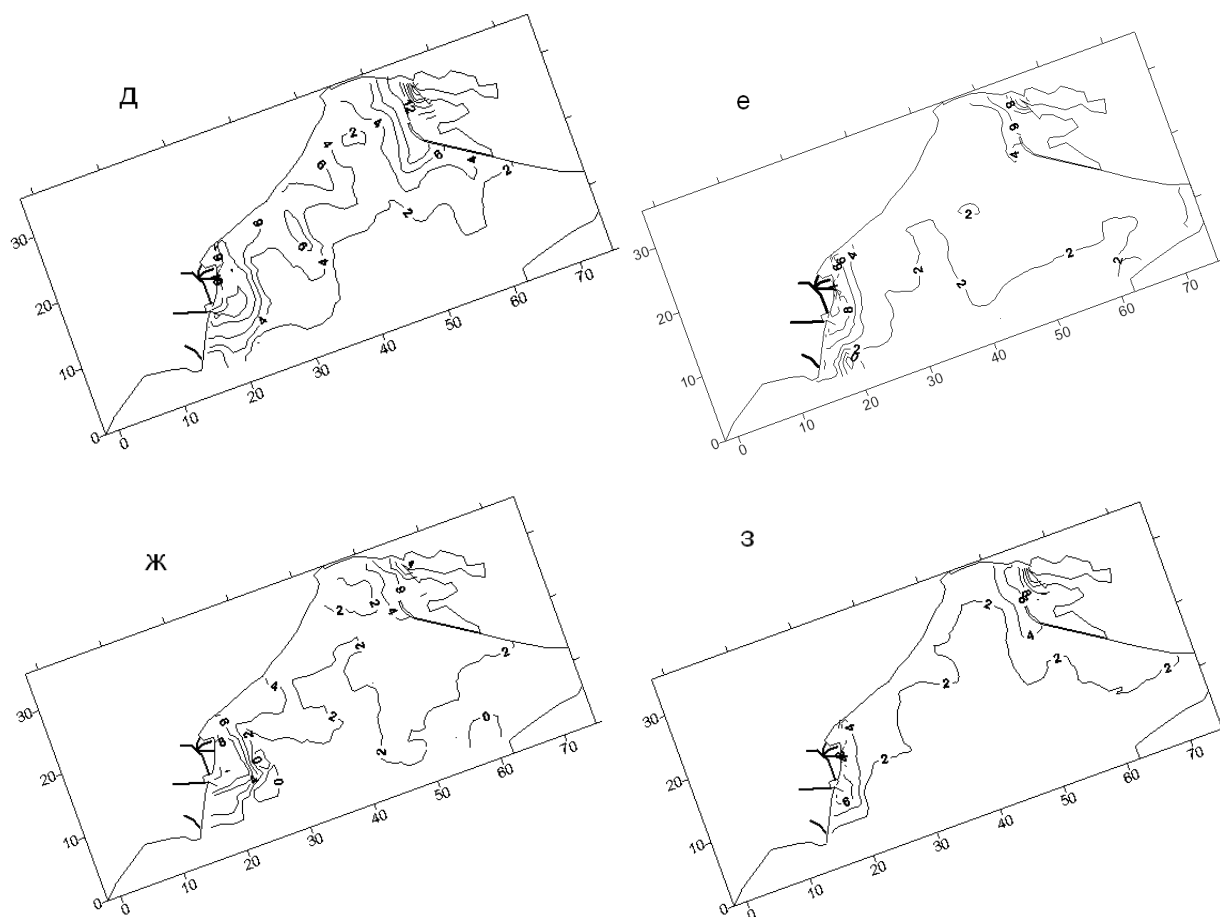


Рисунок 5.4 – Продовження

Під час повені за умов 2030 – 2040 рр., при З (рис. 5.4в) та ПдЗ (рис. 5.4г) вітрах, внаслідок антициклонічного характеру циркуляції вод, смуга моря, яка охоплена збільшенням солоності води, розповсюджується від пригирлового району Дунаю до Дніпровсько-Бузької затоки та значно розширюється. Ширина її досягає 30 миль від берега при З вітрі та збільшується до 40 миль при ПдЗ вітрі. Збільшення солоності води усередині цієї смуги досягатиме 12 - 16 %.

Під час межня за умов 2030 – 2040 рр., при ПдС вітрі (рис. 5.4д), збільшення солоності води на поверхні відбувається практично на всій акваторії розрахункової області. В середньому воно досягатиме 2 - 6 %, а поблизу Дніпровсько-Бузької затоки та пригирлового району Дунаю – 18-20 % та 8 - 10 % відповідно.

При С вітрі (рис. 5.4з) під час меження відносно збільшення солоності води в 2030 – 2040 рр. очікується на рівні 1 – 2 %, а поблизу гирлових районів до 6 - 8 %.

Оскільки розпріснення морської води річною відбувається не лише за рахунок горизонтальної адвекції і дифузії, але й за рахунок вертикального перемішування, то цікавими є зміни солоності, що можуть спостерігатися в на верхній та нижній межах сезонного шару стрибка густини, які знаходяться на глибинах 10 і 20 м.

Отже, з огляду на це, розраховані просторові поля відносних змін солоності води, що прогнозуються на десятиріччя 2030- 2040 рр. на глибині 10 м. (рис. 5.5). Слід зазначити, що у період межені вони, як і на поверхні, майже не суттєві.

На глибині 10 м, за умов 2030-2040 рр., під час повені при ПЗ вітрі (рис. 5.5а) збільшення солоності води очікується лише в пригирлових районах: поблизу Дунаю воно досягатиме 12 %, що є таким, як на поверхні, а біля Дніпровсько-Бузької затоки – лише 6 %, що значно менше, ніж на поверхні. На решті акваторії збільшення солоності води є незначним. Під час меження при ПЗ вітрі (рис. 5.5ж) збільшення солоності поблизу гирлових районів досягатиме всього 2 - 4 %.

При ПС вітрі на глибині 10 м під час повені (рис. 5.5б) збільшення солоності очікується в смузі моря, яка практично співпадає зі смугою на поверхні, але максимальні значення декілька нижче, ніж на поверхні і досягатимуть 8 – 10 %. Під час межені (рис. 5.5е) при ПС вітрі на глибині 10 м збільшення солоності води на більшій частині акваторії не перевищує 2 %, а поблизу гирла Дунаю досягатиме 4 - 6 %.

При З (рис. 5.5в) та ПдЗ (рис. 5.5г) вітрах, під час повені за умов 2030 – 2040 рр., конфігурація ізоліній, що відображають збільшення солоності води на глибині 10 м практично співпадає з розподілом їх на поверхні. Але збільшення солоності декілька нижче: при З вітрі максимальні значення досягатимуть 8 – 10 %, а при ПдЗ – 6 – 8 %

Під час меження при ПдС вітрі (рис. 5.5д) збільшення солоності води на глибині 10 м співпадає зі збільшенням на поверхні. При С (рис. 5.5з) вітрі збільшення солоності очікується лише в гирлових районах та складатиме 2 – 4 %.

Збільшення солоності води на поверхні та на глибині 10 та 20 м, що очікується під час повені за умов 2070 – 2080 рр. ХХІ століття, оцінені при ПЗ та ПС вітрах, що обумовлюють циклонічний характер циркуляції вод, та при З і ПдЗ вітрах, при яких спостерігається антициклонічний тип циркуляції вод.

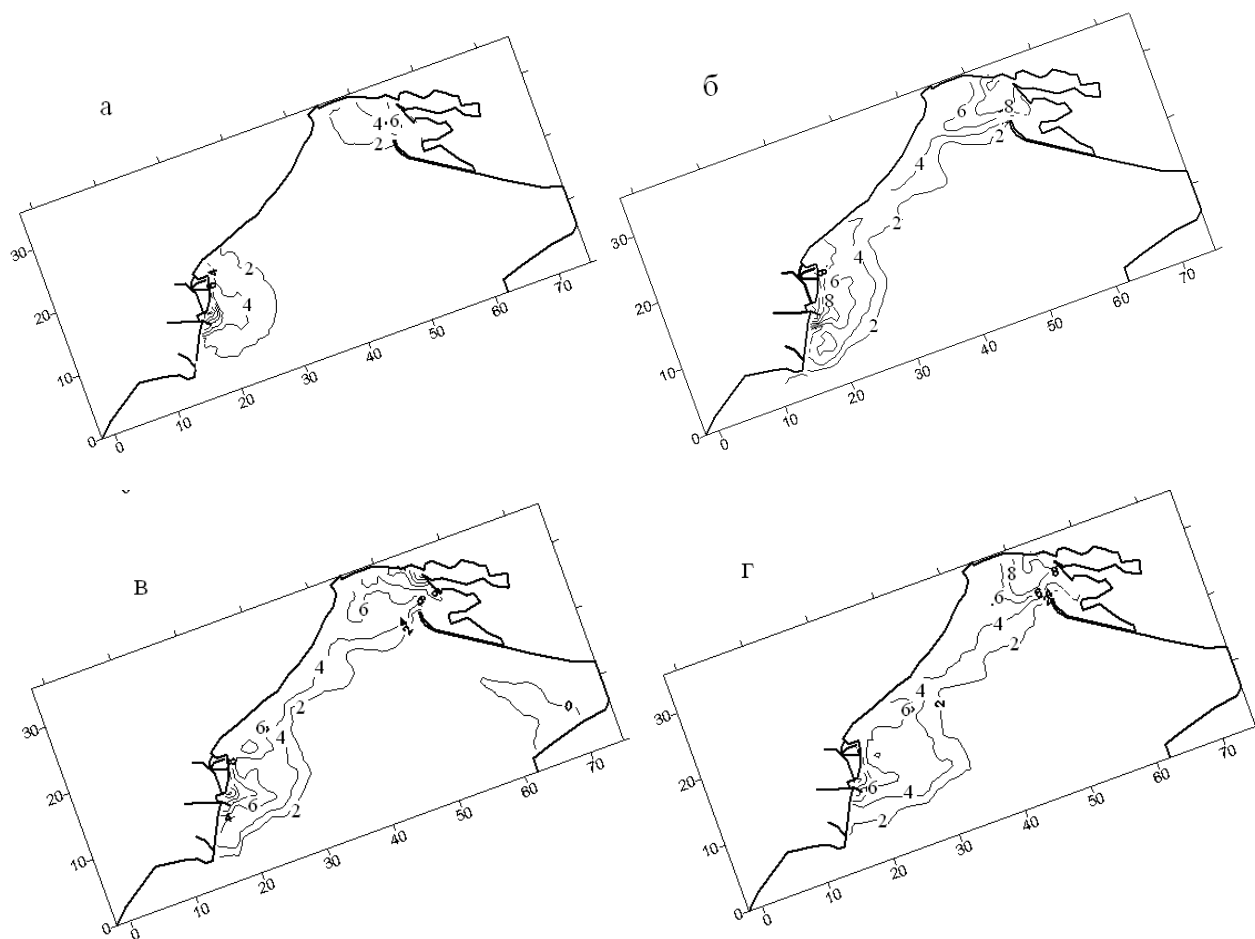


Рисунок 5.5 – Відносне збільшення (у %) солоності на глибині 10 м в північно-західній частині Чорного моря під час повені (за а- ПЗ; б- ПС; в- З; г – ПдЗ вітрами) при витратах річок, що очікуються в 70-80 роки ХХІ ст. згідно результатам моделювання

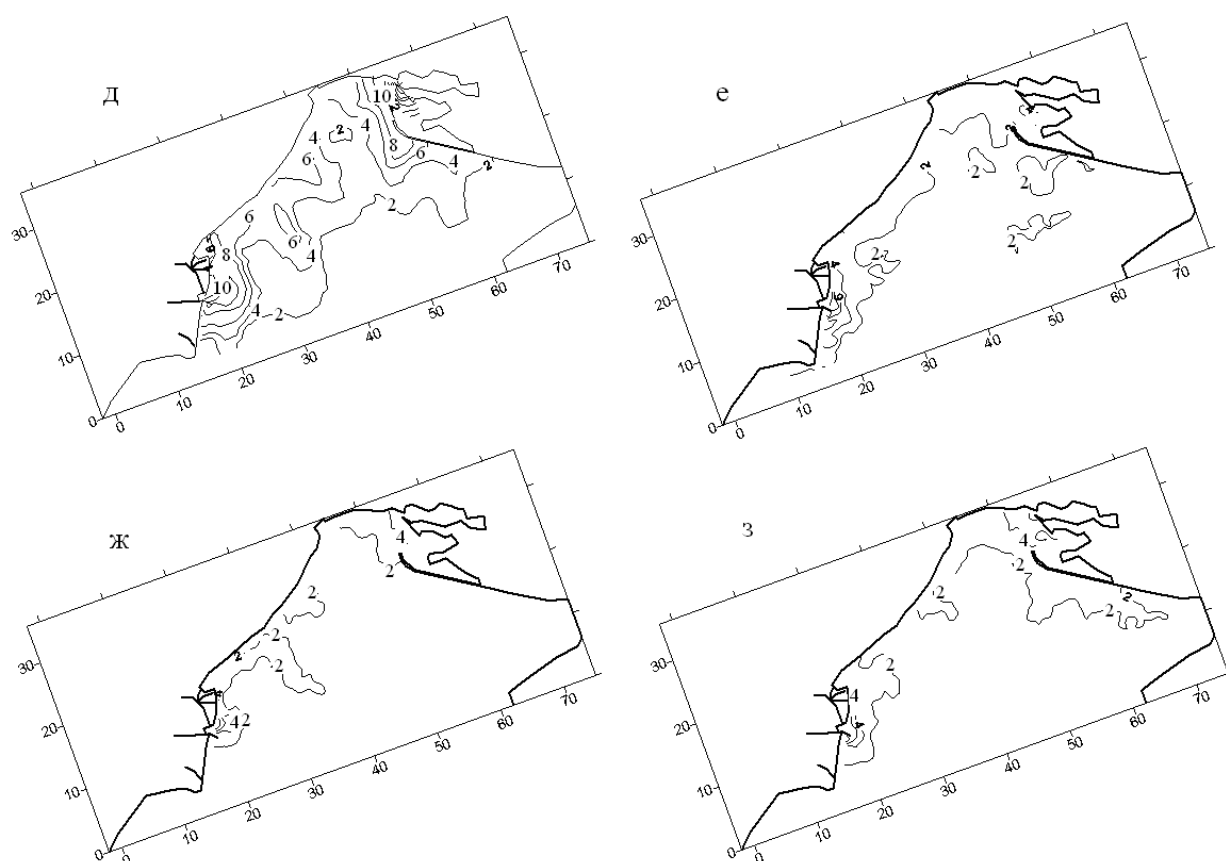


Рисунок 5.5 – Продовження

Характерною рисою побудованих карт є те, що за умов 2070 – 2080 рр. очікується суттєве відносне збільшення солоності води на поверхні в порівнянні з аналогічними картами для десятиріччя 2030 – 2040 рр.

При ПЗ вітрі (рис. 5.6а) найбільші значення поблизу гирлових районів досягатимуть 15 – 20 %, а при ПС вітрі (рис. 5.6б) – 30 – 40 %. В центральному районі та Каркінитській затоці збільшення солоності не відбувається. При З та ПдЗ вітрах (рис. 5.6в,г) зона збільшення солоності води на поверхні в десятиріччя 2070–2080 рр. розповсюджується практично на всю акваторію ПнЗЧМ (за виключенням Каркінитської затоки). Максимальні значення усередині зони досягатимуть 25 – 35 %.

На глибині 10 м під час повені за умов 2070 – 2080 рр. максимальні збільшення солоності очікуються при ПС (рис. 5.7б) та З (рис. 5.7в) вітрах і

досягатимуть 10 – 20 %. При ПЗ (рис. 5.7а) та ПдЗ (рис. 5.7г) вітрах збільшення солоності води досягатиме лише 5 – 10 %.

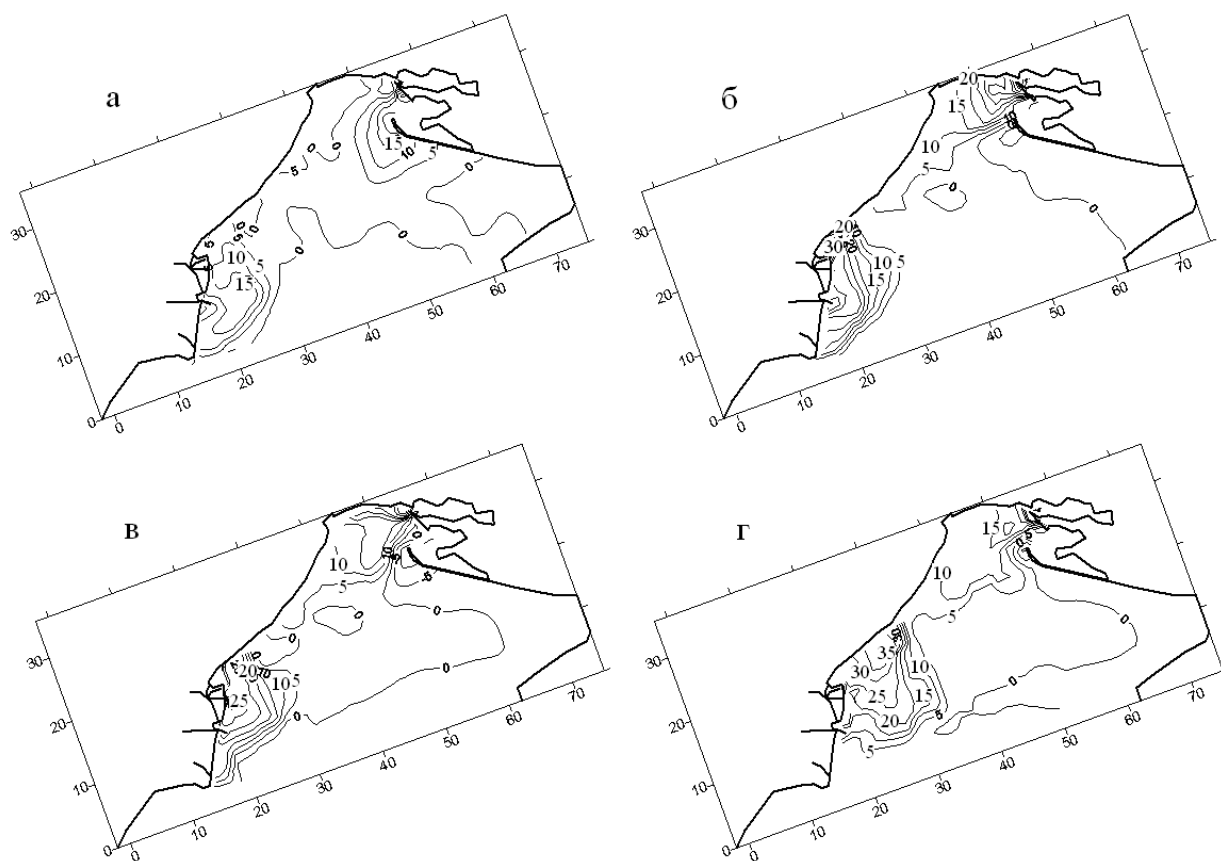


Рисунок 5.6 – Відносне збільшення (у %) солоності поверхневого шару води в північно-західній частині Чорного моря під час повені (за: а- ПЗ; б- ПС; в- З; г – ПдЗ вітрами) при витратах річок, що очікуються в 70-80 роки ХХІ ст. згідно з результатами моделювання

Зміни солоності відбудуться і в більш глибоко розташованих шарах морської води. Це може бути спричинено вертикальною турбулентною дифузією солей внаслідок густинного та конвективного перемішування. Відносне збільшення солоності води на глибині 20 м (рис. 5.8а-в) під час повені в

період 2070 – 2080 рр. при різних вітрах досягатиме на більшій частині акваторії в середньому 2 - 4%, а поблизу гирлових районів – 6-12 %. Але в деяких випадках (наприклад, рис. 5.8б), навпроти, при сильних вітрах можливе деяке зменшення солоності вод на глибині за рахунок інтенсифікації вертикального турбулентного перемішування при послабленні сезонного пікнокліну внаслідок зменшення річкового стоку.

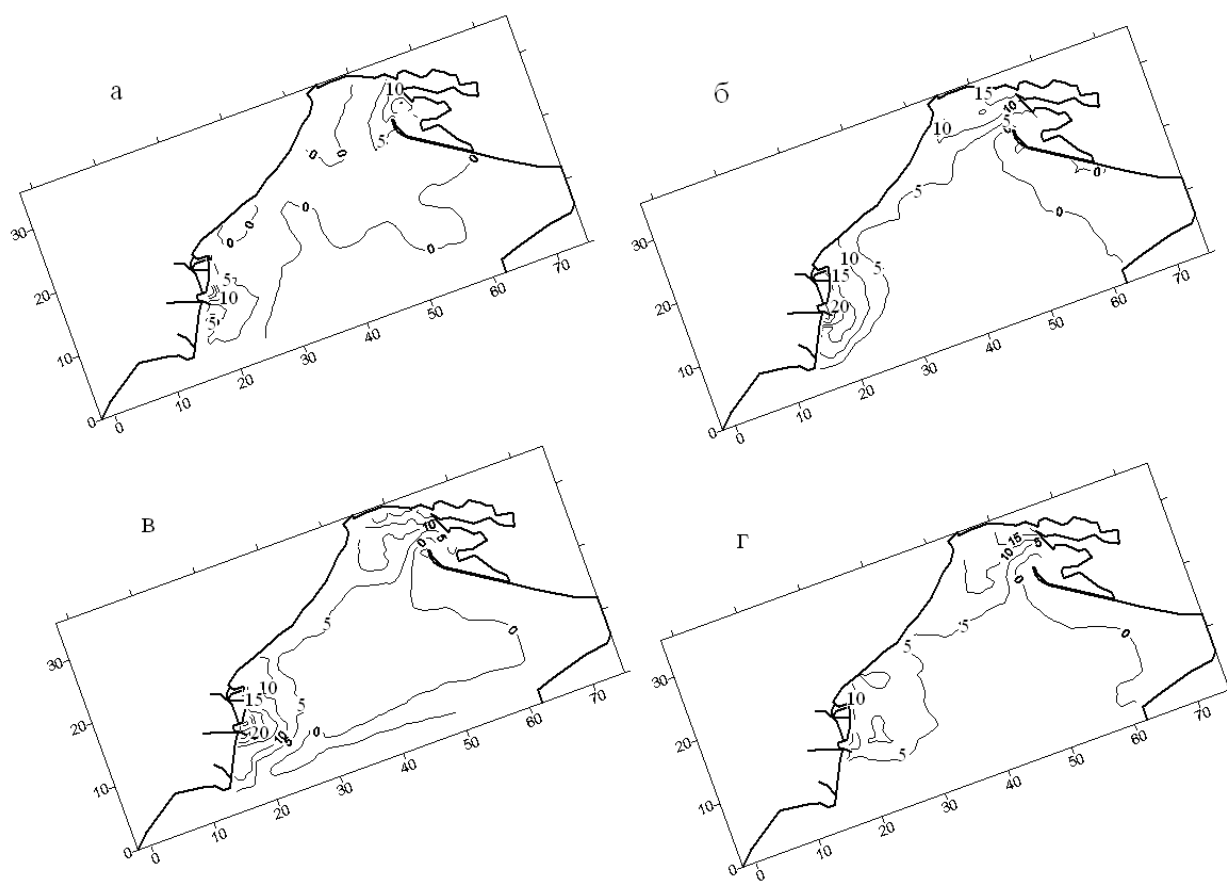


Рисунок 5.7 – Відносне збільшення (у %) солоності води на глибині 10 м в північно-західній частині Чорного моря під час повені (за: а- ПЗ; б- ПС; в- З; г – ПдЗ вітрами) при витратах річок, що очікуються в 70-80 роки ХХІ ст. згідно з результатами моделювання

Узагальнюючи наведені вище результати відзначимо, що, в період межені, підвищення солоності води поверхневого шару у пригирлових ділянках акваторії ПнЗЧМ очікується на рівні 10 % - за умов десятиріччя 2030-2040 рр. у порівнянні з сучасним станом (2000-2010 р.), та до 15 % - за умов 2070-2080 рр. Підчас повені відносні зміни стають набагато суттєвішими і сягають 20 % – за умов 2030-2040 рр. та 40% – за умов 2070-2080 рр.

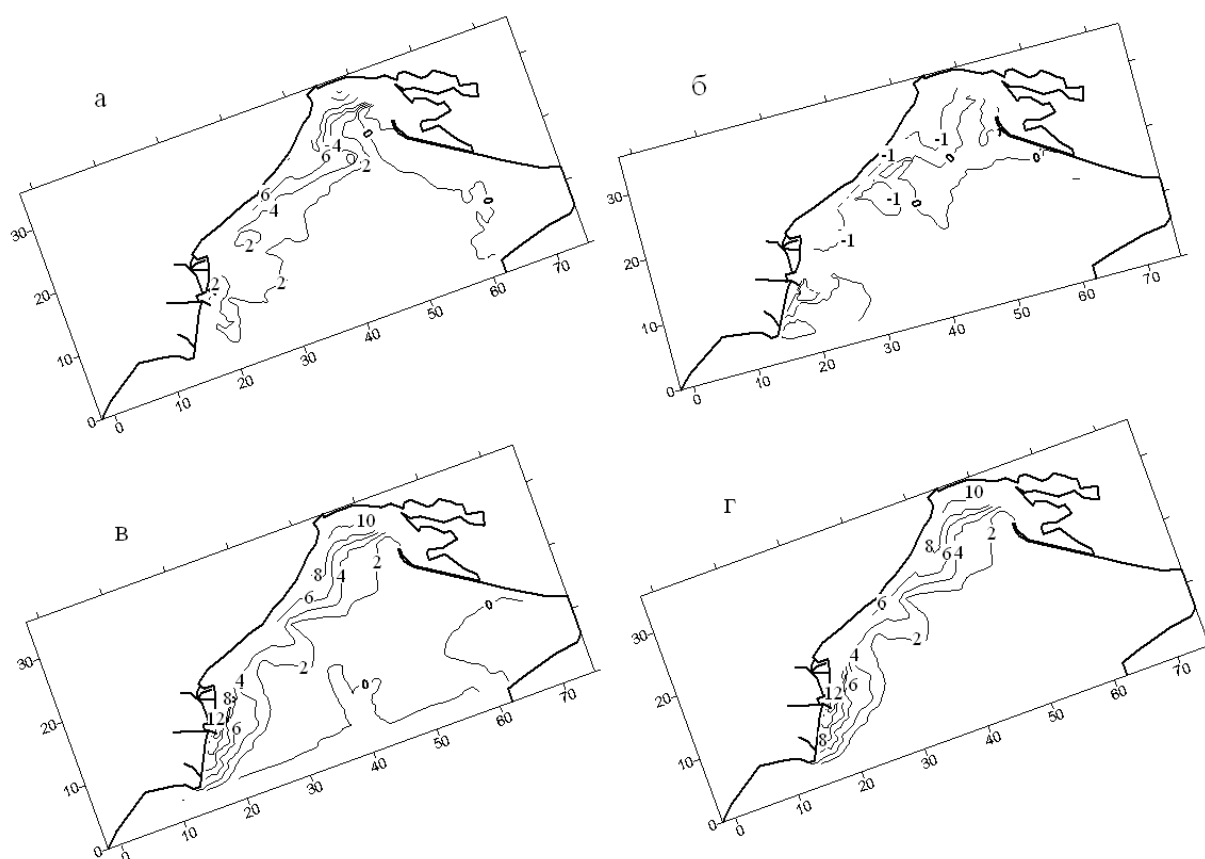


Рисунок 5.8 - Відносне збільшення (у %) солоності на глибині 20 м в північно-західній частині Чорного моря під час повені (за: а- ПЗ; б- ПС; в- З; г – ПдЗ вітрами) при витратах річок, що очікуються в 70-80 роки ХХІ ст. згідно з результатами моделювання

6 ОЦІНКИ МОЖЛИВИХ ЗМІН ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОХІМІЧНОЇ СТРУКТУРИ ВОД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ У ВЕСНЯНО - ЛІТНІЙ ПЕРІОД РОКУ, ВИКЛИКАНИХ МІНЛИВІСТЮ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ

6.1 Вплив коливань річкового стоку на гіdroхімічний режим північно-західної частини Чорного моря за архівними даними

Північно-західна частина Чорного моря (ПнЗЧМ) є найбільшою за площею шельфовою зоною Чорного моря. Сюди надходить майже 80 % загального річкового стоку Чорного моря [129]. Збіг таких факторів, як мілководість та потужний річковий стік суттєво позначається на гіdroхімічному режимі ПнЗЧМ, який значною мірою формується під впливом річкового стоку.

Міжрічна нерівномірність річкового стоку впливає на формування режиму біогенних елементів в ПнЗЧМ. Загальний стік річок Дунай, Дністер, Дніпро та Південний Буг за період 1931-2001 рр. складає в середньому 260,5 км³, але межі коливань становлять 174,2-403,4 км³ (1990 р. та 1970 р. відповідно). Тобто розбіг екстремальних значень стоку становить 2,3 рази.

Сезонна нерівномірність стоку у поєднанні з біологічними чинниками (спалахи вегетації та відмирання планктону) також вносить суттєвий вклад у нерівномірність розподілу концентрацій біогенних речовин, та співвідношень їх мінеральних і органічних форм у просторі та у часі.

Вплив річкового стоку на гіdroхімічний режим північно-західної частини Чорного моря регулюється низкою природних факторів, серед яких:

- наявність лиманів (річки Дніпро, П. Буг, Дністер) – своєрідної перехідної зони між річкою та морем, де затримується та

трансформується велика кількість біогенних речовин, завислих мінеральних і органічних субстанцій;

- існування біогеохімічних бар'єрів (маргінальних фільтрів) – природних механізмів осадження розчинених і завислих речовин в зоні взаємодії річної та морської води;
- наявність основної циркуляції морських вод в ПнЗЧМ, яка утягує трансформовані річкові води в певному напрямку;
- ініційовані вітром гідрологічні явища, притаманні цьому району моря;
- біологічні процеси.

Для розуміння багаторічної динаміки впливу біогенного стоку річок ПнЗЧМ слід зазначити, що протягом ХХ століття відбулися значні події, які докорінно вплинули на формування біогенного стоку великих річок, що впадають в північно-західну частину Чорного моря. По-перше, це зарегулювання стоку через будівництво великих гідротехнічних споруд (гребель). Це призвело до зменшення стоку через випаровування та господарський відбір води, а також до його перерозподілу. Також уповільнився рух води у виниклих водосховищах, де завислі речовини стали осаджуватись. Це в свою чергу призвело до збільшення прозорості води та інтенсивного розвитку фітопланктону, утилізації мінеральних сполук і продукуванню органічних. Таким чином змінилися кількості та співвідношення мінеральних і органічних сполук біогенних елементів. Іншою визначною подією минулого століття стало масове застосування мінеральних добрив в світі (відбулась так звана «зелена революція»), в тому числі і на водозбірних територіях басейну ПнЗЧМ. Через це в річкові води з водозбірних басейнів стали надходити значні кількості азоту, фосфору й органічних речовин, та їх концентрації в річковій воді різко зросли.

Таким чином, під впливом антропогенної діяльності річковий водний, твердий та біогенний стоки в північно-західну частину Чорного моря були суттєво змінені, і на даний історичний момент значно відрізняються від їх природного стану.

6.1.1 Ранжирування величин річкового стоку

Задля виявлення впливу коливань стоку річок ПЗЧМ на гідрохімічний режим моря необхідно проаналізувати показники стоку окремих річок та загального стоку. Були зібрані дані про середньорічні водні стоки чотирьох найбільших річок північно-західного Причорномор'я: Дунай, Дністер, Дніпро та Південний Буг. Для цього були використані дані, зібрані з різних джерел, в тому числі літературні [152-167], дані Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії, та дані Гідрометслужби Республіки Молдова.

Найбільший масив даних отримано щодо стоку річки Дніпро (1818-2001 рр.). Дані про стік Дунаю стосуються 1921-2010 рр., Дністра – 1931-2010 рр. Для визначення критерію водності (маловодний, середньоводний та багатоводний) була проведена статистична оцінка величин стоку (табл. 6.1). Оскільки не існує чітких критеріїв виділення водності річок ми виділили середню половину масиву даних по стоку (між 25 % та 75 % забезпеченості), як середньоводну. Величини, що розташовані вище та нижче крайніх значень цього ряду, відповідно віднесли до багатоводних та маловодних

На рис. 6.1 - 6.4 наведені криві розподілу величин стоку річок Дунай, Дніпро та Дністер, а також загального стоку в ПЗЧМ з відповідним виділенням рангів водності. Дунай поставляє майже 75 % всього водного стоку, але форма кривої розподілу загального стоку дещо відрізняється від кривої розподілу стоку Дунаю.

На рис. 6.5 - 6.8 представлена багаторічна динаміка стоку річок Дунай, Дніпро та Дністер, а також загального стоку в ПнЗЧМ. Оскільки наявний масив даних щодо стоку р. Дніпро охоплює більш, ніж сторічний період до зарегулювання його стоку, важливо відзначити встановлену закономірність. За період 1818-1931 рр. лінія тренду майже не має нахилу ($y = -0,02x + 54,3$). Тобто до зарегулювання Дніпра його сток був стабільним в багаторічному вимірі. Після 1932 р. (запуску першої дніпровської ГРЕС) спостерігається

спадаючий тренд ($y = -0,21x + 54,5$). Таким чином Дніпро, як найбільш зарегульована річка, що впадає в Чорне море, найбільше потерпає від скорочення стоку під антропогенним впливом.

Таблиця 6.1 – Статистичні параметри величин стоку ($\text{км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$) річок Дунай, Дністер та Дніпро, а також загального стоку в північно-західну частину Чорного моря

Параметр	Дунай n=90	Дністер n=70	Дніпро n=184	Загальний n=61
Мінімальне	126,9	4,9	22,61	174,2
Максимальне	302,2	19,3	95,87	403,4
Середнє	206,3	9,7	50,91	260,5
Медіана	204,0	9,3	49,87	255,8
Ексцес	0,028	0,538	0,282	0,950
Скіс	0,46	0,66	0,57	0,72
Стандартне відхилення	38,18	2,92	14,24	43,90
Середнє відхилення	29,31	2,30	11,30	34,12
Стандартна помилка	4,02	0,35	1,05	5,62
Коефіцієнт варіації, %	14,21	23,76	23,67	13,09
25,0%-процентіль (75,0%-забезпеченність)	178,2	7,7	40,9	233,0
75,0%-процентіль (25,0%-забезпеченність)	223,8	11,0	59,1	284,1

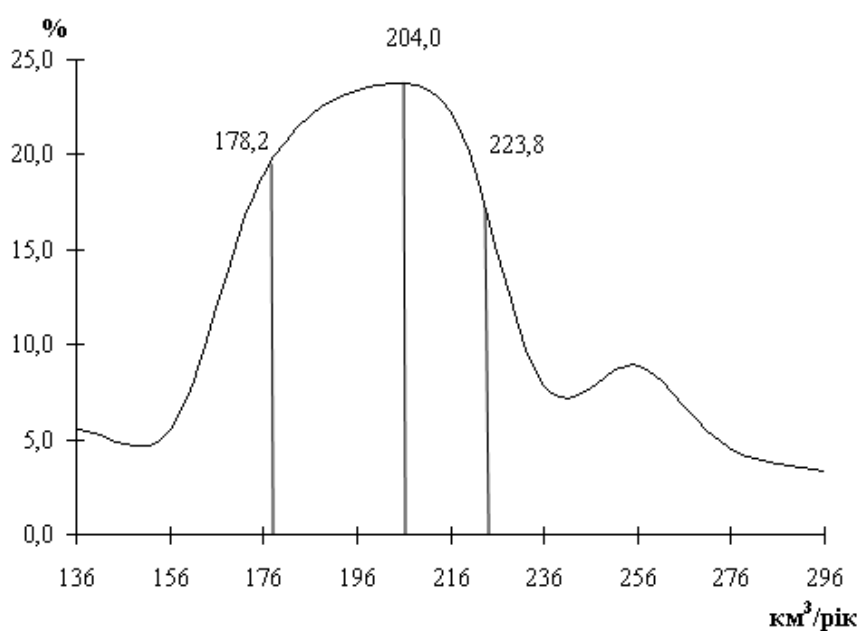


Рисунок 6.1 – Крива розподілу величин стоку р. Дунай. Цифрами позначені величини стоку, які відповідають 75 %, 50% (медіана), та 25 % забезпеченості. Ліве й праве значення стоку ділять масив даних на маловодний, середній за водністю та багатоводний

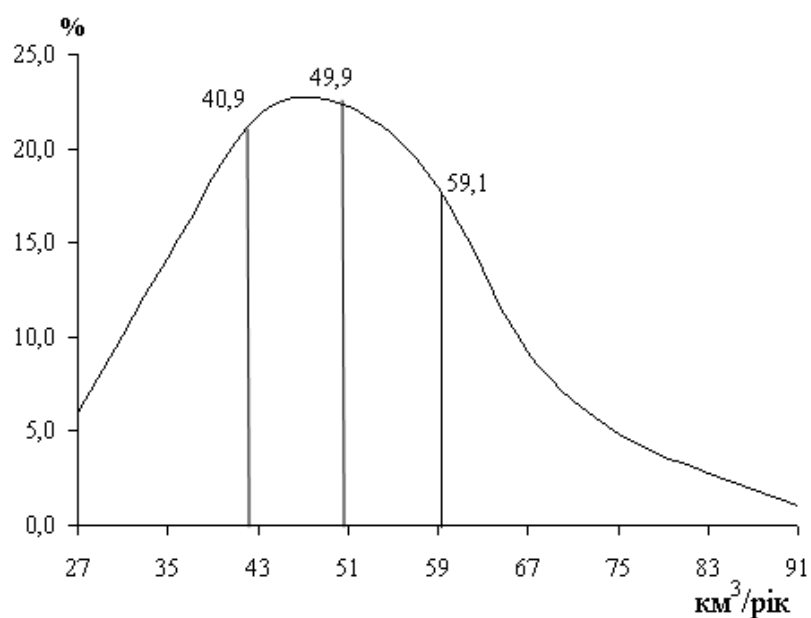


Рисунок 6.2 – Крива розподілу величин стоку р. Дніпро. Позначення такі ж, як на рис. 6.1

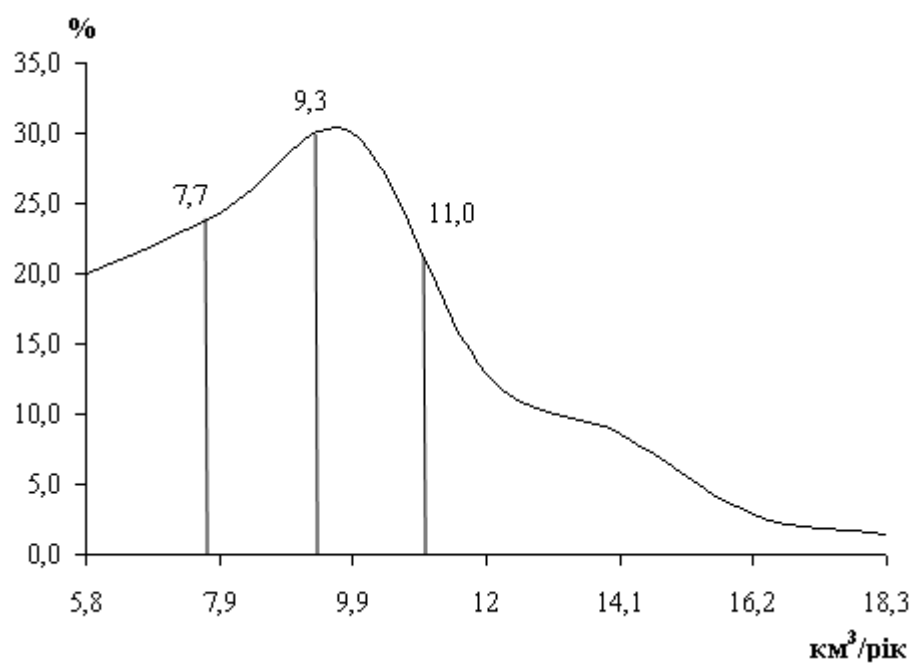


Рисунок 6.3 – Крива розподілу величин стоку р. Дністер. Позначення такі ж, як на рис. 6.1

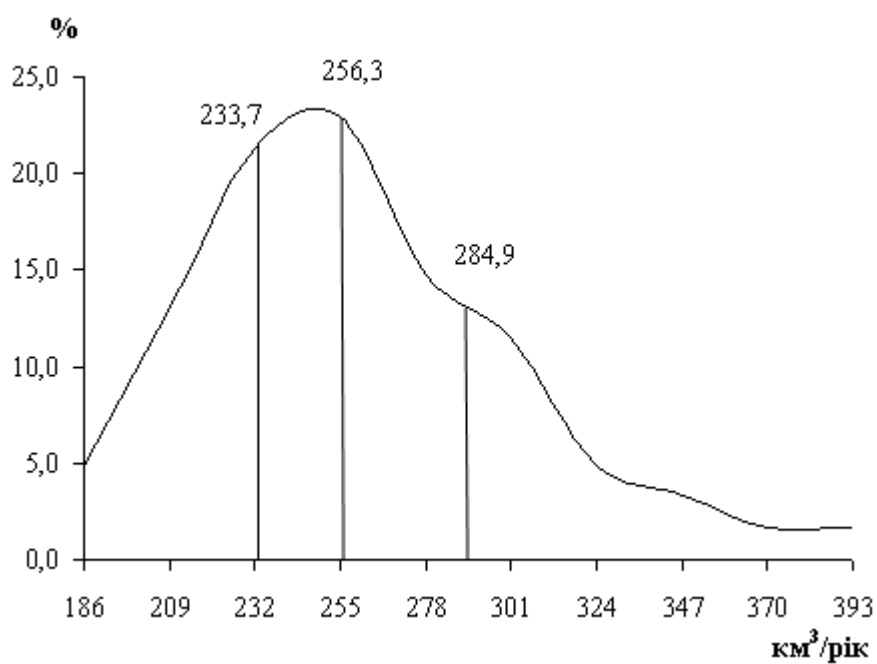


Рисунок 6.4 – Крива розподілу величин стоку найбільших річок у північно-західну частину Чорного моря. Позначення такіж, як на рис. 6.1

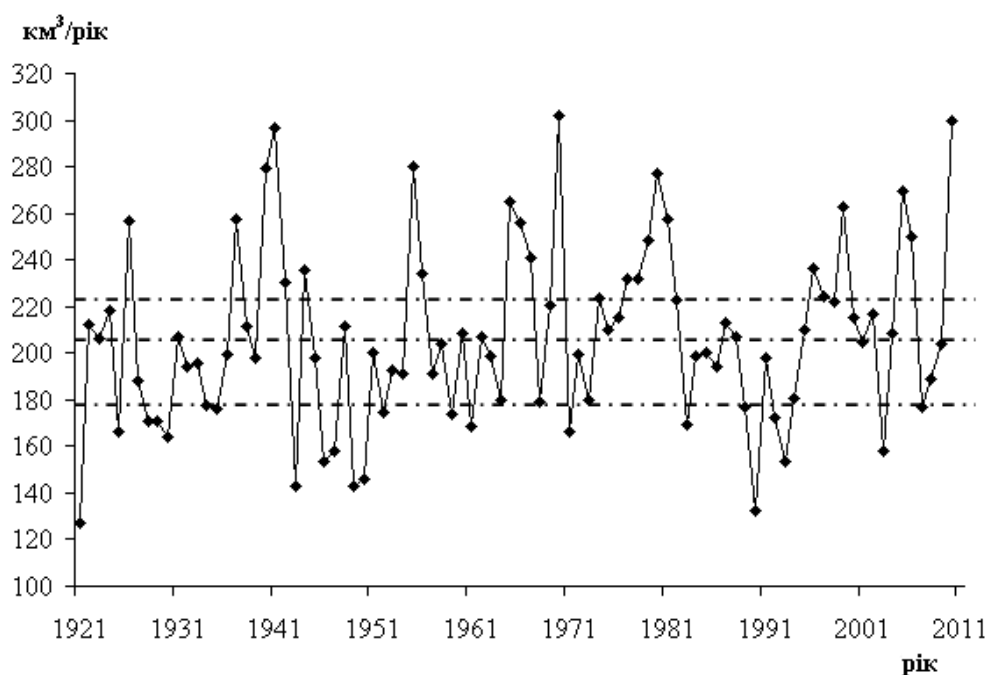


Рисунок 6.5 – Багаторічна динаміка стоку р. Дунай. Пунктирними лініями позначені величини стоку, які відповідають 75 %, 50 % (медіана), та 25 % забезпеченості й ділять масив даних на маловодний, середній за водністю та багатоводний

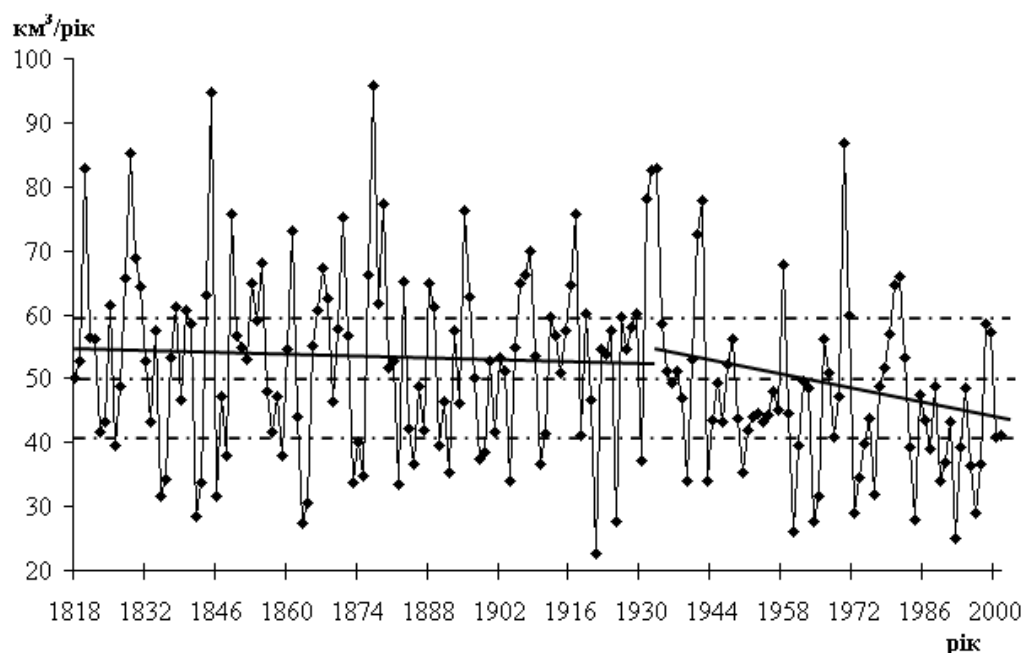


Рисунок 6.6 – Багаторічна динаміка стоку р. Дніпро й тренди за період до введення в експлуатацію Дніпровських гребель та після зарегулювання стоку. Інші позначення такі ж, як на рис. 6.5

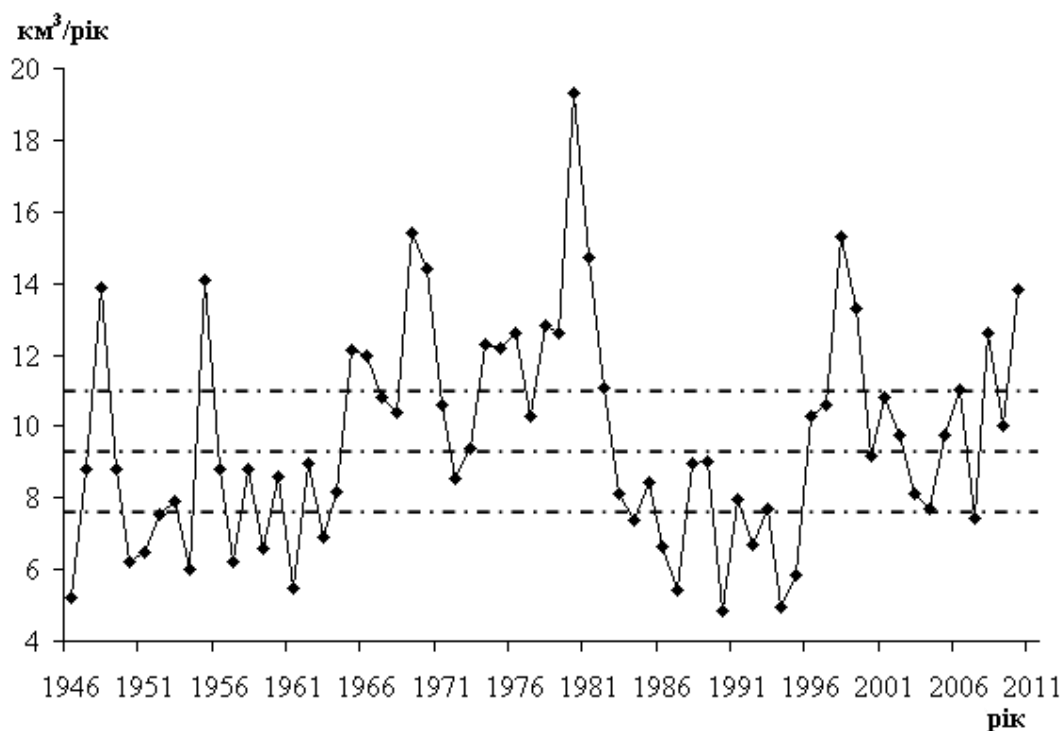


Рисунок 6.7 – Багаторічна динаміка стоку р.Дністер. Позначення такі ж, як на рис. 6.5

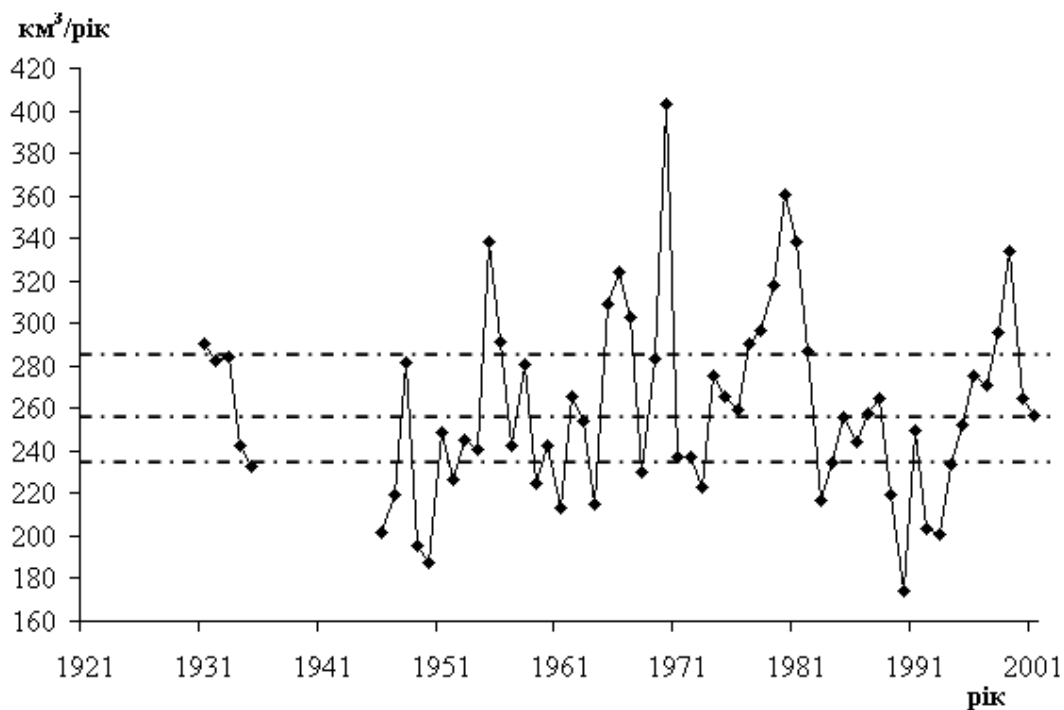


Рисунок 6.8 – Багаторічна динаміка найбільших річок у північно-західну частину Чорного моря. Позначення такі ж, як на рис. 6.5

6.1.2 Роль естуаріїв в утилізації та трансформації біогенних та органічних речовин

Розглянемо взаємодію з морем річки, що має великий естуарій, на прикладі Дністра. Міжрічні коливання річкового стоку впливають на розповсюдження розпріснених вод в море та на гідрохімічний режим прилеглої зони моря (рис. 6.8)

Але в море надходить трансформована річкова вода, яка суттєво відрізняється від тієї, що надійшла в естуарій (лиман). В естуарії відбуваються процеси змішування, седиментації мінеральних завислих речовин, утилізація мінеральних форм біогенних елементів, окислення річкової органіки та продукування власної органічної речовини. Тобто крім суто фізико-хімічних процесів, суттєвий внесок в трансформацію речовин, що надходять, вносять біологічні процеси, які протікають тут з надвисокою інтенсивністю.

Наслідком перелічених механізмів є те, що біогенний стік з естуарію в море не є пропорційним величині річкового стоку (табл. 6.2)

Досить закономірним є те, що в маловодні роки зменшується стік мінерального азоту і зростає стік органічних форм азоту. Це є наслідком розвитку продукування органічної речовини фітопланктоном, що споживає мінеральні форми біогенів, та для якого досить комфортними умовами для розвитку є певні величини водообміну лиману [168].

Акумуляція біогенних речовин в лимані є досить значною (табл. 6.3). Найвищі показники затримки речовин в лимані спостерігаються в маловодні роки. Це не дивно, оскільки в при уповільненні руху води седиментація є більш значною.

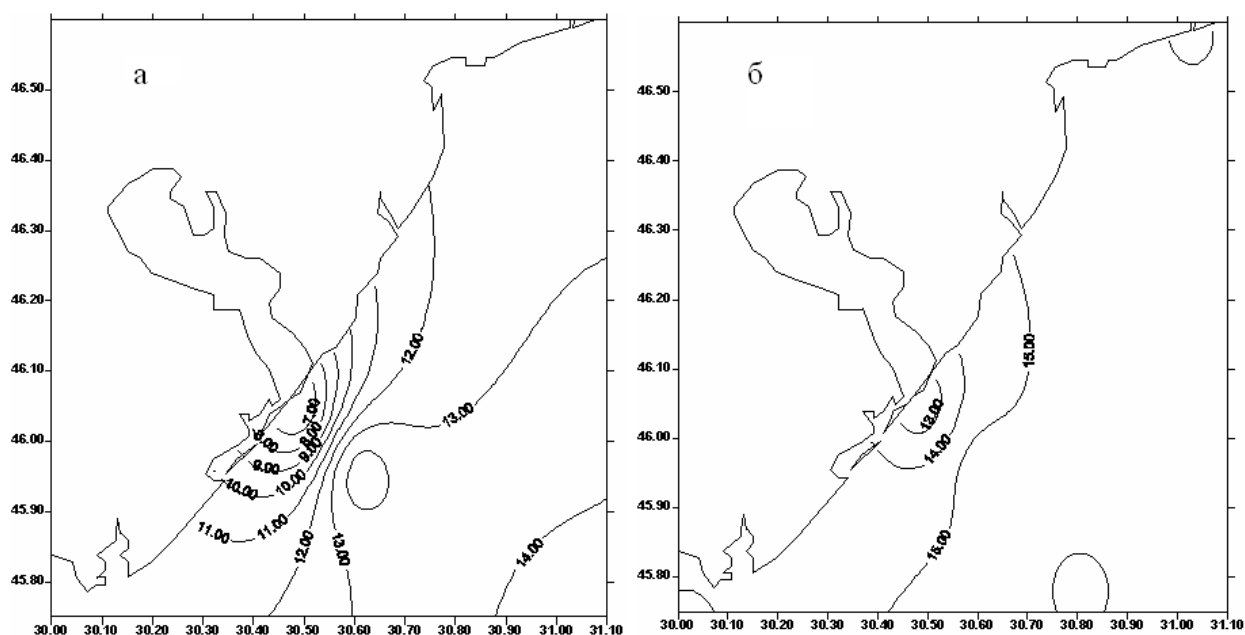


Рисунок 6.8 – Визначена за солоністю води (‰) зона впливу Дністра в багатоводний (а) і маловодний (б) роки

Таблиця 6.2 – Стік біогенних і органічних речовин (тис.т/рік) із Дністровського лиману в ПнЗЧМ (за [169])

Водність року	Nмін.	Nорг.	Pмін.	Pорг.	Si	ПО
Маловодний	4,12	16,53	0,21	0,2	15,84	26,7
Середній	12,29	3,46	0,83	1,4	7,36	39,52
Багатоводний	11,17	8,17	0,55	2,42	25,44	—

Таблиця 6.3 – Акумуляція сполук біогенних елементів в Дністровському лимані в різні періоди водності (за [170])

Період	NH ₄	NO ₂	NO ₃	Nорг.	Nзаг.	Pмін.	Pорг.	Pзаг.	Si	ПО
Середньо-водний	64,2	42,6	-2,8	7,2	18,2	-39,4	-633,3	-225,0	64,4	-100,8
Маловодний	65,5	63,9	63,1	12,5	31,1	75,6	41,2	65,8	44,0	3,9

Звертає на себе увагу той факт, що при підвищенні стоку спостерігається збагачення води, що надходить в море, сполуками азоту та автохтонною органікою. Це може пояснюватись тим, що депоновані в донних відкладеннях сполуки фосфору (які досить рухливі), при збільшенні турбулентності, зменшенні солоності, й реакції середовища легко виходять з порових розчинів і потрапляють в море.

Вплив коливань величин стоку на витік біогенів з лиману (табл. 6.2) ілюструє важливість параметру водності річки. Як видно з табл. 6.2 і 6.3, висвободження деяких біогенних сполук в середньоводний період призводить до збільшення біогенного стоку в море у порівнянні з маловодним.

Таким чином, естуарні зони перебувають в нестабільних гідрологічних і гідрохімічних умовах, та знаходяться під впливом біологічних процесів.

6.1.3 Трансформація біогенних речовин в дельті та на узмор'ї р. Дунай

Дунай є основним постачальником річкового та біогенного стоку в ПЗЧМ, тому закономірності зміни гідрохімічного режиму від величини стока є досить важливими для розуміння впливу річкового стоку на всю північно-західну частину Чорного моря.

Нами був проаналізований масив гідрохімічних даних по воді Кілійської дельти Дунаю за період 1988-2001 рр., який був проранжований за ознаками величини стоку та по сезонам року. Це дозволило встановити важливу закономірність мінливості середніх концентрацій біогенних сполук від величин стоку. Як видно з табл. 6.5 концентрації абсолютно усіх сполук біогенних елементів зменшуються при зростанні водності в усі сезони року. Середньорічні концентрації в різні періоди водності також мають цю закономірність (рис. 6.9).

Таким чином, збільшення водного стоку не викликає відповідного збільшення надходження сполук азоту, фосфору та кремнію в море. Наведена закономірність, в очевидь, обумовлена двома факторами:

- 1) розбавленням біогенного стоку теригенними водами;
- 2) розвитком біологічних процесів, які тягнуть за собою споживання сполук біогенних елементів [171, 172].

Обґрунтованість останнього пункту підтверджується високими значеннями насичення води киснем, органічної речовини по перманганатній окислювальності (рис. 6.9) та високим вмістом завислої речовини автохтонного походження, що формується за рахунок фітопланктону та детриту. Встановлено, що при зростанні стоку р. Дунай діапазон варіабельності вмісту завислих речовин збільшується (табл. 6.4).

Таблиця 6.4 – Діапазон мінливості вмісту завислих речовин в воді Кілійської дельти Дунаю в роки різної водності (по [173])

Період за водністю	ЗР, г/м ³
Маловодний	13,6-146,3
Середній	20,9-527,0
Багатоводний	8,9-743,0

Як правило, в роки с маловодним стоком максимальні вихрати води припадають на веснянні місяці, в роки з середньою водністю – на весну-літо, з максимальним стоком – на кінець зими-весну [174]. Міцні паводки в багатоводні роки сприяють виносу біогенних сполук з дельти на узмор'я, тому концентрації біогенних речовин у весняно-літній період у воді дельти є відносно низькими. В роки з середнім стоком паводок є розтягнутим у часі й утилізація біогенних речовин в теплий період року в дельті йде більш

Таблиця 6.5 – Сезонні концентрації біогенних речовин, розчиненого кисню та органічної речовини (по перманганатній окиснюваності) в воді Кілійської дельти Дунаю в різні періоди водності за 1988-2001 рр. (дані ОФ ІнБПМ)

Період за водністю	Сезон	O ₂		PO ₄	Pорг.	Pзаг.	NH ₄	NO ₂	NO ₃	Nмін.	Nорг.	Nзаг.	Si	ПО
		мг/дм ³	% нас	мг/дм ³										
Маловодний	Зима	–	–	0,397	0,147	0,543	0,395	0,024	2,572	2,043	3,359	6,039	3,410	14,33
	Весна	9,38	88,26	0,197	0,185	0,382	0,258	0,084	2,337	2,359	3,423	6,742	3,270	9,17
	Літо	6,38	77,53	0,176	0,065	0,243	0,193	0,099	1,289	1,790	5,378	6,469	1,572	4,77
	Осінь	8,31	97,71	0,239	0,073	0,311	0,638	0,234	1,008	1,576	2,873	4,151	2,453	3,37
	Середнє	8,02	87,83	0,252	0,117	0,370	0,371	0,110	1,802	1,942	3,758	5,850	2,676	7,912
Середній	Зима	12,15	98,22	0,146	0,091	0,237	0,281	0,069	1,008	1,396	3,865	5,255	3,293	8,52
	Весна	10	95	0,225	0,030	0,255	0,439	0,045	1,881	2,427	3,183	5,566	3,709	4,65
	Літо	6,66	84,39	0,104	0,074	0,178	0,112	0,057	0,947	1,122	3,651	4,808	1,625	9,14
	Осінь	8,11	93,52	0,207	0,098	0,305	0,201	0,047	0,840	1,428	2,782	3,811	2,235	11,47
	Середнє	9,23	92,78	0,170	0,073	0,244	0,258	0,055	1,169	1,593	3,370	4,860	2,715	8,446
Багатоводний	Зима	13,32	100,14	0,121	0,115	0,236	0,046	0,020	0,720	0,786	4,867	5,653	4,383	6,330
	Весна	13,03	107,22	0,099	0,020	0,119	0,146	0,025	0,959	1,131	0,841	1,972	1,175	14,99
	Літо	8,22	97,51	0,084	0,042	0,125	0,032	0,020	0,514	0,567	2,107	2,674	2,165	4,97
	Осінь	9,92	105,61	0,092	0,024	0,115	0,053	0,038	0,528	0,620	5,736	6,367	2,363	5,97
	Середнє	11,12	102,62	0,099	0,050	0,149	0,069	0,026	0,680	0,776	3,388	4,166	2,522	8,066

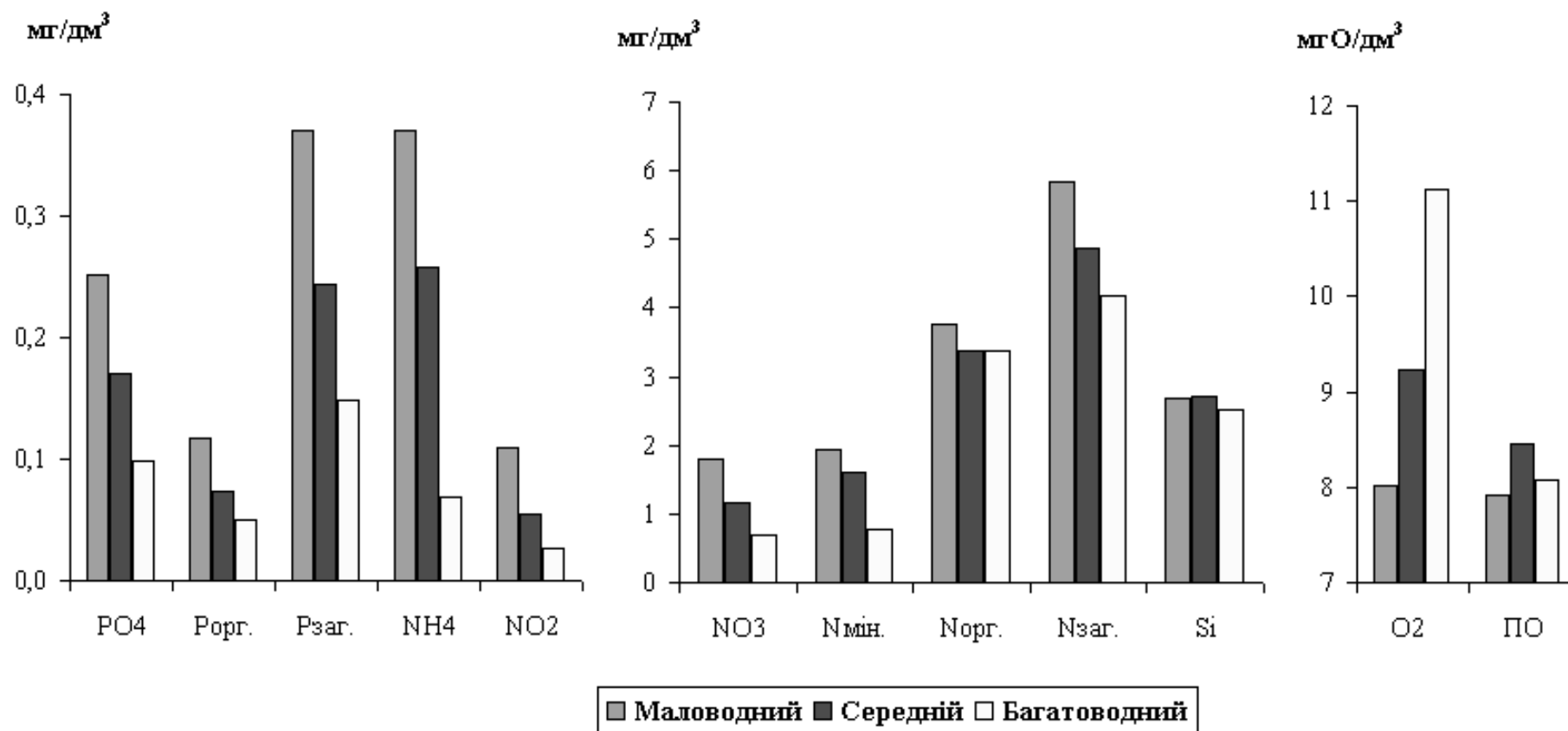


Рисунок 6.9 – Концентрації біогенних речовин, розчиненого кисню та органічної речовини в воді Кілійської дельти Дунаю в різні періоди водності за 1988-2001 рр.

активно, рівень біогенних сполук падає, відмічається зріст концентрації розчиненого кисню і водневого показника.

Таким чином, сезонна мінливість органічних и мінеральних сполук азоту, фосфору, кремнію и завислих речовин знаходиться в тісному зв'язку з часом, кількістю надходження атмосферних опадів і теригенного стоку (складові водності річки), а рівень концентрації біогенних речовин лімітує розвиток біологічних процесів у воді дельти.

Оскільки Дунай впадає безпосередньо в море і не має буферу у вигляді лиману, то всі процеси втрати та трансформації речовин відбуваються безпосередньо в зоні взаємодії річкової та морської води. Адже на вузькій ділянці змішення вод відбувається осадження завислих речовин за рахунок фізико-хімічних і біологічних процесів [175], та трансформація сполук біогенних елементів. Найбільш інтенсивно цей процес протікає на узмор'ї в зоні з солоністю 2-6 ‰ (рис. 6.10), яку називають зоною лавинної седиментації.

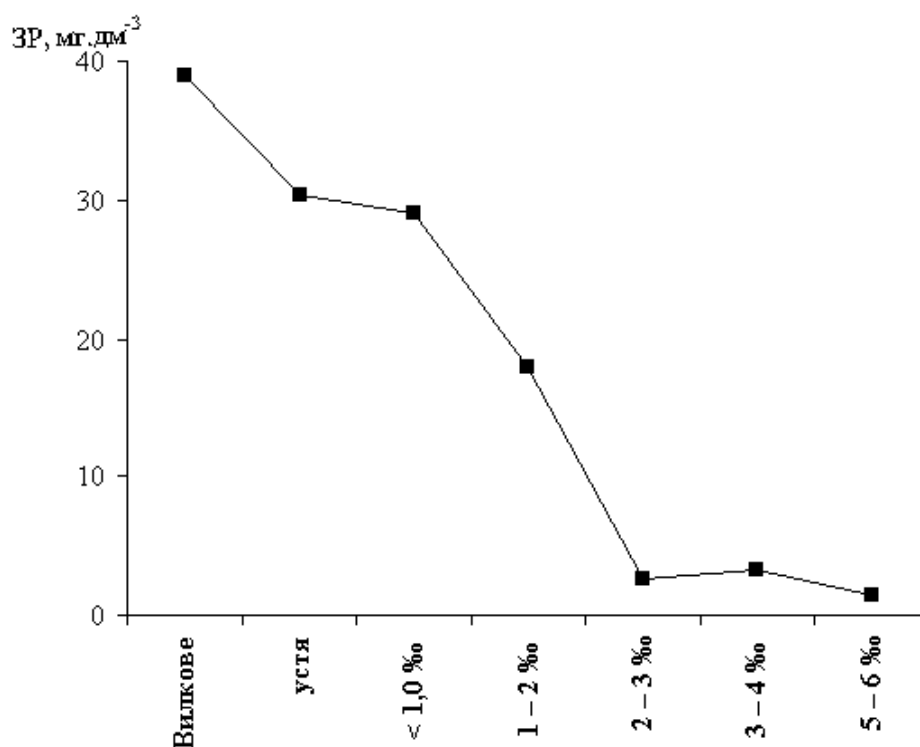


Рисунок 6.10 – Зменшення концентрації завислої речовини (ЗР) в зоні змішення річкової та морської води в серпні 1998 р. [173]

6.1.4 Просторовий розподіл гідрохімічних параметрів в ПЗЧМ в різні періоди

Для аналізу просторового розподілу гідрохімічних параметрів в північно-західній частині Чорного моря була використана база гідрохімічних даних ОФ ІнБПМ щодо українського сектору ПЗЧМ за період 1977-1993 рр., зі стандартною сіткою станцій (рис. 6.11а), та Придунайського району (рис. 6.11б, в).

Вплив річкового стоку на гідрохімічний режим ПНЗЧМ тісно пов'язаний з величиною стоку; концентраціями біогенних речовин в річковій воді, що зкорельовані з величинами стоку; загальним біогенним стоком.

Як було відзначено вище (табл. 6.5, рис. 6.9), зі зростанням величин стоку спостерігається зменшення концентрацій біогенних речовин, зростання концентрацій розчиненого кисню та лабільної органічної речовини по перманганатній окислювальності.

Розраховані середні величини стоку Дунаю в різні періоди водності та в різні сезони року представлені на рис. 6.12.

На основі розрахованих середньосезонних показників стоку р. Дунай та концентрацій біогенних речовин в Кілійській дельті в різні періоди водності були розраховані величини надходження сполук біогенних елементів в північно-західну частину Чорного моря зі стоком Дунаю (табл. 6.6)

Надходження більшості біогенних сполук в море не має прямої залежності від величини стоку. Навпаки, надходження усіх форм фосфору та мінеральних сполук азоту й фосфору в багатоводний період нижче, ніж в роки з меншим стоком. Частково це пояснюється переходом мінеральних форм у органічні внаслідок автотрофних процесів, що інтенсифікуються в багатоводні роки. Ця закономірність стосується весни та осені, бо в літній період органічні речовини швидко розкладаються внаслідок високої температури. Сток кремнію зростає разом з підвищенням величини водного

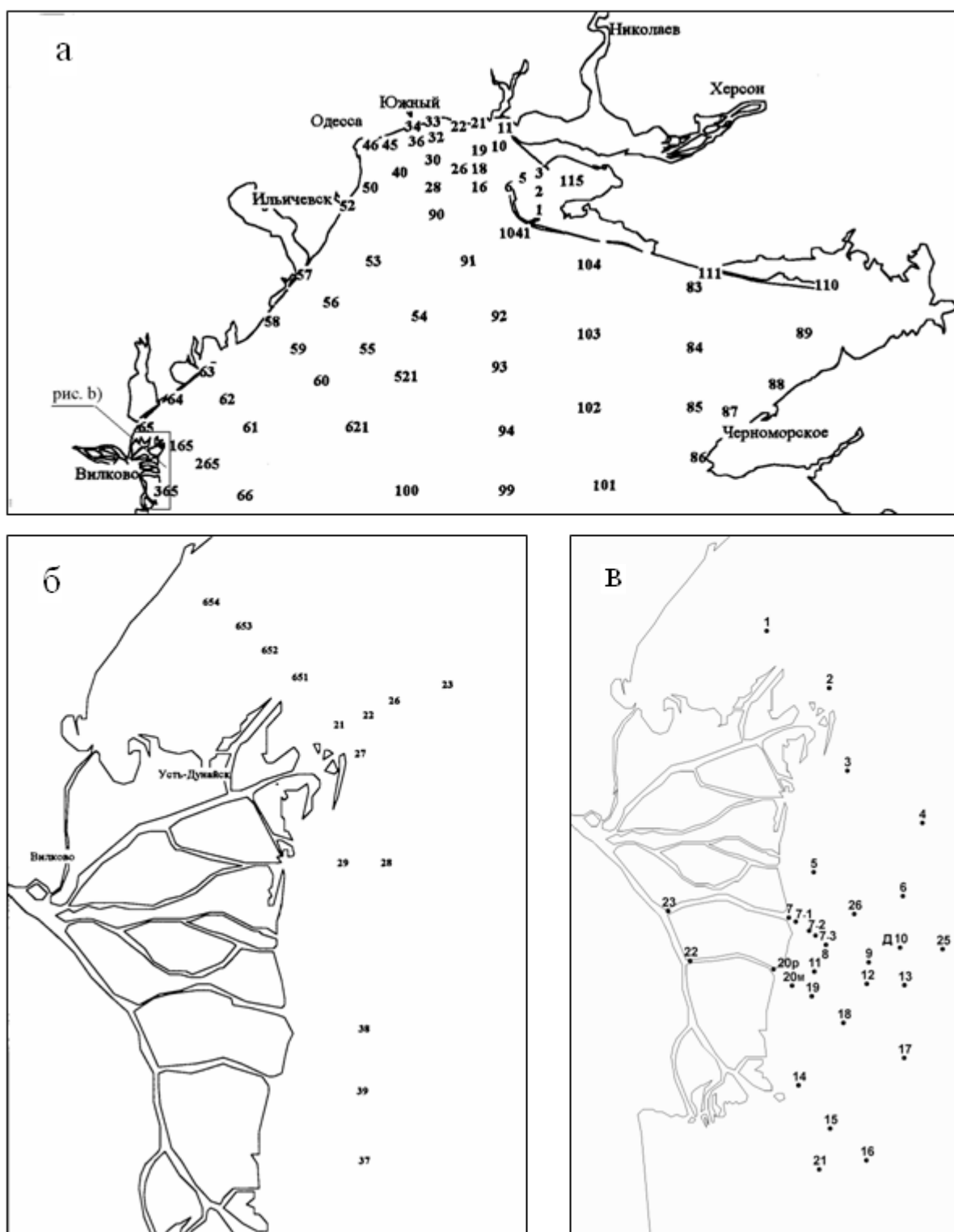


Рисунок 6.11 – Схема станцій ОФ ІнБПМ НАН України в ПнЗЧМ в 1977-1993 рр. (а) та в пригирловій зоні р.Дунай в 1977-99 рр.(б) і в 2004-2010 рр. (в)

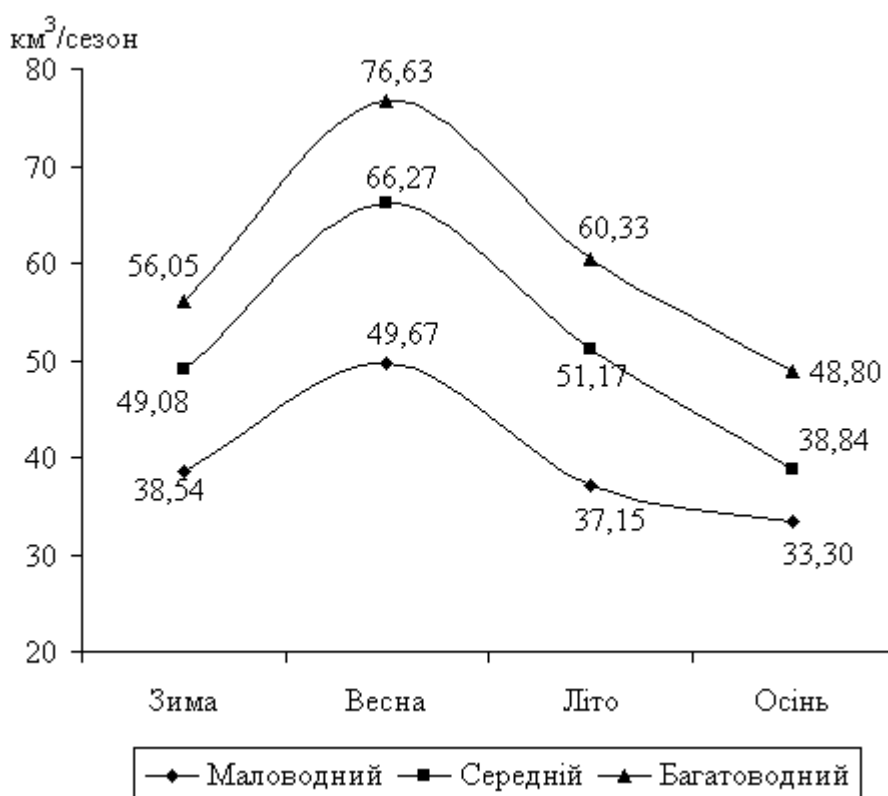


Рисунок 6.12 – Середньосезонний стік Дунаю в різні періоди водності стоку

стоку. Відомо, що кремній є консервативним показником, який не залежить від антропогенного впливу і є стабільним компонентом біогенного стоку. Відомо, що кремній є консервативним показником, який не залежить від антропогенного впливу і є стабільним компонентом біогенного стоку.

Неоднозначність залежності біогенного стоку від величини водного стоку ілюструється картами просторового розподілу основних біогенних елементів в ПнЗЧМ в різні періоди водності (рис. 6.13-6.16). З приведених рисунків видно, що зона впливу річок Дунай, Дністер та Дніпро з Південним Бугом на ПнЗЧМ за біогенними речовинами має різноспрямовані закономірності. Так, зона розповсюдження загального фосфору та органічного азоту при збільшенні стоку скорочується (рис. 6.13). Вплив річки за мінеральним азотом та кремнієм є максимальним в роки з середніми показниками стоку (рис. 6.14, 6.16).

Одним з важливих компонентів механізму формування впливу річкового стоку на гідрохімічний режим моря є збільшення завислих речовин при збільшенні стоку. В зоні маргінальних фільтрів біогенні речовини, що адсорбуються на суспендованих частках, захоронюються разом з потоком седиментації. Враховуючі більш низькі концентрації біогенних речовин в роки з підвищеним стоком, це призводить до скорочення надходження біогенних речовин у відкриті частини моря.

Таблиця 6.6 – Біогенний стік в ПнЗЧМ за сезон (тис. т), що надходить з водою р. Дунай в різні періоди водності

Сезон	Період за водністю	PO ₄	Pорг.	Pзаг.	NH ₄	NO ₃	Nмін.	Nорг.	Nзаг.	Si	ПО
Зима	Маловодний	9,8	9,2	19,0	12,8	116,1	117,2	170,0	287,2	162,4	455,5
	Середній	14,9	2,0	16,9	29,1	124,7	160,8	210,9	371,8	245,8	308,2
	Багатоводний	7,6	1,5	9,1	11,2	73,5	86,7	64,4	151,1	90,0	1148,7
Весна	Маловодний	15,3	5,7	21,0	15,2	99,1	78,7	129,5	208,2	131,4	552,3
	Середній	7,2	4,5	11,6	13,8	49,5	68,5	189,7	258,2	161,6	418,2
	Багатоводний	5,5	5,2	10,6	2,1	32,4	39,7	219,3	258,9	197,5	285,2
Літо	Маловодний	6,5	2,4	9,0	7,2	47,9	66,5	199,8	266,3	58,4	177,2
	Середній	5,3	3,8	9,1	5,7	48,5	57,4	186,8	244,2	83,2	467,7
	Багатоводний	5,1	2,5	7,6	1,9	31,0	34,2	127,1	161,3	130,6	299,8
Осінь	Маловодний	8,0	2,4	10,4	21,2	33,6	52,5	95,7	148,2	81,7	112,2
	Середній	8,0	3,8	11,8	7,8	32,6	55,5	108,1	163,5	86,8	445,5
	Багатоводний	4,5	1,2	5,7	2,6	25,8	30,3	279,9	310,2	115,3	291,3

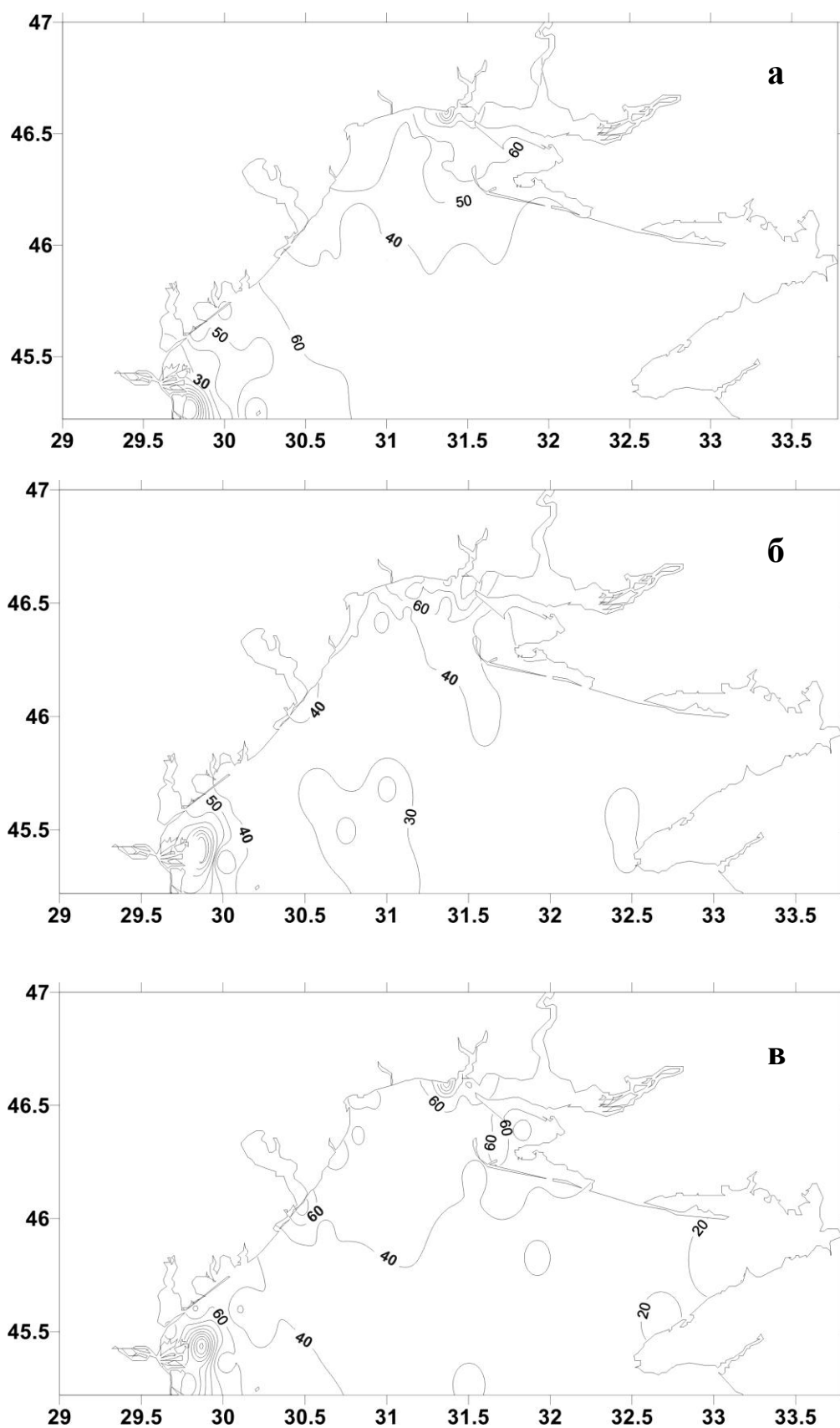


Рисунок 6.13 – Просторовий розподіл загального фосфору ($\mu\text{кг}/\text{дм}^3$) в ПнЗЧМ в маловодний (а), середньоводний (б) та багатоводний (в) періоди у поверхневому шарі моря

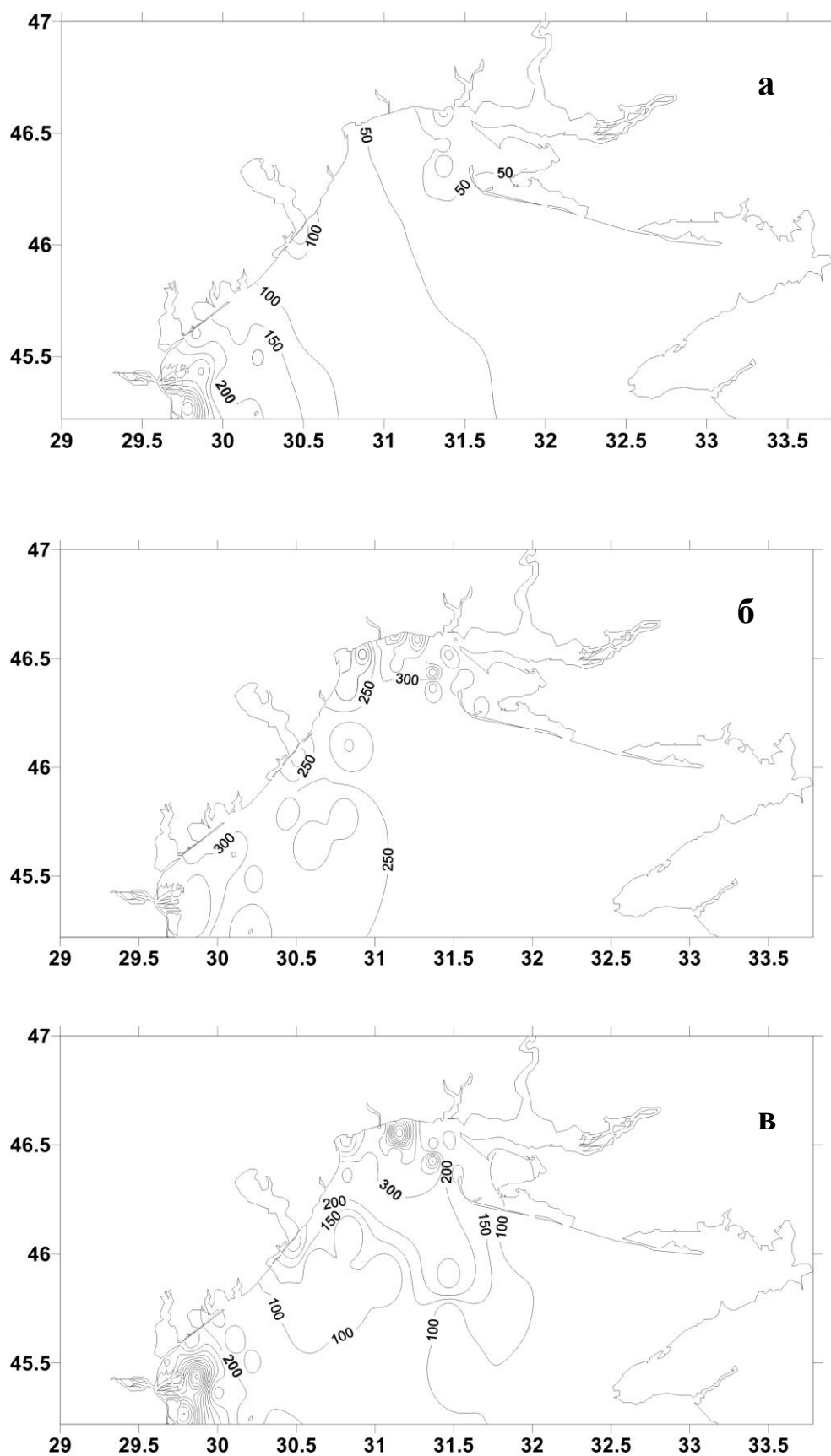


Рисунок 6.14 – Просторовий розподіл мінерального азоту (мкг/дм^3) в ПнЗЧМ в маловодний (а), середньоводний (б) та багатоводний (в) періоди у поверхневому шарі моря

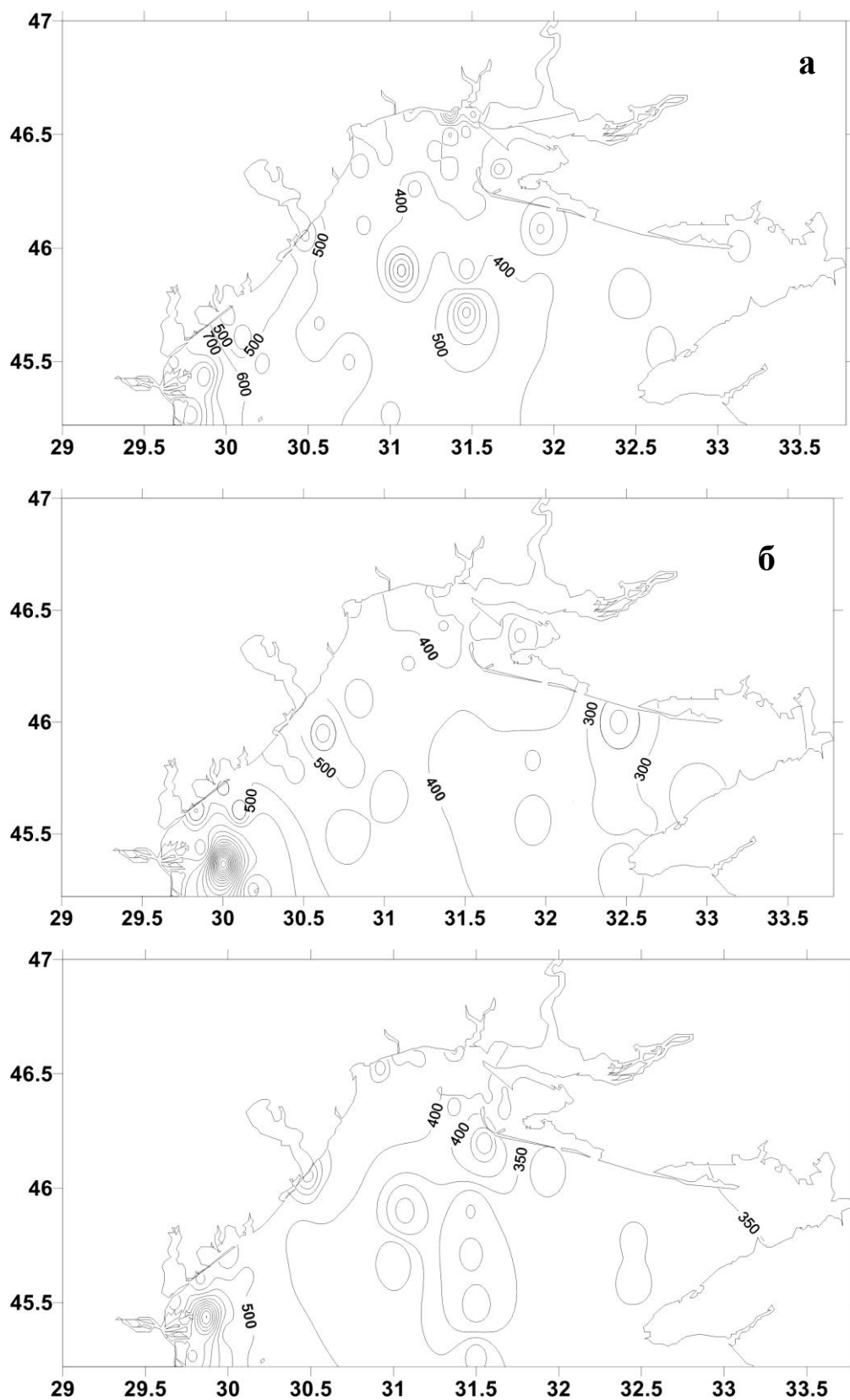


Рисунок 6.15 – Просторовий розподіл органічного азоту ($\mu\text{кг}/\text{дм}^3$) в ПнЗЧМ в маловодний (а), середньоводний (б) та багатоводний (в) періоди у поверхневому шарі моря

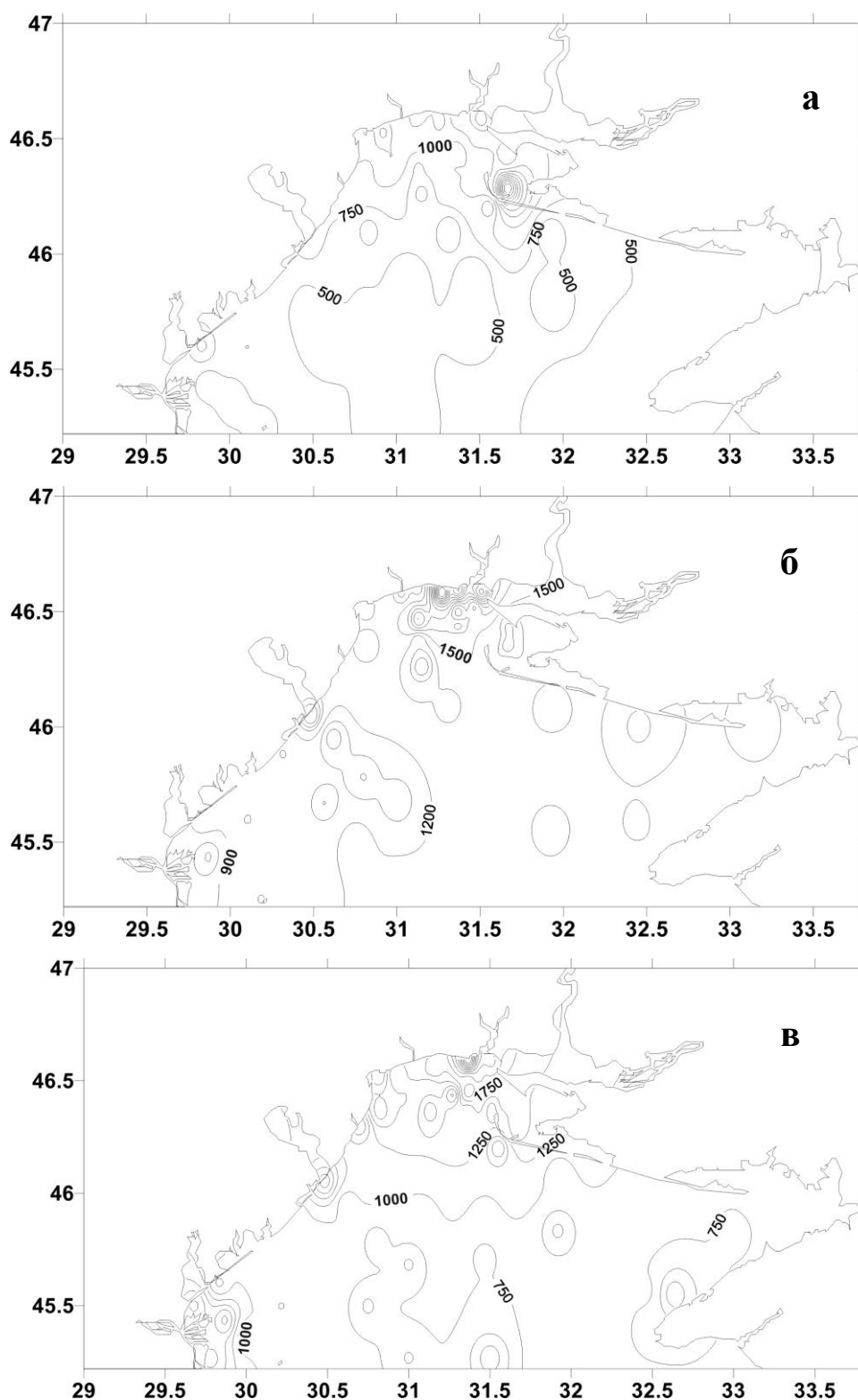


Рисунок 6.16 – Просторовий розподіл кремнію ($\mu\text{г}/\text{дм}^3$) в ПнЗЧМ в маловодний (а), середньоводний (б) та багатоводний (в) періоди у поверхневому шарі моря

6.2 Оцінки можливих змін характеристик гідрохімічної структури вод північно-західної частини Чорного моря за кліматичними сценаріями на підставі математичного моделювання

Нижче наведені оцінки можливих змін характеристик гідрохімічної структури вод північно-західної частини Чорного моря у весняно - літній період року отримані з використанням моделі евтрофікації вод шельфових морських екосистем, математична структура хіміко-біологічного блоку якої викладена в розділі 3, а результати калібрування її параметрів – в розділі 4.

Розрахунки проводилися для області представленої на рис. 2.4 у вегетаційний період року з квітня по вересень при метеоумовах аналога 2006 р. Річковий стік Дунаю, Дніпра, Південного Буга і Дністра задавався відповідно до нестационарного сценарію кліматичних змін по моделі GFDL для часових відрізків десятиріч: 2000-2010 рр. (сучасні умови), 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр.

Одержані при моделюванні поточні просторові розподіли гідрохімічних і гідробіологічних характеристик (біомаси фітопланктону) усереднювалися на місячному часовому інтервалі. Одержані середньомісячні поля характеристик, що моделюються, використовувалися для оцінки змін, які відбудуться в їх просторовому розподілі при реалізації нестационарного кліматичного сценарію GFDL у вказані десятиріччя.

Для кількісної оцінки кліматичних змін в кожній точці розрахункової області розраховувався відсотковий показник змін за формулою

$$\eta_{i,j} = \left(1 - C_{i,j}^C / C_{i,j}^П\right) \cdot 100\%, \quad (6.1)$$

де $\eta_{i,j}$ – зміна значення концентрації характеристики, що моделюється, у відсотках у вузлі (i, j) розрахункової сітки;

$C_{i,j}^{\Pi}$ – значення концентрації характеритики, що моделюється, значення солоності води у вузлі (i, j) розрахункової сітки при кліматичних змінах річкового стоку, що спрогнозовані на десятиріччя 2030-2040 рр. і 2070-2080 рр.;

$C_{i,j}^C$ – значення концентрації характеритики, що моделюється, у вузлі (i, j) розрахункової сітки при сучасних витратах річок (десятиріччя 2000-2010 рр.).

Результати розрахунків полів відносного показника змін в просторовому розподілі біомаси фітопланктону, показника БСК₅ та мінеральних форм біогенних елементів наведені на рис. 6.17 – 6.27.

Розрахунки показали що в десятиріччя 2030-2040 рр., в порівнянні з десятиріччям 2000-2010 рр., відбудеться зменшення біомаси фітопланктону. В квітні області максимального зменшення біомаси фітопланктону (на 10 – 15 %), відповідають зонам вторинної і повної трансформації річкових вод, що надходять із стоком Дунаю, Дніпра і Південного Буга. В травні максимум зменшення біомаси фітопланктону (більш ніж на 25 %) відповідає ділянці акваторії моря, прилеглої до Дністровського лиману. В червні область максимального зменшення біомаси (на 30-60 %) зміщується в центральну частину ПнЗЧМ, де залишається ще і липні, хоча значення показника знижуються до 25-30 %. У серпні-вересні максимум зменшення біомаси фітопланктону (на 25-30 %) зміщується до зони вторинної трансформації дунайських вод.

Слід також відзначити, що в липні-вересні на Дніпровсько-Бузький пригирловій ділянці ПнЗЧМ зменшення біомаси фітопланктону значно менше ніж в зоні розповсюдження трансформованих річкових вод Дунаю і не перевищує 10-15 %.

У зонах первинної трасформації річкових вод Дунаю, Дністра і Південного Буга зміни біомаси фітопланктону не перевищують 5-10 %. В

центральної морської частині акваторії ПнЗЧМ зменшення біомаси перевищує 10 – 15 % в серпні-вересні і 20 % - в травні – червні.

У десятиріччя 2070-2080 рр. характер просторового розподілу показника відносного зменшення біомаси фітопланктону зберігається таким же, як і в період 2030-2040 рр., проте абсолютні значення показника збільшуються майже в 2 рази. В квітні-травні максимальні абсолютні значення показника зменшення біомаси досягають 50 %, в червні – збільшуються до 70 %, в липні – зменшуються до 50 %, в серпні – знову досягають 70 %, локалізуючись в зоні вторинної трансформації дунайських вод, і зменшуються у вересні до 50 %. В зонах вторинної і повної трансформації річкових вод, а також у водах відкритого моря, зменшення біомаси фітопланктону перевищує 30 % в квітні-серпні і лише у вересні зменшується до 20 %, що є слідством інтенсифікації вертикального турбулентного перемішування, яке обумовлено густинною конвекцією.

Зміни концентрації фосфатів на акваторії ПнЗЧМ в період 2030-2040рр., в порівнянні з сучасним періодом, (рис. 6.19 – 6.20) відбуваються у бік зменшення до 35 – 45 % в західній частині акваторії (пригирловій області р. Дунай) і до 55-75 % – в східній частині акваторії (зоні впливу трансформованих річкових вод, що надходять з Дніпровсько-Бузького лиману).

У десятиріччя 2070-2080 рр. характер просторового розподілу значень показника зменшення концентрації фосфатів зберігається таким же, як в період 2030-2040 рр., проте абсолютні значення показника зменшення концентрацій збільшуються в західній половині ПнЗЧМ (зоні трансформації стоку р. Дунай) до 50-75 %, а в східній половині (зоні трансформації річкового стоку з Дніпровсько-Бузького лиману) – до 100 % у квітні, 175 % у травні, 125 % у червні – липні, 150 % в серпні і 75 % у вересні (рис. 6.19 – 6.20).

Характерною особливістю зменшення концентрацій амонійного азоту в прогнозовані періоди 2030-2040 рр. і 2070-2080 рр. є більш значні зміни у

весняний гідрологічний сезон на Дніпровсько-Бузькій пригирловій ділянці, ніж в Придунайському районі ПнЗЧМ (рис. 6.21–6.22). В літній гідрологічний сезон очікуване зменшення концентрацій амонійного азоту під впливом кліматичних змін в обох пригирлових районах близьке за величинами.

У десятиріччя 2030-2040 рр. в квітні-червні зменшення концентрації амонійного азоту в пригирловій області р. Дунай очікується на рівні 15-25 %, а в області трансформації річкових вод, що надходять з Дніпровського-Бузького лиману, – до 45-65 %. В липні-вересні зменшення концентрацій прогнозується на 20 – 25 % в обох пригирлових районах.

У період 2070-2080 рр. зменшення концентрації амонійного азоту в зоні трансформації дунайських вод досягне 10 % – в квітні, 20 % – в травні і 40 % – в червні, а на Дніпровсько-Бузькій пригирловій ділянці ПнЗЧМ – 40, 120 і 80 %, відповідно. В літній гідрологічний сезон в Придунайському районі ПнЗЧМ концентрації амонійного азоту зменшаться на 30 – 40 %, а в зоні трансформації річкового стоку з Дніпровсько-Бузького лиману – на 20-60 %.

З результатів розрахунків, приведених на рис. 6.23 – 6.24 витікає, що зміни концентрації нітратного азоту у водах ПнЗЧМ в прогнозовані десятиріччя також очікуються у бік зменшення. У весняний гідрологічний сезон року в зоні вторинної і повної трансформації річкових вод Дунаю концентрації нітратного азоту зменшуються на 50-150 % в період 2030-2040 рр. і на 150-300 % – в 2070-2080 рр. В зоні трансформації розпріснених вод, що надходять з Дніпровсько-Бузького лиману, концентрації нітратів зменшуються на 80-200 % за умов 2030 – 2040 рр. і від 100 % (у квітні) до 400 % (у травні) – в десятиріччя 2070-2080 рр.

У літній сезон року в зоні трансформації дунайських вод концентрації нітратного азоту зменшуються на 30- 60 % в 2030-2040 рр. і від 40 до 150 % у 2070-2080 рр. В зоні розповсюдження трансформованих вод Дніпра і

Південного Буга – на 25-60 % в десятиріччя в 2030-2040 рр. і від 100 % в липні до 30-60 % в серпні-вересні десятиріччя 2070-2080 рр.

Зміни в просторовому розподілі величини $БСК_5$, при реалізації нестационарних кліматичних сценаріїв по моделі GFDL, схожі за характером зі змінами біомаси фітопланктону, проте відрізняються за абсолютними значеннями (рис. 6.25 – 6.26).

У квітні зменшення величини $БСК_5$ в зонах трансформації річкового стоку Дунаю, Дніпра і Південного Буга очікується на рівні 10-15 % в десятиріччя 2030-2040 рр. і 20-30 % – в десятиріччя 2070-2080 рр.

У травні зона максимального зменшення величини $БСК_5$ примикає до ділянки східного узбережжя ПнЗЧМ (від м.Одеси до Тузловської групи лиманів) і перевищує 20 % в десятиріччя 2030-2040 рр. і 40 % – в період 2070-2080 рр.

У червні і липні область максимального зменшення величини $БСК_5$ знаходиться в центральній частині ПнЗЧМ. Зміни складають 20-30 % за умов десятиріччя 2030-2040 рр. і 40-60 % – за умов 2070-2080 рр.

У серпні-вересні область максимальних змін величини $БСК_5$ знаходиться в зоні трансформації дунайських вод і складає: за умов періоду 2030-2040 рр. – 20-30 % в серпні і 15-25 % у вересні, а за умов періоду 2070-2080 рр. – 30-50 %. На Дніпровсько-Бузькій пригирловій ділянці ПнЗЧМ зменшення величини $БСК_5$ складе 10-15 % – в 2030-2040 рр. і 20-30 % – в 2070-2080 рр.

Зміни у вмісті кисню в водах придонного шару ПнЗЧМ, які очікуються в літній період року при реалізації нестационарного кліматичного сценарію GFDL, приведені на рис. 6.27. Природно чекати, що при описаному вище зменшенні концентрації у водах ПнЗЧМ органічної речовини (за біомасою фітопланктону і величиною $БСК_5$) в результаті зниження річкового стоку, вміст кисню в придонних водах збільшиться. Дійсно, з приведених на рис. 6.27 результатів модельних розрахунків витікає, що це збільшення складе в літні місяці від 2 до 14 %. Проте слід зазначити, що при розрахунках не

враховувалася зміна потоків поглинання кисню донними відкладеннями при нових значеннях продукції органічної речовини. Надалі передбачається врахувати ці зміни в розрахунках, що на нашу думку приведе до більш значних змін у вмісті кисню в придонних водах ПнЗЧМ у бік його підвищення.

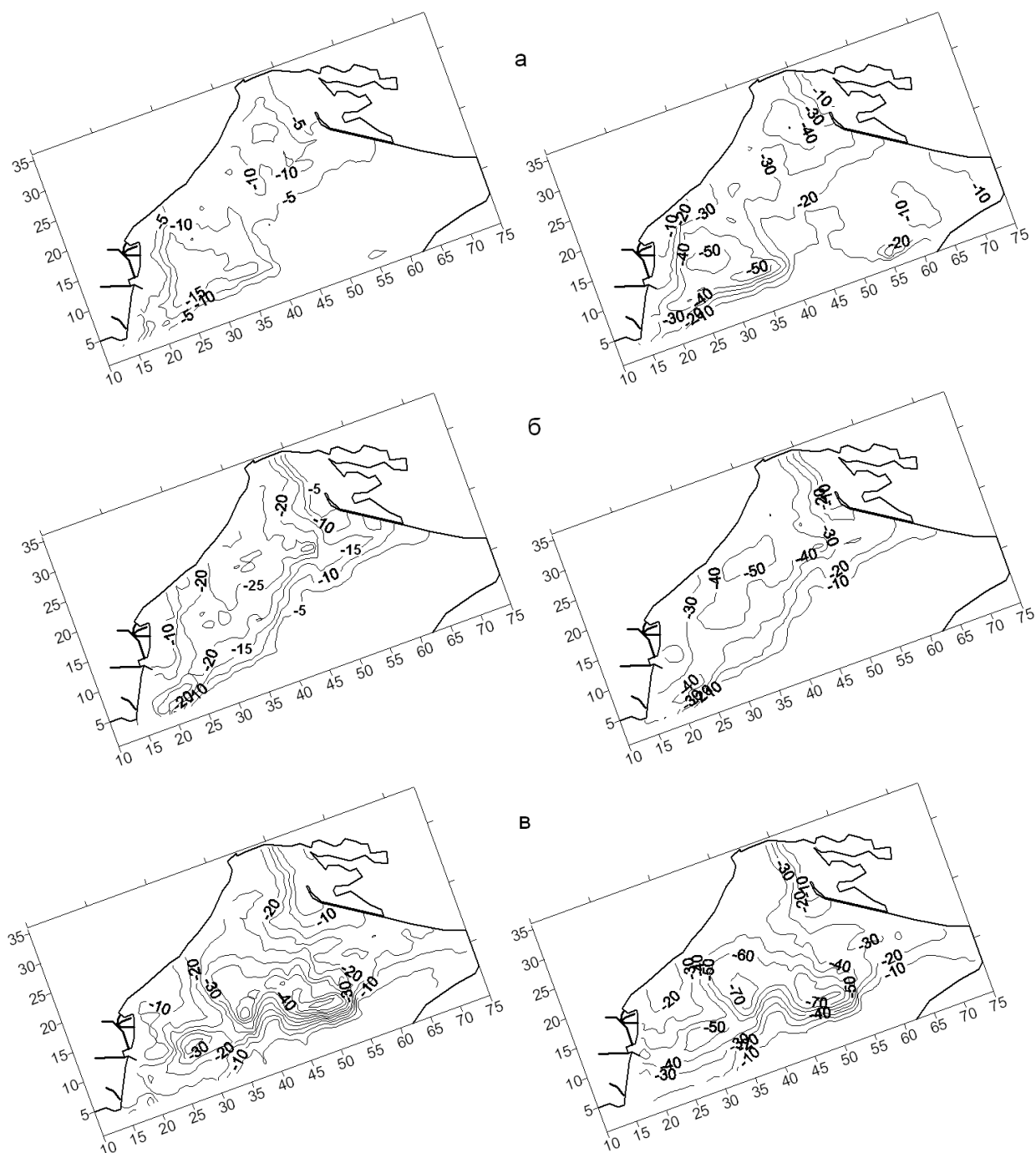


Рисунок 6.17 – Відносні зміни (у %) біомаси фітопланктону у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст. згідно з результатами моделювання

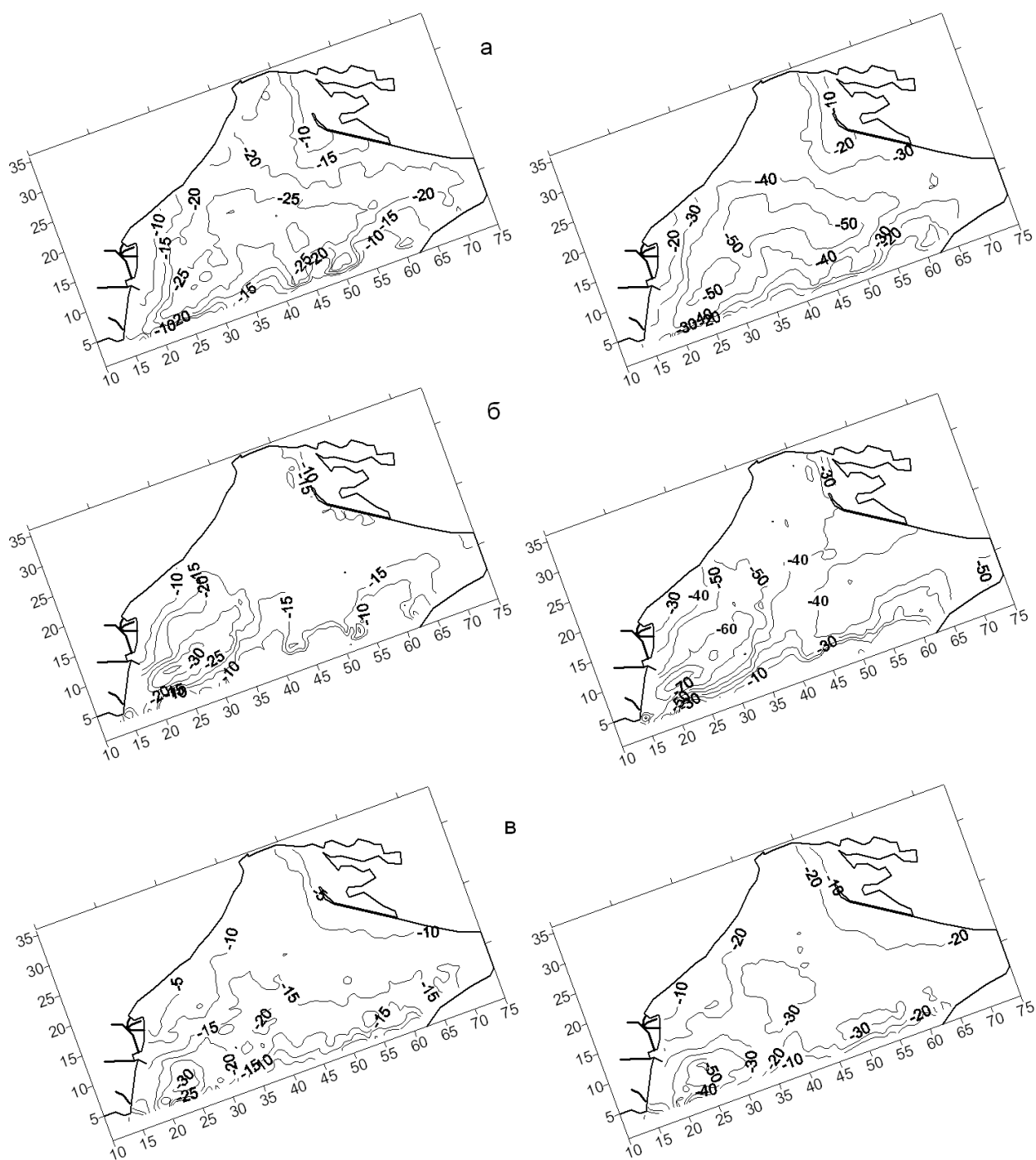


Рисунок 6.18 – Відносні зміни (у %) біомаси фітопланктону у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст. згідно з результатами моделювання

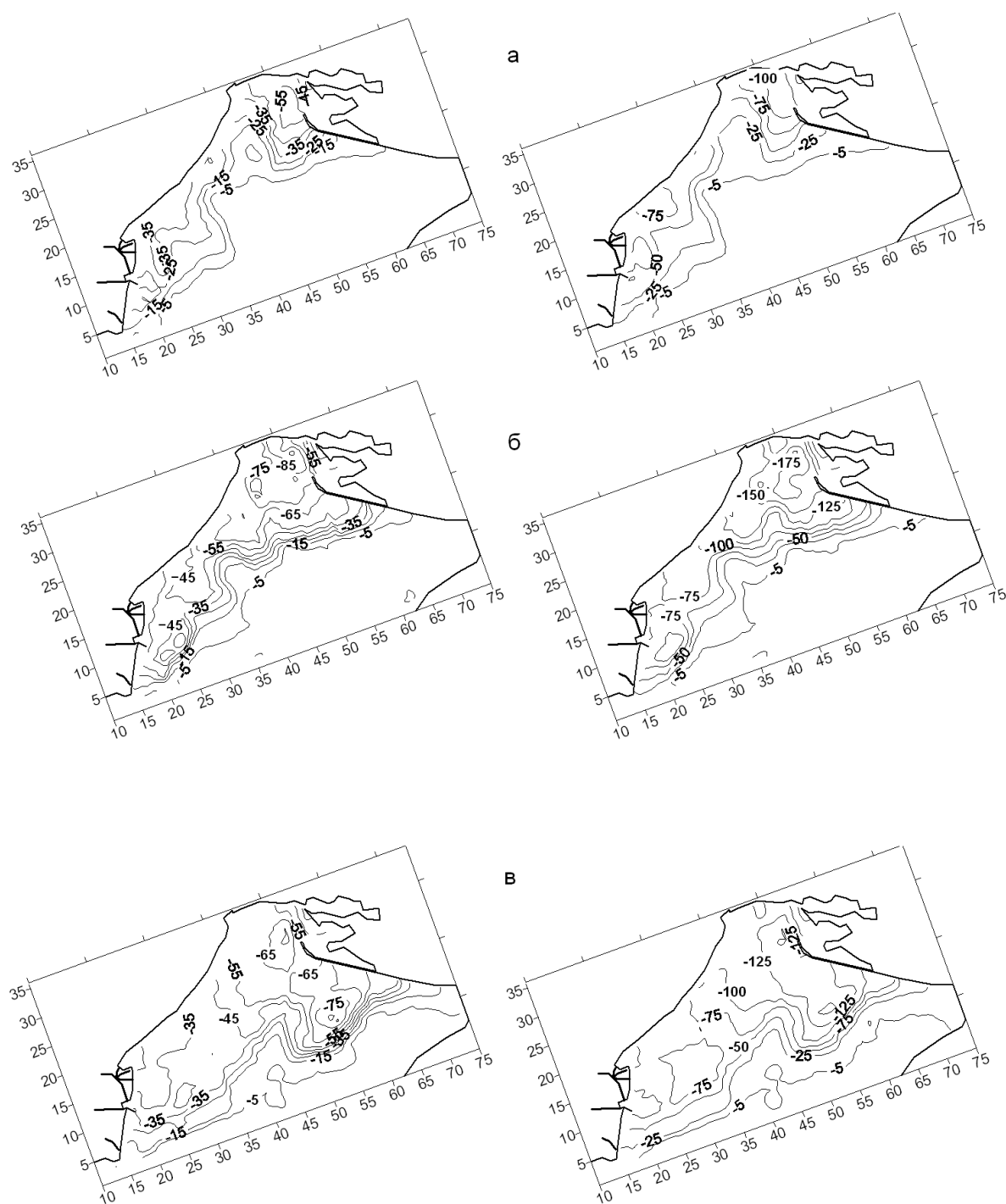


Рисунок 6.19 – Відносні зміни (у %) концентрації фосфатів у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

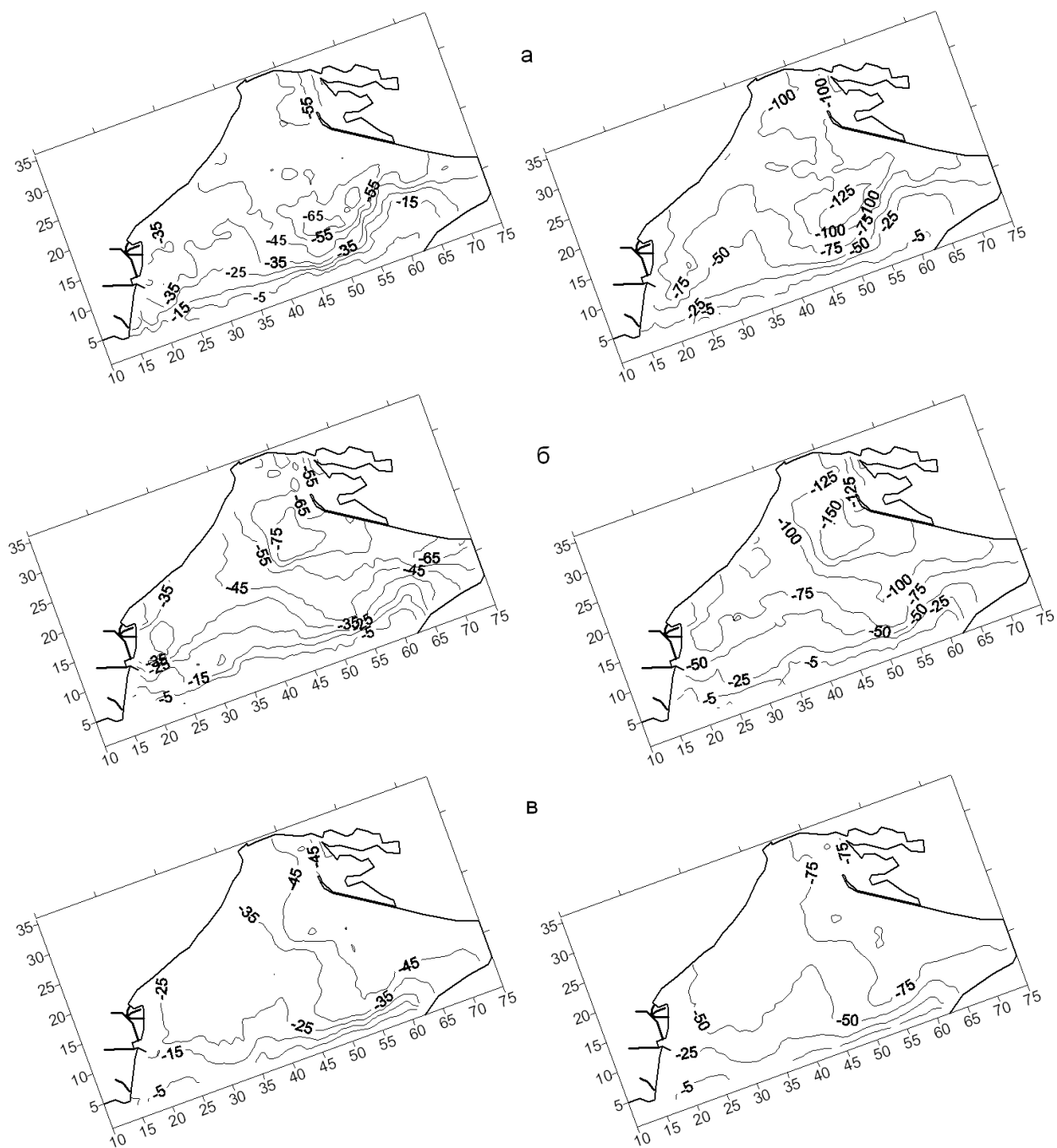


Рисунок 6.20 – Відносні зміни (у %) концентрації фосфатів у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

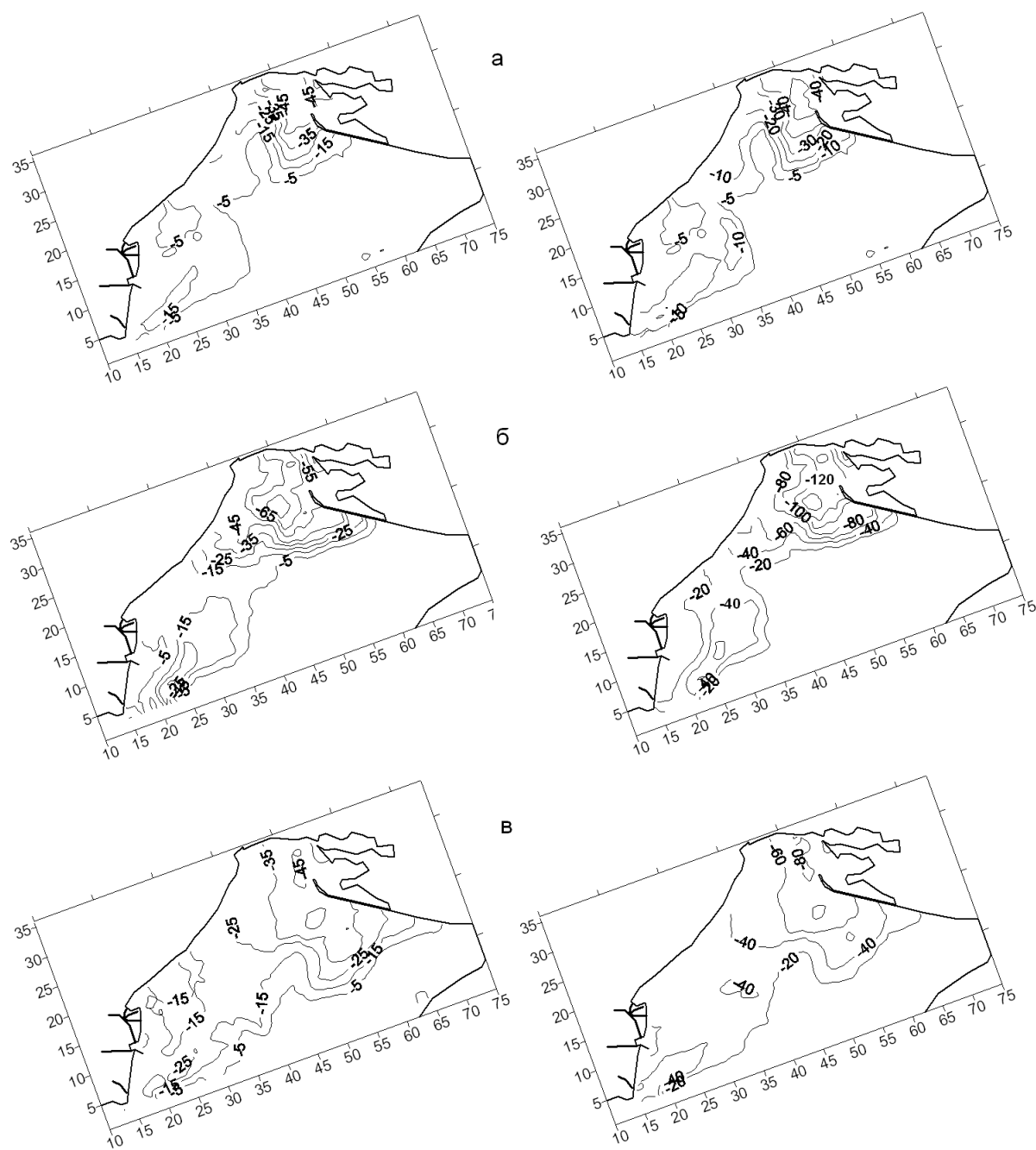


Рисунок 6.21 – Відносні зміни (у %) концентрації амонійного азоту у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

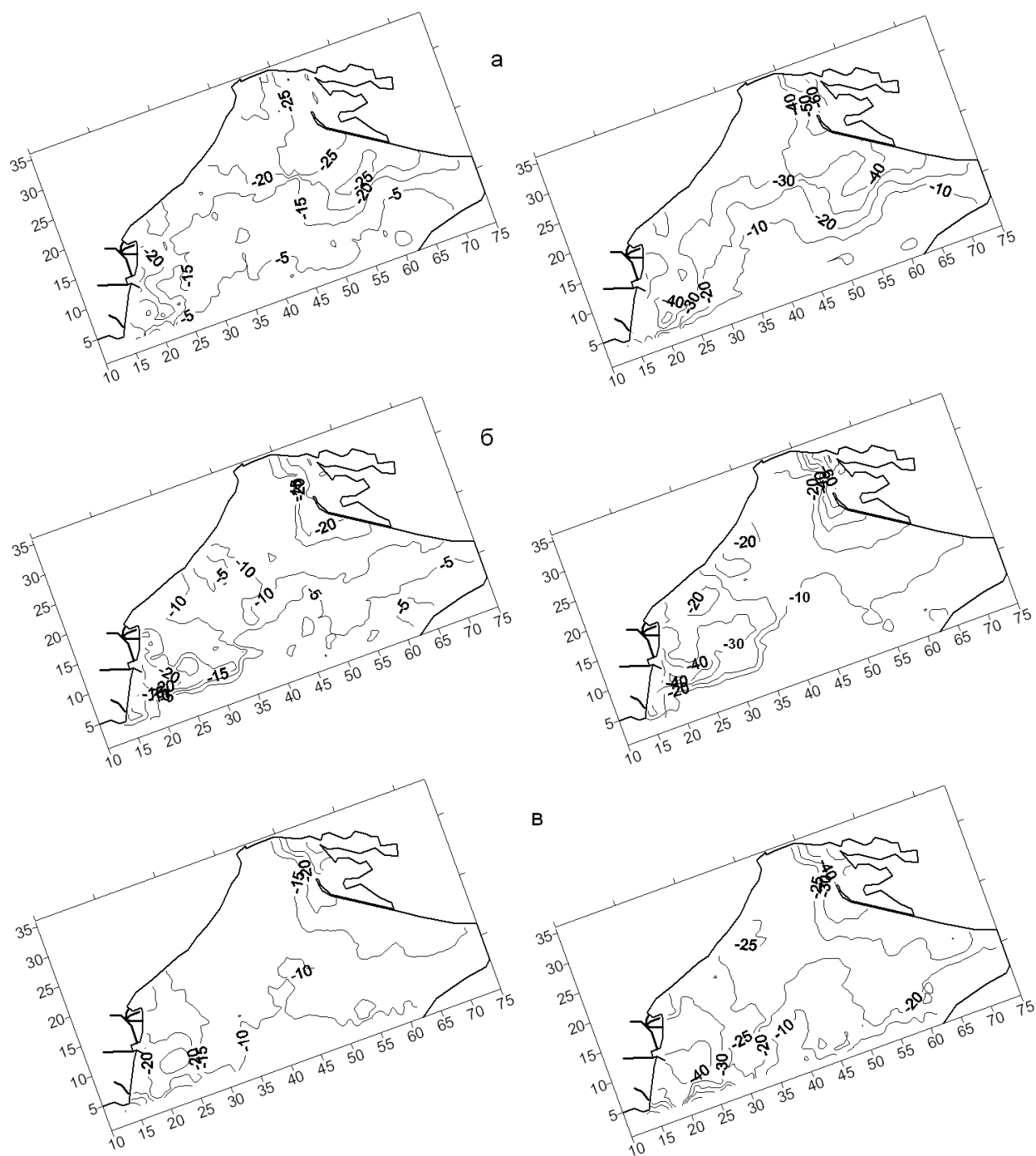


Рисунок 6.22 – Відносні зміни (у %) концентрації амонійного азоту у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

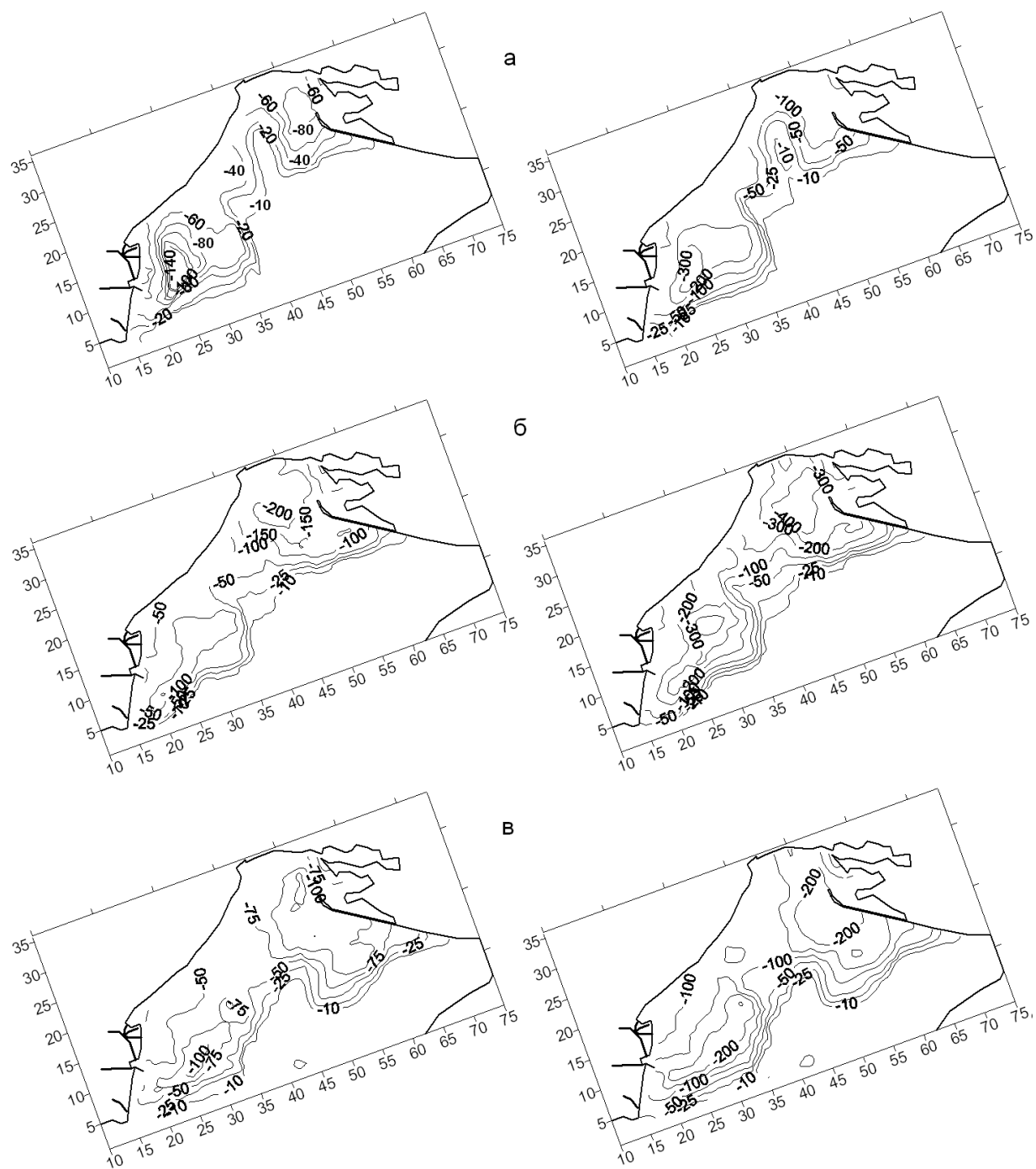


Рисунок 6.23 – Відносні зміни (у %) концентрації нітратного азоту у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

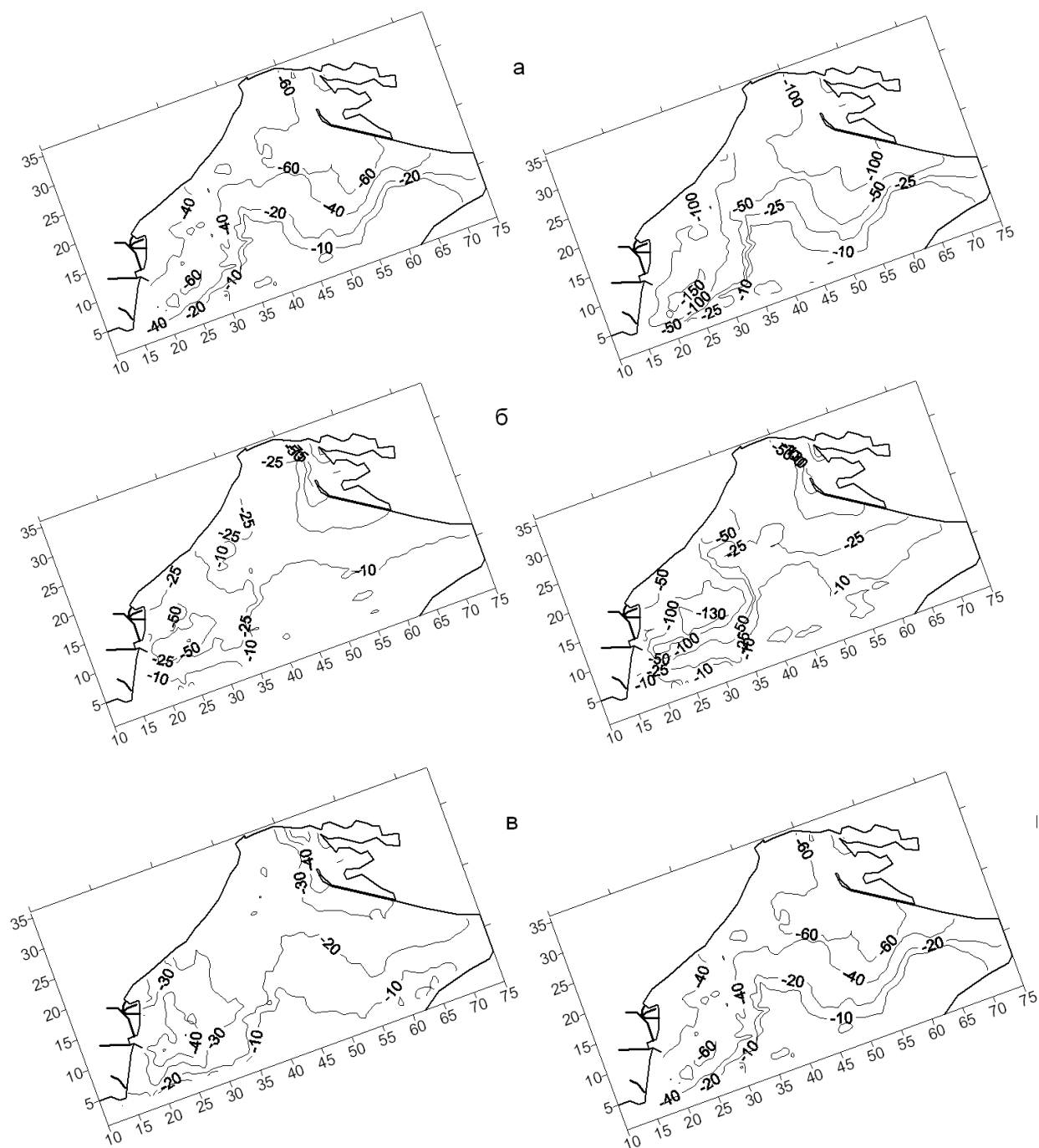


Рисунок 6.24 – Відносні зміни (у %) концентрації нітратного азоту у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

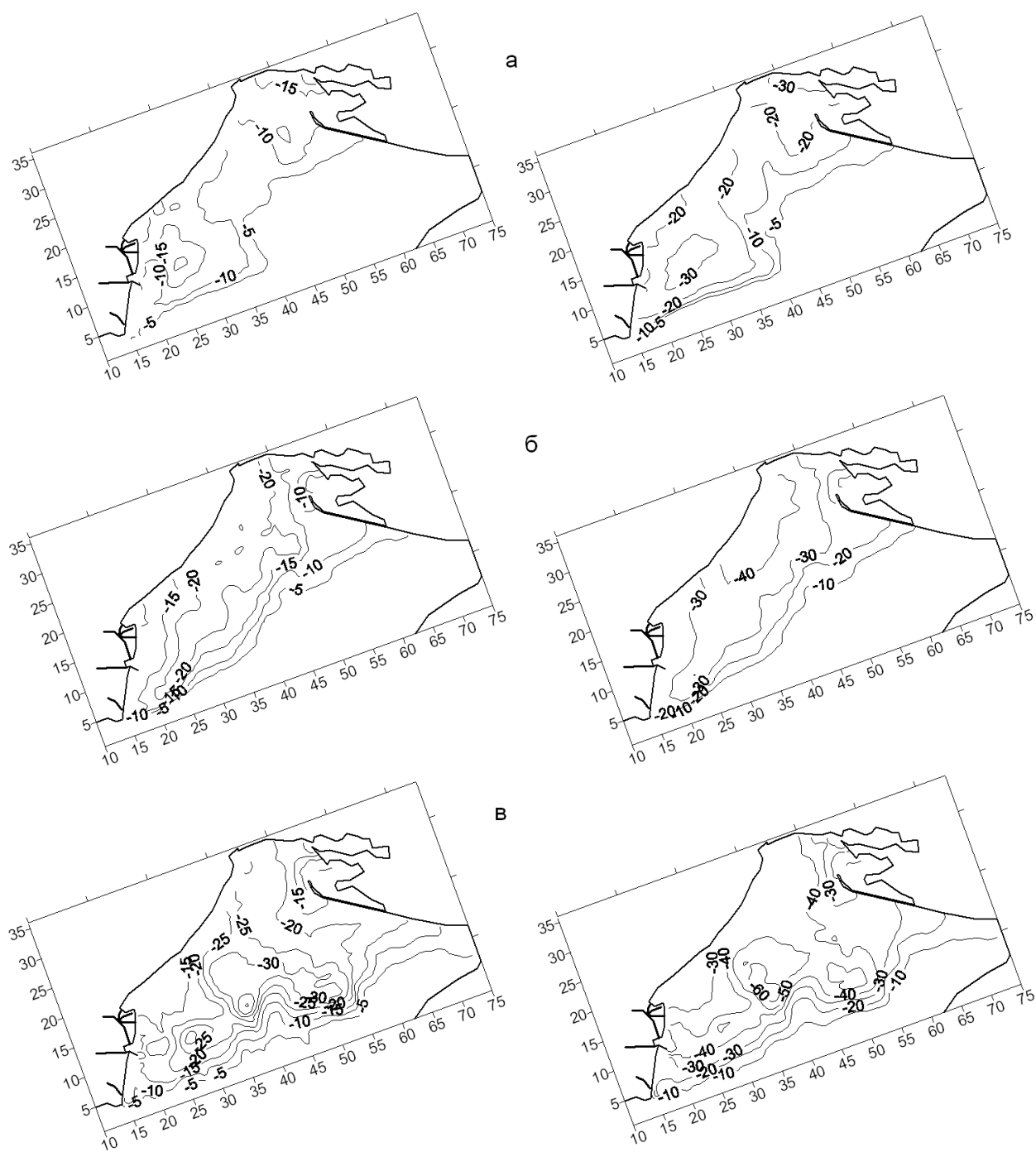


Рисунок 6.25 – Відносні зміни (у %) величини BPK_5 у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- квітень, б – травень, в- червень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

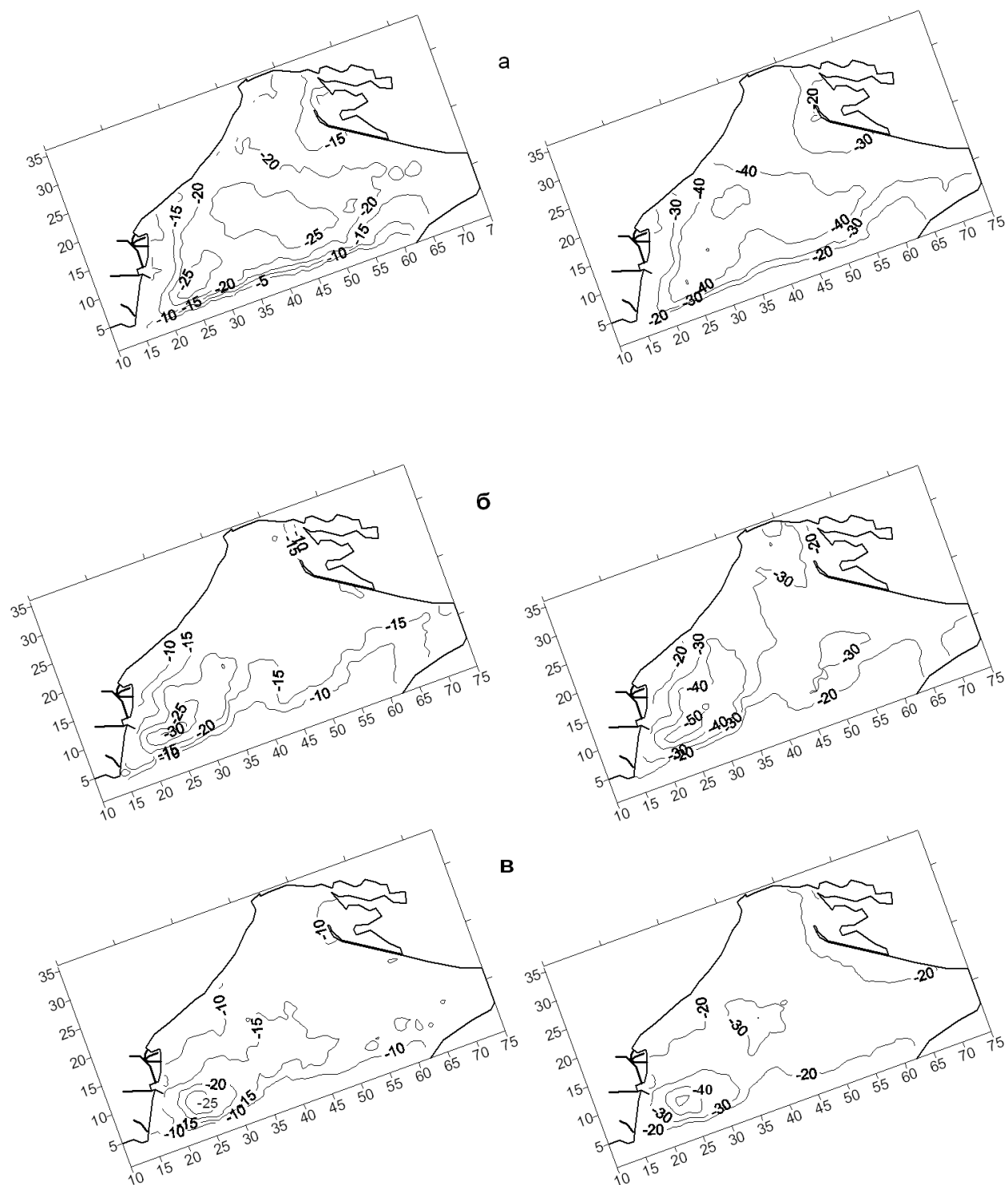


Рисунок 6.26 – Відносні зміни (у %) величини BPK_5 у поверхневому шарі ПнЗЧМ (а- липень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

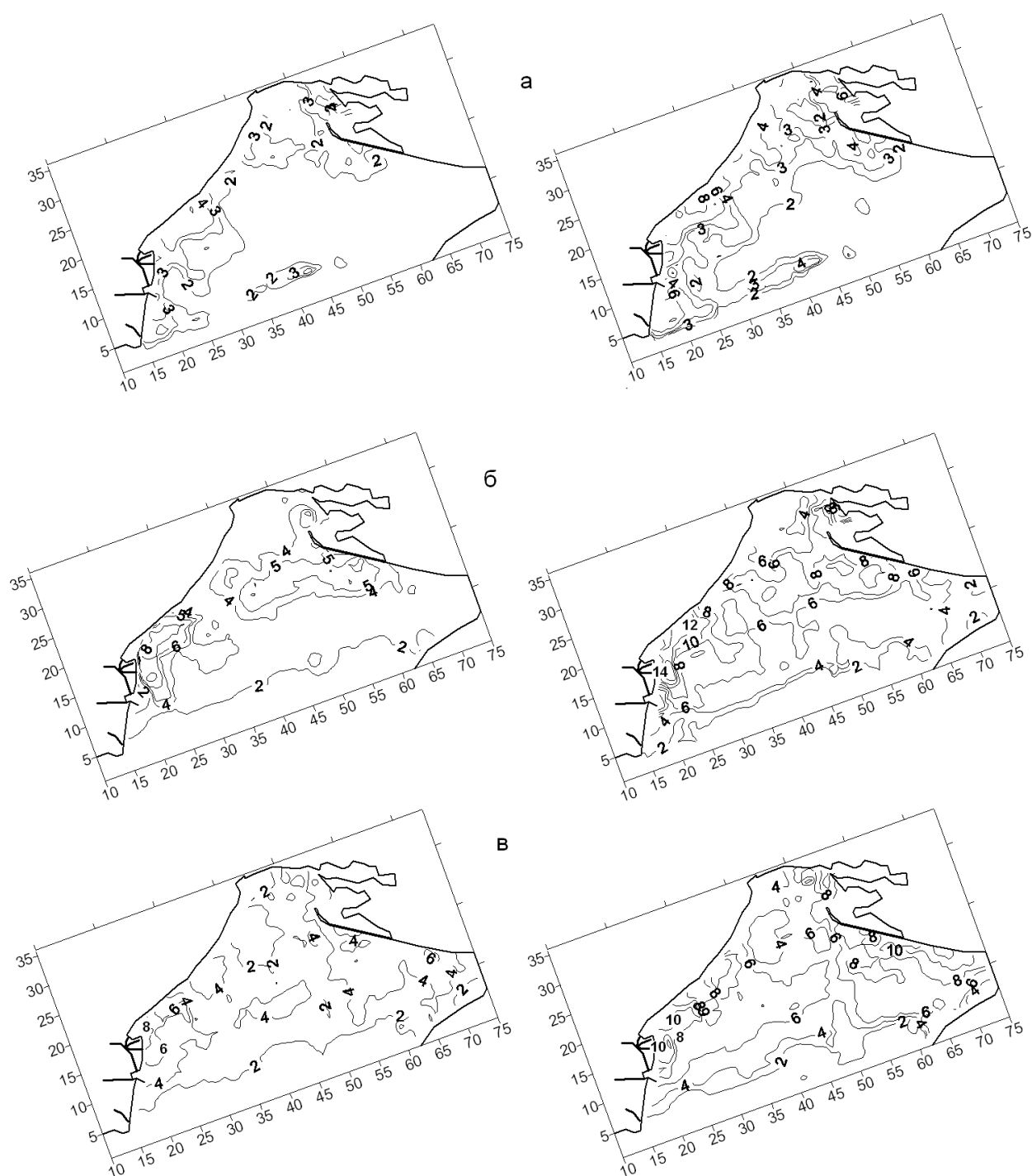


Рисунок 6.27 – Відносні зміни (у %) вмісту розчиненого кисню у придонному шарі ПнЗЧМ (а- червень, б – серпень, в- вересень), що очікуються у 2030-2040 (зліва) та 2070-2080 (зправа) роках ХХІ ст., згідно з результатами моделювання

ВИСНОВКИ

В результаті виконання дослідження отримані наступні результати і зроблені висновки.

1. Визначені водні ресурси великих річок України за сценаріями глобального потепління для умов одночасного (CCCM, GISS, GFDL, UKMO) та поступового (нестационарна модель GFDL) подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері на основі моделі “клімат-стік”, розробленої в ОДЕКУ.

Модель “клімат-стік” базується на застосуванні рівнянь водно-теплого та водогосподарських балансів водозбору з використанням імітаційного стохастичного моделювання. На вході в модель використовуються прогнози змін характеристик клімату за відповідними кліматичними сценаріями, адаптованими до території України.

Модель “клімат-стік” була апробована на даних про річний стік різних природних зон України минулих років. Достовірність отриманих результатів підтверджена задовільним збігом значень річного стоку, розрахованих за моделлю, та фактичними даними.

Досліджено чутливість кліматичного стоку, розрахованого за моделлю “клімат - стік”, до змін метеорологічних характеристик. На основі числових експериментів встановлено, що зміна норм кліматичного стоку стає значущою при зміні річних опадів на $\pm 3,5\%$ за рік або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$.

Зміни метеорологічних характеристик та стоку визначалися для географічних зон або поясів, які входять до водозбору великої річки. Характеристики стоку з усього водозбору розраховувалися як середні зважені за площею величини.

2. Розглянуті кліматичні сценарії (CCCM, GISS, GFDL, UKMO) відрізняються прогнозами співвідношень ресурсів тепла та вологи. За усіма

сценаріями передбачається зростання середніх багаторічних опадів у лісовій та лісостеповій зонах. У зоні степу за сценаріями CCCM та GISS прогнозується зменшення річних опадів. Зростання температур повітря передбачається усіма сценаріями.

3. Норма природного річного стоку р.Дніпро складає 105 мм. Середня багаторічна величина побутового річного стоку за період 1970-1980 рр. дорівнює 88 мм, а за період 1990-2004 – 80 мм. Середня багаторічна величина стоку дорівнює $52,01 \text{ км}^3$ або 103 мм. Формування стоку відбувається, головним чином, у зоні мішаних лісів. Зміни водних ресурсів лише за рахунок кліматичних умов змінюються від +20 % у 2000-2010рр. до мінус 30 % у 2030-2040 рр. та до мінус 48 % у 2070-2080рр. (нестационарний сценарій GFDL). При одночасному подвоєнні вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів до 16-18 % (UKMO, GFDL) та до мінус 26 % (CCCM, GISS). У межах водозбору діють такі антропогенні чинники: штучні водойми, відносна площа водної поверхні f_B яких дорівнює 1,78 %; вилучення води на зрошування, у тому числі по каналах перекиду стоку р. Дніпро (відносна площа зрошування $f_{ЗР}$ складає 4,4 %); додаткове надходження води з площ осушуваних земель f_{OC} , відносна площа яких становить 10 %. Зменшення водних ресурсів лише за рахунок зрошування та штучних водойм при поєднанні із впливом глобального потепління змінюється від плюс 2,80 % у 2000-2010рр.; до мінус 42 % у 2030-2040 рр. та до мінус 65 % у 2070-2080рр. за нестационарним сценарієм GFDL. При одночасному подвоєнні вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів від 35 % до 44 %. Надходження вод у русла річок при осушуванні послаблює ефект зменшення водних ресурсів. Але у 2030-2040 рр. та далі зміни клімату не будуть сприяти формуванню надлишкового зволоження і необхідність у проведенні осушувальних робіт може зникнути.

4. Норма природного річного стоку для р.Дунай становить 250 мм. З великих річок, які впадають у Північно-Західну частину Чорного моря, ця річка має найбільшу водність. Середня багаторічна величина побутового

стоку за період 1970-1989 становить 265 мм, за період з 1990 по 2004 р. – 243 мм. Оцінка змін водності в умовах глобального потепління, виконана за сценаріями ВМО, показала, що при одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері водні ресурси р. Дунай будуть зменшуватися: на 30-37 % за сценаріями GFDL та UKMO й на 40-42 % за сценаріями CCCM та GISS. За нестаціонарним сценарієм GFDL зменшення водних ресурсів буде становити 37 % на 2030-2040 рр. та 63 % на 2070-2080рр. Відносна площа водної поверхні штучних водойм складає 1.1 % від загальної площі водозбору, відносна площа зрошування - 8,9 %. Через значну водність річки дія антропогенних факторів у цілому на водозбір виражена слабо. Сумісне урахування впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм та вилучення води на зрошування характеризується коефіцієнтами антропогенного впливу, які змінюються від 0,95 до 0,77. Найбільший вплив антропогенних факторів при указаних масштабах водогосподарської діяльності буде спостерігатися у 2070-2080 рр. і становитиме 72 %, що відповідає стадії невідновного руйнування водних ресурсів. При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері та впливу дії антропогенних факторів водні ресурси р. Дунай будуть зменшуватися: на 37-43 % за сценаріями GFDL та UKMO й на 46-48 % за сценаріями CCCM та GISS. За нестаціонарним сценарієм GFDL зменшення водних ресурсів буде становити 43 % на 2030-2040 рр. Внутрішньорічний розподіл стоку за 1990-2004 рр. змінився у порівнянні із періодом 1970-1989 рр.: зменшилися середньомісячні витрати весняного водопілля (у березень – на 11 %) та термін цих максимумів змістився з травня на квітень, зросли витрати за листопад (12 %) та грудень (9 %).

5. Норма річного природного стоку р.Дністер становить 147 мм. Норма річного побутового стоку за період спостережень дорівнює 136 мм. Водні ресурси формуються, головним чином, у гірській частині басейну і тому мало підлягають впливу водогосподарських заходів, сконцентрованих у лісостеповій та степовій зонах. Зміни водних ресурсів лише за рахунок

кліматичних умов варіюють від +0,68% у 2000-2010рр. до мінус 33 % у 2030-2040 рр. та до мінус 63 % у 2070-2080рр. (нестаціонарний сценарій GFDL). При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів до 25 %. У басейні р.Дністер головними чинниками водогосподарського впливу є штучні водойми та незворотне водовикористання. Найменше впливає на водні ресурси річки зрошування. На водоспоживання міст Одеса, Іллічівськ, Білгород-Дністровський, Кишинів забирається 3 – 4 % річного стоку р.Дністер. Найбільший вплив чинить додаткове випаровування з поверхні штучних водойм. Зменшення водних ресурсів за рахунок усіх трьох антропогенних чинників змінюється від 8 % у 2000-2010рр. до 41 % у 2030-2040 рр. та до 61 % у 2070-2080рр. Поєднання впливу змін клімату із впливом антропогенних чинників здатне викликати зміни водних ресурсів від 8 % у 2000-2010рр., до 41 % у 2030-2040 рр. та до 61 % у 2070-2080рр. (нестаціонарний сценарій GFDL). При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів від 29 % до 35 %.

6. Норма річного природного стоку р. Південний Буг становить 49 мм. Значна частина водозбору знаходиться у межах степової зони (60 %), що обумовлює суттєвий вплив змін глобального клімату на водозбір у цілому. Зменшення водних ресурсів лише за рахунок кліматичних умов змінюється від 6 % у 2000-2010рр. до 43 % у 2030-2040 рр. та до 63 % у 2070-2080 рр. (нестаціонарний сценарій GFDL). При одночасному подвоєнні концентрації вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів від 25 % до 40 %. У басейні р.Південний Буг головними чинниками водогосподарської діяльності є штучні водойми, зрошування за рахунок води р.Дніпро як річки-донора та зрошування за рахунок води р.Південний Буг. Найбільше на стан водних ресурсів впливає додаткове випаровування з поверхні штучних водойм. Відносна площа водної поверхні штучних водойм становить 1,2 %. Зменшення водних ресурсів лише за рахунок додаткового випаровування з поверхні штучних водойм змінюється від 13 % у 2000-2010 рр. до 16 % у

2030-2040 рр. та до 20 % у 2070-2080 рр. Поєднання впливу змін клімату із впливом штучних водойм здатне викликати зменшення водних ресурсів від 19 % у 2000-2010рр. до 52 % у 2030-2040 рр. та до 71 % у 2070-2080рр. (нестационарний сценарій GFDL). При одночасному подвоєнні вуглекислого газу в атмосфері можливе зменшення водних ресурсів від 35 % до 48 %.

7. Руйнування водних ресурсів, якому відповідає зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 50 %, у результаті змін тільки кліматичних факторів річного стоку може відбутися на водозборі р. Дністер, Дунай та Південний Буг у 2070-2080рр. При взаємодії кліматичних факторів та існуючих масштабів водогосподарської діяльності у басейні, межа, яка відповідає безповоротному руйнуванню водних ресурсів (зниження річного стоку на 70%), може бути досягнуто р.Південний Буг.

Найбільший сумарний вплив водогосподарської діяльності установлений для р.Південний Буг, значна частина водозбору якого знаходиться у степовій зоні.

При розгляді сценаріїв одночасного подвоєння концентрації вуглекислого газу в атмосфері найбільш тяжкі наслідки потепління (для водних ресурсів) будуть спостерігатися за сценаріями CCCM та GISS. Зменшення водних ресурсів р.Південний Буг досягне 39 %, р.Дністер та Дніпро -25-26 %, р.Дунай – 31-32 %.

На десятиріччя 2030-2040 (нестационарний сценарій GFDL) очікується зменшення водних ресурсів р.Дніпро на 30%, р.Дунай -36 %, р.Дністер -33 %, р.Південний Буг – 43 %. На десятиріччя 2070-2080 зменшення водних ресурсів може становити: р.Дніпро - на 48 %, р.Дунай -64 %, р.Дністер – 54 %, р.Південний Буг – 63 %.

За рахунок впливу чинників водогосподарської діяльності та змін клімату на десятиріччя 2030-2040 (нестационарний сценарій GFDL) можливе таке зменшення водних ресурсів: р.Дніпро на 49 %, р.Дунай -43 %, р.Дністер -40 %, р.Південний Буг – 59 %; на десятиріччя 2070-2080: р.Дніпро -65 %, р.Дунай - 69%, р.Дністер - 61%, р.Південний Буг – 75%.

8. Встановлено, що зміни річного стоку у період 2000-2010 рр., визначені за даними нестационарного сценарію GFDL, відповідають напряму фактичних змін водних ресурсів.

9. Результати розрахунків надходження прісних вод від великих річок України до північно-західної частини Чорного моря застосовані у моделі евтрофікації шельфових морських вод.

10. Розроблена і адаптована до умов північно-західної частини Чорного моря, верифікована за даними архівних гідрологічних і гіdroхімічних спостережень числова тривимірна нестационарна модель евтрофікації вод шельфових і пригирлових морських акваторій.

11. За допомогою моделі евтрофікації вод виконано імітаційне моделювання просторово-часової мінливості гідрологічних і гіdroхімічних характеристик вод північно-західної частини Чорного моря з величинами річкового стоку Дуная, Дніпра, Дністра та Південного Бугу розрахованими за нестационарним сценарієм GFDL для десятиріч 2000-2010 рр., 2030-2040 рр. та 2070-2080 рр.

12. На підставі моделювання отримана оцінка можливих змін гідрологічного режиму вод північно-західної частини Чорного моря за нестационарним сценарієм GFDL показала, що в період межені, підвищення солоності води поверхневого шару у пригирлових ділянках акваторії ПнЗЧМ очікується на рівні 10 % - за умов десятиріччя 2030-2040 рр., у порівнянні з сучасним станом (2000-2010 р.), та до 15 % - за умов 2070-2080 рр. Підчас повені відносні зміни стають набагато суттєвішими і сягають 20 % – за умов 2030-2040 рр. та 40% – за умов 2070-2080 рр.

13. За результатами імітаційного моделювання з використанням нестационарної тривимірної моделі евтрофікації вод встановлено, що для десятиріччя 2030-2040 рр., у порівнянні з сучасним десятиріччям (2000-2010 рр.), слід очікувати в зонах трансформації річкових вод у поверхневому шарі моря:

- зменшення біомаси фітопланктону у весняний гідрологічний сезон (квітень-червень) від 10-15 % у квітні до 30-60 % у червні, у літній гідрологічний сезон (липень-вересень) – на 25 – 30 %;
- зменшення концентрації фосфатів до 35 – 45 % в західній частині акваторії (пригирловій області р. Дунай) і до 55-75 % – в східній частині акваторії (зоні впливу трансформованих річкових вод, що надходять з Дніпровсько-Бузького лиману);
- зменшення концентрації амонійного азоту в пригирловій області р. Дунай на 15-25 %, а в області трансформації річкових вод, що надходять з Дніпровського-Бузького лиману, – до 45-65 %; в липні-вересні – зменшення концентрацій на 20 – 25 % в обох пригирлових районах;
- зменшення концентрації нітратного азоту у весняний гідрологічний сезон в зоні трансформації річкових вод Дунаю на 50-150 % і на 80-200 % – в зоні трансформації розпріснених вод, що надходять з Дніпровсько-Бузького лиману; в літній сезон року в зоні трансформації дунайських вод – на 30- 60 %, а в зоні розповсюдження трансформованих вод Дніпра і Південного Буга – на 25-60 %;
- зменшення величини БСК₅ на 10-20 % у весняний гідрологічний сезон і на 20-30 % в літній гідрологічний сезон;
- збільшення в водах придонного шару вмісту розчиненого кисню влітку до 8 -10 % (без врахування зміни потоків поглинання кисню донними відкладеннями при нових значеннях продукції органічної речовини).

14. Для десятиріччя 2070-2080 рр., у порівнянні з сучасним десятиріччям (2000-2010 рр.), за нестационарним сценарієм GFDL прогнозується в зонах трансформації річкових вод у поверхневому шарі моря:

- зменшення біомаси фітопланктону від 30 до 50 - 70 %;
- зменшення концентрації фосфатів в західній половині ПнЗЧМ (зоні трансформації стоку р. Дунай) до 50-75 %, а в східній половині (зоні

трансформації річкового стоку з Дніпровсько-Бузького лиману) – від 75 до 175 %;

- зменшення концентрації амонійного азоту в зоні трансформації дунайських вод – від 10 % до 30-40 %, а на Дніпровсько-Бузькій пригирловій ділянці ПнЗЧМ – від 40 до 120 %;
- зменшення концентрації нітратного азоту у весняний гідрологічний сезон від 100 до 400 % , а у літній сезон – від 30 до 150 %;
- зменшення величини БСК₅ від 20 до 60 %;
- збільшення в водах придонного шару вмісту розчиненого кисню влітку до 15 % (без врахування зміни потоків поглинання кисню донними відкладеннями при нових значеннях продукції органічної речовини).

15. Вплив кліматичних змін річкового стоку на гідрохімічний режим вод акваторії північно-західної частини Чорного моря значно більший ніж на гідрологічний режим.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Водні ресурси на рубежі ХХІ сторіччя: проблеми раціонального використання, охорони та відтворення* / За ред. М.А. Хвесика. – К.РВПС України НАНУ, 2005.- 564 с.
2. *Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Дмитренко В.П., Мартазінова В.Ф., Кульбіда М.І., Шерешевський А.І., Бабіченко В.М.* Атлас “Клімат та водні ресурси України ”// Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук.праць.- Т.І. -К.: ВГЛ Обрії. - 2008. – С.135-141.
3. *Ліпінський В.М., Осадчий В.І., Сніжко С.І., Осадчий В.І., Бабіченко В.І., Мартазінова В.Ф.* Глобальні зміни клімату та їх прояв в Україні // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук.праць.- Т.І. -К.: ВГЛ Обрії. - 2008. – С.141-147.
4. *Осадчий В.І.* Відгук водних екосистем на глобальні економічні зміни в Україні // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук.праць.- Т.І. - К.: ВГЛ Обрії. - 2008. – С.199-208.
5. *Хвесик М.А.* Інноваційно-технологічний розвиток національної економіки на основі оптимізації водоресурсного забезпечення // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук.праць.- Т.І. -К.: ВГЛ Обрії. - 2008. – С.291-296.
6. *Иванов В.А., Миньковская Р.Я.* Морские устья рек Украины и устьевые процессы. Часть II. – Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 2008. – 806 с.
7. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
8. *Тучковенко Ю.С., Иванов В.А.* Моделирование процессов формирования качества вод северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование

- ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН України, МГІ.– 2007.– Вып. 15.– С. 304 - 325.
9. *Ivanov V.A., Tuchkovenko Yu.S.* Applied mathematical water-quality modeling of shelf marine ecosystems. – Sevastopol: Marine Hydrophysical Institute-Odessa State Environmental University.-2008. – 295 p.
 10. *United Nations Framework Convention on Climate Change.* – Geneva, UNEP/WMO, IUCC. -1992. -224 p.
 11. *Climate Change 1990.* The IPCC Scientific Assessment / J.T. Houghton, G.J. Jenkins, J.J. Ephraums. – Cambridge, Cambridge University Press UK and NY,USA. -1990. – 365 p.
 12. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток"// Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
 13. *Loboda, N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence, in Proceedings the Second International Conference on Climate and Water.- Vol.3.- 1999. -p.1486-1494.
 14. *Climate Change 1995.* The Science of climate change. Contribution of Working Group 1 to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / J.T. Houghton, L.G. Meira Filho. – Cambridge, Cambridge University Press UK. -1996. – 56 p.
 15. *Україна та глобальний парниковий ефект.* Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату / Букша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л., Трофімов І.В., Шерешевський А.І., за редакцією В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофімової. – Т.2. - Київ. Агентство з раціонального використання енергії та екології. - 1998. – 206с.
 16. *Benioff R., S. Guill, J. Lee (eds.)* Guidance for Assessing Vulnerability and Adaptation. – Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers,1996.- 200p.

17. *U.S. Country Studies Program. Guidance for Vulnerability and Adaptation Assessment.* – Washington, 1994.
18. *Hlavkova, K., Sgolgay, J., Cunderlik, J., Parajka, J., Lapin M.* Impact of climate change on the hydrological regime of rivers in Slovakia. Bratislava: Slovak Committee for hydrology, 1999. - 101p.
19. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Мінливість клімату та водних ресурсів Закарпаття // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.12. - Одеса:ТЕС. – 2011. - С. 161-167.
20. *Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change / N.Nakicenovik et.al. (eds.)* - Cambridge University Press, 2000. - 599p.
21. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning (etc.)* – Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, IPCC,2007 – 996p.
22. *Хохлов В.М., Латиш Л.Г. , Цимбалюк К.С.* Зміни температурного режиму в Україні у 2011-2025 роках. Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках // // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.8. - Одеса:ТЕС. – 2009. - С. 70-78.
23. *Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латиш Л.Г.* Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках // Український Гідрометеорологічний журнал. - Одеса: Вид. “ТЕС” - №5.-2009. - С.54-62.
24. *Купріков І.В., Сніжко С.І.* Вплив глобальних кліматичних змін на річковий стік (огляд та аналіз сучасних досліджень) // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ. – ВГЛ “Обрії”. – 2005. – Т.7. – С.122-131.
25. *Гонченко Е.Д., Лобода Н.С.* Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.

26. *Лалыкин Н.В., Самотьев С.П.* Влияние изменений климата в XXI столетии на годовой сток рек Молдовы // Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия. – М.2000. – С.181-190.
27. *Вишневський В.І.* Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип.250. – С.190-202.
28. *Вишневський В.І., Косовець О.О.* Зміни стану довкілля в Україні // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук.праць.- Т.ІІІ. -К.: ВГЛ Обрії. -2008. – С.5-13
29. *Шерешевський А.І., Синицька Л.К.* Оцінка змін випаровування з водної поверхні // Наук. Праці УкрНДГМІ. – Вип.248. – К.,2002. – С.11-18.
30. *Сніжко С., Коваленко А.* Сніговий покрив як індикатор кліматичних змін в Україні // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук. праць. - Т.ІІІ. -К.: ВГЛ Обрії. -2008. – С.50-52.
31. *Войцехович В.О., Лузан Л.І.* Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.247. – С. 125-135.
32. *Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р.* Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ. – ВГЛ “Обрії”. – 2010. – Т.3(20). – С.50-58.
33. *Василенко С.В.* Характеристика весняного водопілля річок Правобережної Прип'яті та їх сучасні зміни // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ. – ВГЛ “Обрії”. – 2010. – Т.3(20). – С.75-82.
34. *Лобода Н.С., Мельник С.В.* Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии // Український гідрометеорологічний журнал. - №5. – Одеса. – ТЕС. – 2009 – С. 184-191.

35. *Мельник С.В., Лобода Н.С.* Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Поділля // Динаміка водного режиму і стоку річок Поділля // Гідрологія, гідрохімія і гідро екологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2009. – Том.17. С.55-62.
36. *Сусідко М.М., Приймаченко Н.В.* Особливості формування дощових паводків у басейні Дністра // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ. – ВГЛ “Обрії”. – 2009. – Вип.17. – С.76-80.
37. *Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.А., В.В. Гребінь, Шевчук І.О., Чунарьов О.В.* Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. – К.:Ніка-Центр, 2007.- 184 с.
38. *Вишневський В.І.* Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок // Наук. Праці УкрНДГМІ. – Вип.250. – К.,2002. – С.190-201.
39. *Струтинська В.М., Гребінь В.В.* Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. – К.:Ніка-Центр, 2010. -196 с.
40. *Лобода Н., Сіренко А.* Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер // Науковий вісник Чернівецького університету. – 2009. – Вип. 480-481. Географія. – С.200-203.
41. *Лобода Н.С., Сіренко А.М.* Вплив Північно-Атлантичного коливання на строки продовження льодових явищ на річках Західної України // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2010. – Вип. 50. - С. 182 – 189.
42. *Sirenko A.M., Loboda N.S.* Conditions of ice and thermal regimes of the river Dniester in the context of global climate change // Conference abstracts of International conference “Global and regional climate changes” (16-18 November 2010, Kyiv, Ukraine). -2010. – p. 63-64.
43. *Лобода Н.С.* Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку ХХІ сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Відповідальний редактор Хільчевський В.К. – К. ВГЛ “Обрії”, 2010. -Т.18. – С. 62-70 .

44. *Лобода Н.С., Коробчинска А.О.* Оцінка впливу мінливості Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань на гідрометеорологічні характеристики України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Відповідальний редактор Хільчевський В.К. – К. ВГЛ "Обрії", Т.18. 2010. – С. 84-91
45. *Коробчинская А.А., Лобода Н.С.* Атмосферные процессы и закономерности колебаний климатических факторов на территории Украины // Матеріали п'ятої всеукраїнської наукової конференції "Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія", 22-24 вересня 2011р. - Чернівці: Чернівецький національний університет, 2011. – С.120-123.
46. *Хохлов В.Н.* Количественное описание климата Европы во второй половине XX века // Український гідрометеорологічний журнал, 2007. – Вип.2. –С.35-42.
47. *Khohlov V., Loboda N., Romanova A.* Role of North Atlantic Oscillation in spatial initiation of European summer heat waves: wavelet approach // ESF – MedCLIVAR Workshop "Hydrological, socioeconomic and ecological impact of North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region", 24-27 May, 2010.- С.45-46.
48. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка –центр, 2010. -316 с.
49. *Гребінь В.В.* Регіональний ландшафтно-гідрологічний аналі сучасного водного режиму річок України:Діс...д.Геогр.наук:11.00.07. – Київ, 2010. - 440с.
50. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
51. *Мезенцев В.С., Карнацевич И.В.* Увлажненность Западно-Сибирской равнины - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 75с.
52. *Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности.-Л.: Гидрометеиздат, 1956. - 255 с.

53. *Багров Н.А.* О среднем многолетнем испарении с поверхности суши. – Метеорология и гидрология. – 1953. - №10. – С.20-25.
54. *Константинов А.Р.* Испарение в природе - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 532 с.
55. *Харченко С.И.* Тепловоднобалансовый метод расчета водного режима /осушение и орошение/ почв в нечерноземной зоне // Тр. ГГИ. - 1978. – Вып.251. – с.3-25.
56. *Будыко М.И.* Испарение в естественных условиях. - Л.: Гидрометеиздат, 1948. - 136 с.
57. *Гопченко Є.Д., Лобода Н.С.* Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплогового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – С.106-120.
58. *Климат Украины/* Под ред. Г.Ф. Прихотько, А.В. Ткаченко, В.Н. Бабиченко.-Л.: Гидрометеиздат, 1967. - 413 с.
59. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с.
60. *Лобода Н.С.* Методические подходы к оценке естественных водных ресурсов горных районов на основе метеорологической информации (на примере горной части бассейна р.Днестр) // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 45. - С. 118 –124.
61. *Лобода Н.С.* Шляхи оцінювання, передбачення та управління станом водних ресурсів Кримського півострова у природних та порушених антропогенною діяльністю умовах // Наукові записки. Серія – біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія. – Тернопіль. – Тернопільський педуніверситет. – 2005. – № 3(26). – С.256 – 258.
62. *Фан Ван Тинь, Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Климатические и водные ресурсы Украинского Полесья // Межвед. научн. сб. Украины. -

- Метеорология, климатология и гидрология. - Одесса. - 1999. – Вып. 39. - С.254 –267.
63. *Лобода Н.С., Нгуен Ле Минь*. Оценка норм годового стока на основе уравнения водно-теплового баланса для территории Крымского полуострова // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2003. – Вип. 47. - С. 202 –208.
64. *Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Шахман І.О.* Оцінювання природних водних ресурсів Нижнього Подніпров'я за метеорологічними даними // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2005. – Вип. 49. - С. 485 – 496.
65. *Лобода Н.С., Бабаева О.В.* Антропогенні навантаження та зміни річного стоку в басейні р.Сіверський Донець // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2008. – Вип. 50. - С. 31 – 36.
66. *Крупенко Н.Н., Лобода Н.С.* Климатические и водные ресурсы в бассейне р.Северский Донец // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 14-17 квітня 2009 р.- Одесса, 2009. – С.45-48.
67. *Пособие по определению* расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат,- 1984. - 447с.
68. *Лобода Н.С.* Восстановление рядов естественного годового стока на основе разложения его полей по естественным ортогональным функциям (на примере юго-западной части Украины и Молдовы) // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Науковий збірник. – т.2. - Київ: Ніка-Центр, 2001. – С. 246 - 253.
69. *Loboda N., Glushkov A., Khohlov V.* Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal function approach to Moldova-Southwest Ukraine region // Atmospheric Research. – 2005. – Vol. 77/1-4. – P. 100-113.
70. *Обухов Е.В., Лобода Н.С., Шведенко Г.В.* Гидроэнергетический потенциал малых водотоков Одесской области в условиях водохозяйственных

- преобразований и возможных изменений климата // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 425 – 434.
71. *Фан Ван Тинь, Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы западной части Украинского Полесья в условиях изменений глобального климата // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2000. – Вип. 41. - С. 92 - 101.
72. *Лобода Н.С.* Оцінка та передбачення стану водних ресурсів Кримського півострова на основі моделі “клімат - стік” // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.1. - К:КНТ. –2005. - С. 161-168.
73. *Лобода Н.С., Воробьева Л.В., Ильченко Е.А.* Методические подходы к оценке влияния глобального потепления на состояние водных ресурсов горных рек Крымского полуострова // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.2. - К:КНТ. –2006. - С. 208-214.
74. *Лобода Н.С.* Перспективи змін водних ресурсів в умовах глобального потепління // Зб. наук.праць “Географія в інформаційному суспільстві”. – Київ: ВГЛ Обрії, 2008 - Т.3. - С.17-19.
75. *Коваленко В.В.* Динамические и стохастические модели гидрологического цикла. – Л.: ЛПИ, - 1988. – 34 с.
76. *Раткович, Д.Я., Болгов М.В.* Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. Москва: РАН ИВП.- 262 с.
77. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
78. *Болгов, М.В., Сарманов И.О., Сарманов О.В.* Марковские процессы в гидрологии. Москва: ИВПРАН. -2009. - 210 с.
79. *Болгов, М.В., Мишон В.М., Сенцова, Н.И.* Современные проблемы оценки водных ресурсов и водообеспечения. Москва: Наука. -2005. - 318 с.
80. *Loboda, N.S., Phan Van Chinnh,* Statistical modelling and estimating the irrigation and man-made effect on annual runoff and water resources, in: IAHS

Publication in the IAHS Series of Proceedings and Reports 289. – 2004. - P.215-218.

81. *Лобода Н.С., Шахман І.О.* Функції відгуку водогосподарських систем Нижнього Подніпров'я на зрошення сільськогосподарських масивів водами Дніпра // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.3. - Одеса:ТЕС. –2006. - С. 175-181.
82. *Лобода Н.С., Довженко Н.Д.* Моделирование рядов бытового стока при наличии водопотребления за счет местных водных ресурсов // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.3. - Одеса:ТЕС. – 2006. - С. 151-159.
83. *Шахман І.О., Лобода Н.С.* Застосування імітаційної стохастичної моделі річного побутового стоку до оцінки стану водних ресурсів Нижнього Подніпров'я в умовах водогосподарської діяльності // Український гідрометеорологічний журнал. - №5. – Одеса. – ТЕС. – 2009. – С. 192-197.
84. *Шахман І.О., Лобода Н.С.* Обґрунтування стратегії водогосподарських заходів на території Нижнього Подніпров'я в умовах глобального потепління // Український Гідрометеорологічний журнал. Головний редактор С.М. Степаненко. - Одеса: Вид. “ТЕС” - №6.-2010. - С.210-216.
85. *Loboda N.S.* The influence of climatic changes on Ukrainian water resources (modeling and prediction) // Conference abstracts of International conference “Global and regional climate changes” (16-18 November 2010, Kyiv, Ukraine). -2010. – p.56-57.
86. *Лобода Н.С.* Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення. // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. - №2 (36) (червень). – С.63-67.
87. *Справочник по водным ресурсам* / Под ред. Б.И.Стрельца. - К.: Урожай,1987. - 304 с.

88. *Иванов В.А., Миньковская Р.Я.* Морские устья рек Украины и устьевые процессы. Часть I. – Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 2008. – 446 с.
89. *Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С.* Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія № 3 (44). -2010. – С. 143-145.
90. *Вишневський В.І.* Річки і водойми України. Стан і використання. - Київ.: Віпол, 2000. - 375с.
91. *Вишневський В.І., Косовець О.О.* Гідрологічні характеристики річок України.- К.: - Ніка-Центр. – 2003.-324 с.
92. *Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б.* Водний фонд України: Довідковий посібник. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392с.
93. *Лобода Н.С.* Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку ХХІ сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Відповідальний редактор Хільчевський В.К. – К. ВГЛ "Обрії", Т.18.2010. – С. 62-70 .
94. *Лобода Н.С., Коробчинська А.О.* Оцінка впливу мінливості Північно-Атлантичного та Скандинавського коливань на гідрометеорологічні характеристики України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Відповідальний редактор Хільчевський В.К. – К. ВГЛ "Обрії", Т.18.2010. – С. 84-91.
95. *Rivers of Europe.* Edited by Klement Tockner, Christopher T. Robinson, Urs Uehlinger, Academic Press is an imprint of Elsevier, 2008. – P.497-524.
96. *Stancik A., Jovanic S.* Hydrology of the river Danube. Priroda, 1998. – 271 p.
97. *Швебс Г.І., Єгошин М.І.* Каталог річок та водойм України (під ред. Є.Д.Гопченко). – Одеса, Астропринт, 2003.- 389с.
98. *Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І.* Природні ресурси України. Рівне, 2000. С. 192.

99. *Лобода Н.С., Романенко В.П.* Імітаційне стохастичне моделювання побутового річного стоку лівобережжя р.Дністер // П'ята науково-практична конференція з міжнародною участю «Математичне та імітаційне моделювання систем МОДС'2010» (21-25 червня). -2010. – С.56-58.
100. *Лобода Н.С., Дорофєєва В.П.* Стан водних ресурсів річки Дністер за сценаріями глобального потепління // Матеріали п'ятої всеукраїнської наукової конференції “Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія”, 22-24 вересня 2011р. - Чернівці: Чернівецький національний університет, 2011. – С.148-150.
101. *Чунарьов О.В.* Оцінка впливу господарської діяльності на водо-ресурсний потенціал басейну Південного Бугу // Гідрологія, гідрохімія, гідро екологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2007. – Т.12.- С.114-117.
102. *Хільчевський В.К., Чунарьов О.В., Ромась М.І., Яцюк М.В., Бабич М.Я.* Водні ресурси та якість річкових вод басейну Південного Бугу / за ред. В.К.Хільчевського. – К.: Ніа –центр, 2009. -184 с.
103. *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.
104. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
105. *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.
106. *Blumberg A.F.* The influence of density variations on estuarine tides and circulations //Estuarine and Coastal Marine Science. – 1978. – № 6. – P. 209 - 215.
107. *Wang D.P., Kravitz D.W.* A semi-implicit two-dimensional model of estuarine circulation //J. Phys.Oceanog. – 1980. – № 3. – P.441 – 454
108. *Munk W.H., Anderson E.R.* Notes on the theory of the thermocline //J. Mar.

- Res. – 1948. – № 7. – P. 276 – 295
109. *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.
 110. *Parkinson C.L., Washington W.M.* A large-scale numerical model of sea ice // J.Geophys.Res.–1979.–№ 84.–P.311-337.
 111. *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.
 112. *Флетчер К.* Вычислительные методы в динамике жидкостей: В 2 т. - М.: Мир, 1991.
 113. *Boris J.P., Book D.L.* Flux-corrected transport: generalization of method //J. Comput. Phys.– 1975. – № 3. – P. 248 - 283.
 114. *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.
 115. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.4. Черное море.* Вып.1. Гидрометеорологические условия. – С-Пб: Гидрометеиздат, 1991.– 430 с.
 116. *Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря.* //Под ред..Э.Н.Альтмана. –Севастополь, 1987. -301 с.
 117. *Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря.* //Под ред.. І.Д.Лоевої. – Київ.: КНТ, 2008. – 616 с.
 118. *Гидрология дельты Дуная.* – Москва: ГЕОС, 2004, - 448 с.
 119. *Ефимов В.В., Тимофеев Н.А.* Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. Обнинск: ВНИИГМИ - МЦД, 1990. - 237 с.

120. *Справочник по климату* Черного моря. М.: Гидрометеиздат, 1974.- 40 с.
121. *Гертман И.Ф.* Статистический термохалинный анализ вод Черного моря в сезонном развитии. //Тр. ГОИН, 1987. - Вып. 180. - С. 45-48.
122. *Демышев С.Г., Кныш В.В. Инюшина Н.В.* Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености. // Севастополь: Морской гидрофизический журнал, №6. 2005. - С. 28-45.
123. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model. //Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci. - AGU, Washington D.C., edited by N. Heaps. - 1987. - V.5. - P. 1-16.
124. *Украинский В.В, Попов Ю.И, Орлова И.Г., Дерезюк Н.И, Балатюк С.В., Танасюк Е.Г.* Изменчивость кислородного режима и гидрологической структуры вод северо-западного шельфа Черного моря в летне-осенний период 1998 г. //Одеса: Метеорология, климатология и гидрология, Вып. 43. 2001. - С. 211-222.
125. *Георгиев В.Т., Герасимов С.А., Попов Ю.И.* Гидродинамическое состояние открытых вод северной половины Черного моря в 1992-1993 гг. //Сб. научных трудов УкрНЦЭМ. Исследование экосистемы Черного моря, Одесса. Вып. 1. 1994. - С. 17-23.
126. *Дослідження та прогнозування впливу стоку річки Дунай на гідрологічні та гіdroхімічні характеристики морських вод на ділянці гирло річки Дунай – о. Зміїний.* Звіт з НДР/ Одеськ. держ. екол. ун-т.— Одеса, 2009. – 323 с.
127. *Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М.* Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря.— К:Наукова Думка, 1966.
128. *Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный: Современное состояние экосистемы /* Под ред. В.И. Иванова, С.В.

- Гошовского; НАН Украины, Морской гидрофизический институт.- Севастополь, 1999. – 268 с.
129. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография* / под ред. Ю.П.Зайцева, Б.Г.Александрова, Г.Г.Миничевой. – К.: Наук. думка, 2006. – 701 с.
 130. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Вып.2. Гидрохимические условия и океанологические основы биологической продуктивности* / Под ред. А.И. Симонова, А.И. Рябилина, Д.Е. Гершановича.– С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1992.– 219 с.
 131. *Океанографический атлас Черного и Азовского морей.*– К.:Госгидрография, Океанографический центр НАНУ. – 2009.
 132. *Беляев В.И., Кондуфорова Н.В.* Математическое моделирование экологических систем шельфа. – К.: Наукова думка, Мор. гидрофиз. ин-т., 1990. – 240 с.
 133. *Виноградова Л.А., Василева В.Н.* Многолетняя динамика и моделирование состояния экосистемы прибрежных вод северо-западной части Черного моря. – СПб: Гидрометеоиздат, УкрНЦЭМ, Одесса, 1992. – 107 с.
 134. *Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 3. Моделирование компонентов экосистемы* /Под ред. И.Н. Давидана, Р.В. Пяковского, О.П. Савчука. – Л.: Гидрометеоиздат, ЛО ГОИН, 1987. – 255 с.
 135. *Ambrose, R.B., Wool, T.A., Martin, J.L.* The Water Quality Analysis Simulation Program, WASP5. Part A: Model documentation.-USA, Environmental Research Laboratory, Athens, Georgia, 1993. – P.49 - 140.
 136. *DHI. User Guide and Reference Manual Water Quality Module, release 2.4 MIKE21.* – Denmark, Danish Hydraulic Institute, 1994. – 14 p.
 137. *User's Guide for RCA (Release 3.0). Appendix A –HydroQual, Mahwah, New Jersey .* – 2004. – P. 3 – 46.

138. *Cerco C.F., Cole T.* User's Guide to the CE - QUAL - ICM. Three - Dimensional Eutrophication Model.-U. S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station.1995. – 150 p.
139. *Ляхин Ю.И.* О скорости обмена кислородом между океаном и атмосферой //Океанология. – 1980. – Т. 18, № 6. – С. 1014 - 1021.
140. *Проблемы химического* загрязнения вод Мирового океана. Т. 6. Изменение физико-химических свойств морских вод под влиянием загрязнения / Под ред. Е.Ф. Шульгиной. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 200 с.
141. *Методические основы* комплексного экологического мониторинга океана. – М.: Гидрометеиздат, 1988. – 286 с.
142. *Ведерников В.И., Сергеева О.М., Конвалов Б.В.* Экспериментальное изучение зависимости скорости роста и фотосинтеза фитопланктона Черного моря от условий минерального питания //Экосистемы пелагиали Черного моря. – М.: Наука, Ин-т океанологии., 1980. – С. 140 - 155.
143. *Финенко З.З.* Общие закономерности роста и фотосинтеза водорослей / Первичная и вторичная продукция морских организмов. – К.: Наукова Думка, Ин-т биол. юж. морей, 1983. – С. 35 - 45.
144. *Иванов В.А., Тучковенко Ю.С.* Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006.- 368 с.
145. *Tufford D.L., McKellar H.N.* Spatial and temporal hydrodynamic and water quality modeling analysis of a large reservoir on the South Carolina (USA) coastal plain // Ecological modelling. – 1999. – № 114. – P. 137 - 173.
146. *Моделирование процессов* переноса и трансформации вещества в море / Под ред. Ю.Н. Сергеева.– Л.: Из-во Ленингр. ун-та, 1979.– 291 с.
147. *Bowie G.L., Mills W.B., Porcella D.B., Campbell C.L. and otros.* Rates, Constants, and Kinetics Formulations in Surface Water Quality Modeling / U.S. Environmental Protection Agency.- 2ed. EPA-600/3-85-040.- USA, Athens, GA, 1985.

148. *Виноградов М.Е., Шушкина Э.А.* Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. – М: Наука, Ин-т океанол., 1987. – 240 с.
149. *Гусяков Н.Е., Теренько Г.В.* Сезонная динамика фитопланктона прибрежной зоны Одесского залива Черного моря (Украина) //Альгология. – 1999. – Т. 9, № 4. – С. 10 - 22.
150. *Нестерова Д.А., Теренько Л.М.* Фитопланктон Одесского региона в современных условиях //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2000. – С. 383 - 390.
151. *Павлова Е.В., Черепанов О.А.* Функционирование экосистемы / Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный: современное состояние экосистемы. – Севастополь: Мор. гидрофиз. ин-т. - 1999. – С. 100 -109.
152. *Алекин А.А.* Гидрохимия рек СССР // Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1948
153. *Алмазов О.М.* Стік розчинених солей і біогенних речовин які виносяться річками УРСР у Чорне море // Наук. записки Одеської біологічної станції. 1961. вип.3. С. 90-107.
154. *Алмазов О.М.* До питання про прогноз гідрохімічного режиму Дніпровсько-Бузького лиману при зарегулюванні стоку р. Дніпр // Допов. АН УРСР, вип. 1, 1955
155. *Алмазов А.М., Денисова А.И.* Гидрохимия Днестровского лимана // Изд-во АН УССР, 1955, – 139 с.
156. *Алмазов А.М., Майстренко Ю.Г., Дятловицкая Ф.Г.* Гидрохімія Дніпровсько-Бузького лиману, 1959, Вид-во АН УРСР
157. *Алмазов А.М., Майстренко Ю.Г.* Гидрологическая и гидрохимическая характеристика советского участка Дуная // Тр. Ин-та гидробиологии, – № 36, 1961.
158. *Мокляк В.И., Швец Г.И., Чиплинг Г.А., Москалец В.И.* Водные ресурсы реки Днестр // Ин-т гидрологи и гидротехники АН УССР, 1952
159. *Ресурсы поверхностных вод: Украина и Молдавия* – Л.:

- Гидрометеоздат, 1969. – т.6, вып.1 – 884 с.
160. *Водные ресурсы Молдавии* / Под ред. В.С. Снеговой. – Кишинев: Штиинца, 1985, - 135 с.
 161. *Гидробиологический режим Днестра и его водоемов* / Сиренко Л.А., Евтушенко М.Ю, Комаровский Ф.Я. и др. / Под ред. Брагинского Л.П. – Киев: Наук. думка, 1992. – 356 с.
 162. *Гаркавая Г.П., Берлинский Н.А., Богатова Ю.И., Гончаров А.Ю.* Проблемы антропогенного эвтрофирования Днестра и Днестровского лимана и их влияние на северо-западную часть Чёрного моря (СЗЧМ) // Наукові зап. Тернопільського держ. ун-ту. Сер. Біологія, № 3 (26). – 2005. – С. 74-76.
 163. *Днепровско-Бугская эстуарная экосистема* / Жукинский В.Н., Журавлева Л.А., Иванов А.И. и др. / Под ред. Зайцева Ю.П.; АН УССР. Ин-т гидробиологии. – Киев: Наук. думка, 1989. – 240 с.
 164. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наук. думка, 1974. – 224 с.
 165. *Розенгурт М.Ш.* О течениях и водообмене Днестровского лимана // Океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наук. думка, 1967. – С. 50-59.
 166. *Большаков В.С.* Влияние стока рек на гидрологию северо-западной части Черного моря // Океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наук. думка, 1967. – С. 35-49.
 167. *Товбин М.В., Алмазов А.М., Фельдман М.Б., Майстренко Ю.Г.* Гидрохимическая характеристика низовьев рек Днепра и Ингульца и прогноз режима Каховского водохранилища – К.: Изд. АН УССР, 1954 – 106 с.
 168. *Гончаров О.Ю.* Умови формування первинної продукції в водоймах північно-західного Причорномор'я: Автореф. дис. к-та биол. наук: 03.00.17 – Севастополь, 2006. – 20 с.

169. Берлинский Н.А., Богатова Ю.И., Гаркавая Г.П., Гончаров А.Ю. Многолетняя изменчивость биогенного стока Днестра // Тез. V междун. научн.-практ. конф. «Эколого-экономические проблемы Днестра» (Одесса, октябрь 2006). – 2006. – С. 12-14.
170. Гаркавая Г.П., Богатова Ю.И., Берлинский Н.А., Большаков В.Н., Гончаров А.Ю. Многолетняя изменчивость стока биогенных веществ Днестра // Водные ресурсы. – 2008. – т. 35, вып. 6. – С. 1-8.
171. Garkavaja G.P., Bogatova J.I., Bulanaja Z.T. Dynamics of nutrient substances in the Kiliya delta of the Danube in conditions of reduced and regulated runoff // XXXII Konferenz Der IAD (Vien, September, 1997). – Vien, Osterreich, 1997. – Band I. – P. 37-41.
172. Гаркавая Г.П., Богатова Ю.И., Берлинский Н.А. Особенности формирования гидрохимических условий украинской части устьевой области Дуная / Экосистема взморья украинской дельты Дуная. – Одесса, Астропринт, 1998. – С. 21-62.
173. Богатова Ю.И. Взвешенное вещество в Килийской дельте и на взморье Дуная // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сборник научных трудов МГИ и ИнБЮМ НАН Украины, Севастополь, 2009. – вып. 20 – С. 241-247.
174. ОВОС ТЕО-инвестиций “Создание глубоководного судового хода в сопряжении р. Дунай – Черное море” – Одесский филиал ИнБЮМ НАН Украины, Одесса, 2001, арх. № 126. – 258с.
175. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология, т. 34, № 5. – 1994. – С. 735-747.

ДОДАТОК А

ЗМІНА ВОДНИХ РЕСУРСІВ ПО ГЕОГРАФІЧНИХ ЗОНАХ

Таблиця А.1 - Зміни водних ресурсів у зоні мішаних лісів за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\frac{IX}{V} \overline{\Delta T_M}$, град.	k_X	$\bar{E}_{\max}$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміна водних ресурсів у порівнянні з вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	0,00	1,00	750	725	140	-
CCCM	15,5	1,08	957	783	106	-24,3
GISS	15,5	1,08	957	783	106	-24,3
GFDL	20,2	1,17	1020	848	119	-15,0
UKMO	17,9	1,14	988	827	118	-15,7
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010pp.)	1,84	1,10	775	798	174	24,3
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040pp.)	18,6	1,09	998	790	99	-29,3
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080pp.)	38,6	1,09	1264	863	76	-45,7

Продовження додатку А

Таблиця А.2 - Зміни водних ресурсів у зоні лісостепу за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\frac{IX}{V} \overline{\Delta T_M}$, град.	k_X	$\bar{E}_{\max}$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміна водних ресурсів у порівнянні з вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	0,00	1,00	850	600	57	-
CCCM	16,4	1,06	1068	636	39	-31,6
GISS	16,4	1,06	1068	636	39	-31,6
GFDL	20,2	1,13	1119	678	44	-22,8
UKMO	18,9	1,09	1092	654	41	-28,1
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010pp.)	4,96	1,07	916	642	60	5,26
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040pp.)	21,0	1,07	1129	642	35	-38,6
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080pp.)	43,9	1,15	1434	690	24	-57,9

Продовження додатку А

Таблиця А.3 - Зміни водних ресурсів у зоні степу за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\frac{IX}{V} \overline{\Delta T_M}$, град.	k_X	$\bar{E}_{\max}$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміна водних ресурсів у порівнянні з вихідним станом, %
0 (вихідний стан)	0,00	1,00	950	500	22	-
CCCM	19,0	0,98	1203	490	11	-50,0
GISS	19,0	0,98	1203	490	11	-50,0
GFDL	21,4	1,13	1234	565	17	-22,7
UKMO	21,5	1,04	1236	520	12	-45,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010pp.)	10,2	1,03	1086	515	17	-22,7
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040pp.)	22,3	1,06	1246	530	13	-40,9
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080pp.)	53,0	1,13	1655	565	7	-68,2

ДОДАТОК Б

Таблиця Б.1 -Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	1587	1848	2003	2255	2376	1635	1077	956	1099	1542	2054	1701
CCCM	1178	1373	1488	1675	1764	1214	800	710	816	1145	1525	1263
GISS	1178	1373	1488	1675	1764	1214	800	710	816	1145	1525	1263
GFDL	1329	1549	1679	1890	1991	1370	903	801	921	1292	1720	1426
UKMO	1299	1514	1640	1847	1946	1339	882	783	900	1263	1682	1393
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	1918	2235	2423	2727	2873	1977	1303	1157	1329	1865	2483	2057
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1103	1286	1393	1568	1652	1137	749	665	765	1073	1428	1183
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	824	960	1041	1171	1234	849	560	497	571	801	1067	884

Продовження додатку Б

Таблиця Б.2 - Розподіл стоку (мм) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	8	10	10	12	12	9	6	5	6	8	11	9
CCCM	6	7	8	8	9	6	4	4	4	6	8	7
GISS	6	7	8	8	9	6	4	4	4	6	8	7
GFDL	7	8	9	10	10	7	5	4	5	7	9	7
UKMO	7	8	9	10	10	7	5	4	5	7	9	7
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	10	12	13	14	15	10	7	6	7	10	13	11
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	6	7	7	8	9	6	4	3	4	6	7	6
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	4	5	5	6	6	4	3	3	3	4	6	5

Продовження додатку Б

Таблиця Б.3 – Розподіл стоку за місяцями ($\text{м}^3/\text{с}$) для середнього за водністю року згідно із сценаріями глобального потепління у межах басейну Дунай за типовим розподілом 1990-2004 рр. при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	6574	6293	7069	9048	8950	7127	5994	5128	4416	4715	5780	6593
CCCM	3438	3290	3697	4731	4680	3727	3134	2682	2309	2466	3027	3448
GISS	3787	3625	4072	5213	5156	4106	3453	2954	2544	2716	3334	3798
GFDL	4575	4380	4921	6298	6230	4961	4172	3570	3074	3282	4029	4589
UKMO	4155	3977	4467	5718	5675	4504	3788	3241	2790	2980	3658	4166
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	5996	5739	6448	8253	8164	6501	5467	4678	4028	4301	5280	6014
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	4154	3976	4467	5718	5657	4504	3788	3241	2791	2980	3658	4167
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	2393	2291	2573	3293	3258	2595	2182	1867	1608	1716	2107	2400

Продовження додатку Б

Таблиця Б.4. – Розподіл стоку за місяцями (м³/с) для середнього за водністю року згідно із сценаріями глобального потепління у межах басейну Дунай за типовим розподілом 1921 -2004рр. при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	5948	6845	7320	8899	8845	8348	8082	5185	4568	4270	5040	5719
CCCM	3569	4107	4392	5339	5307	5009	4849	3111	2740	2562	3024	3431
GISS	3426	3942	4216	5126	5095	4808	4656	2987	2631	2460	2903	3294
GFDL	4139	4764	5095	6194	6156	5810	5625	3609	3179	2972	3508	3980
UKMO	3759	4326	4626	5624	5590	5276	5108	3277	2887	2699	3185	3614
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	5424	6242	6678	8116	8067	7613	7371	4729	4166	3894	4596	5215
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	3759	4326	4626	5624	5590	5276	5108	3276	2887	2699	3185	3614
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	2165	2491	2664	3239	3220	3038	2942	1887	1663	1554	1835	2082

Продовження додатку Б

Таблиця Б.5 – Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	263	292	340	483	433	329	347	341	284	302	327	291
CCCM	193	215	250	355	319	242	255	251	209	222	240	214
GISS	193	215	250	355	319	242	255	251	209	222	240	214
GFDL	206	229	266	378	339	258	271	267	222	236	256	228
UKMO	196	218	254	361	324	246	259	255	212	226	244	217
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	264	294	342	486	436	331	349	343	286	304	329	293
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	175	195	227	322	289	219	231	227	189	201	218	194
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	121	135	157	223	200	152	160	157	131	139	151	134

Продовження додатку Б

Таблиця Б.6 - Розподіл стоку (мм) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями за сценаріями глобального потепління у межах басейну р. Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при відсутності антропогенних чинників

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	9,58	10,7	12,4	17,6	15,8	12,0	12,6	12,4	10,4	11,0	11,9	10,6
CCCM	7,04	7,83	9,1	12,9	11,6	8,81	9,29	9,14	7,61	8,09	8,75	7,8
GISS	7,04	7,83	9,1	12,9	11,6	8,81	9,29	9,14	7,61	8,09	8,75	7,8
GFDL	6,85	8,34	9,69	13,8	12,4	9,38	9,89	9,73	8,11	8,61	9,32	8,3
UKMO	7,17	7,98	9,27	13,2	11,8	8,98	9,46	9,31	7,76	8,24	8,91	7,94
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	9,65	10,7	12,5	17,7	15,9	12,1	12,7	12,5	10,4	11,1	12,0	10,7
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	6,39	7,11	8,26	11,7	10,5	8,0	8,43	8,29	6,91	7,34	7,94	7,08
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	4,43	4,93	5,73	8,15	7,31	5,55	5,85	5,75	4,79	5,09	5,51	4,91

Продовження додатку Б

Таблиця Б.7 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р. Південний Буг (за типовим розподілом 1990-2004 рр.)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	107	127	173	126	83	72	77	67	65	97	91	100
CCCM	65	78	106	77	51	44	47	41	40	59	56	61
GISS	65	78	106	77	51	44	47	41	40	59	56	61
GFDL	81	96	131	95	63	55	58	50	49	73	69	75
UKMO	70	83	113	82	54	47	50	43	43	63	59	65
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	100	119	163	118	78	68	72	62	61	91	86	94
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	61	73	99	72	48	41	44	38	37	55	52	57
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	39	47	64	46	31	27	28	24	24	36	33	37

Продовження додатку Б

Таблиця Б.8 - Розподіл стоку (мм) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р. Південний Буг (за типовим розподілом 1990-2004 рр.)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	4	5	7	5	3	3	3	3	3	4	4	4
CCCM	3	3	4	3	2	2	2	2	2	2	2	3
GISS	3	3	4	3	2	2	2	2	2	2	2	3
GFDL	3	4	5	4	3	2	2	2	2	3	3	3
UKMO	3	3	5	3	2	2	2	2	2	3	2	3
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	4	5	7	5	3	3	3	3	3	4	4	4
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	3	3	4	3	2	2	2	2	2	2	2	2
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	2	2	3	2	1	1	1	1	1	1	1	2

Додаток В

Таблиця В.1. - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B=1.78\%$)

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	1380	1607	1742	1961	2066	1422	937	832	956	1341	1786	1479
CCCM	1003	1168	1266	1465	1502	1033	681	605	695	975	1298	1075
GISS	1003	1168	1266	1465	1502	1033	681	605	695	975	1298	1075
GFDL	1142	1331	1442	1624	1711	1177	776	689	791	1110	1479	1225
UKMO	1113	1297	1405	1582	1667	1147	756	671	771	1082	1441	1193
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	1061	1311	10350	3698	1438	998	562	426	522	722	1192	1804
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	934	1088	1180	1328	1399	963	634	563	647	908	1209	1002
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	680	792	859	966	1018	701	462	410	471	661	880	729

Продовження додатку В

Таблиця В.2 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах зрошуваних земель ($f_{зр}=4.4\%$)

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	1507	1756	1903	2142	2257	1553	1023	909	1044	1465	1951	1616
CCCM	1061	1236	1339	1508	1588	1093	720	639	735	1031	1373	1137
GISS	1061	1236	1339	1508	1588	1093	720	639	735	1031	1373	1137
GFDL	1223	1425	1545	1739	1832	1260	830	737	848	1189	1583	1312
UKMO	1183	1378	1493	1681	1771	1218	803	713	819	1149	1531	1268
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	1861	2168	2350	2646	2787	1918	1264	1122	1290	1809	2409	1996
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	971	1131	1226	1380	1453	1000	659	585	673	944	1256	1041
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	681	794	860	969	1020	702	463	411	472	662	882	731

Продовження додатку В

Таблиця В.4 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B=1.78\%$) та зрошуваних земель ($f_{ЗР}=4.4\%$)

Сценарій	Місяці року											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0 (вихідний стан)	1301	1516	1643	1849	1948	1341	883	784	901	1265	1684	1395
CCCM	884	1030	1116	1256	1324	911	600	533	612	859	1144	948
GISS	884	1030	1116	1256	1324	911	600	533	612	859	1144	948
GFDL	1037	1208	1310	1474	1553	1069	704	625	719	1008	1343	1112
UKMO	1001	1166	1263	1422	1498	1031	679	603	693	973	1295	1073
Нестационарна модель GFDL(2000-2010)	1631	1900	2060	2318	2443	1681	1107	983	1130	1586	2111	1749
Нестационарна модель GFDL(2030-2040)	805	938	1017	1144	1206	830	547	485	558	783	1042	863
Нестационарна модель GFDL(2070-2080)	540	629	682	768	809	557	367	326	374	525	699	579

Продовження додатку В

Таблиця В.5 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B=1.78\%$), зрошуваних земель ($f_{3P}=4.4\%$) та осушування заболочених земель ($f_{OC}=10\%$)

Сценарій	Місяці року											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0 (вихідний стан)	1364	1590	1723	1939	2043	1406	926	822	945	1326	1766	1463
CCCM	966	1126	1220	1374	1447	996	656	583	670	939	1251	1036
GISS	966	1126	1220	1374	1447	996	656	583	670	939	1251	1036
GFDL	1117	1301	1410	1588	1673	1151	758	673	774	1086	1446	1198
UKMO	1079	1257	1362	1533	1615	1111	732	650	747	1048	1396	1157
Нестационарна модель GFDL(2000-2010)	1612	1878	2035	2291	2414	1661	1094	972	1117	1567	2087	1729
Нестационарна модель GFDL(2030-2040)*	805	938	1017	1144	1206	830	547	485	558	783	1042	863
Нестационарна модель GFDL(2070-2080)*	540	629	682	768	809	557	367	326	374	525	699	579

* - розподіл ураховує тільки вплив штучних водойм та зрошування

Продовження додатку В

Таблиця В.6. - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дунай (за типовим розподілом 1990-2004 рр.) при наявності на водозборі штучних водойм $f_B = 1,1 \%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	6245	5979	6716	8597	8504	6772	5695	4873	4195	4480	5499	6265
CCCM	3668	3511	3944	5049	4994	3977	3344	2862	2464	2631	3230	3679
GISS	3522	3371	3787	4848	4795	3819	3211	2748	2366	2567	3101	3532
GFDL	4255	4073	4575	5857	5794	4613	3880	3320	2558	3052	3747	4268
UKMO	3864	3699	4155	5319	5261	4190	3523	3015	2596	2772	3402	3876
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	5627	5387	6052	7746	7662	6102	5132	4390	3780	4037	4955	5644
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	3864	3699	4155	5319	5261	4190	3523	3015	2596	2772	3402	3876
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	2178	2084	2342	2998	2965	2361	1986	1699	1463	1562	1918	2184

Продовження додатку В

Таблиця В.7 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р. Дунай (за типовим розподілом 1921-2004) при наявності на водозборі штучних водойм $f_B = 1,1 \%$

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	5722	5942	7042	8290	8510	7776	6529	4988	4255	4108	4695	5502
CCCM	3394	3525	4178	4918	5048	4613	3873	2959	2524	2437	2785	3264
GISS	3249	3374	3999	4707	4832	4415	3707	2832	2416	2333	2666	3124
GFDL	3952	4104	4864	5725	5877	5371	4509	3445	2939	2837	3243	3800
UKMO	3564	3701	4387	5163	5301	4844	4067	3107	2650	2559	2924	3427
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	4655	4834	5729	6744	6923	6326	5312	4058	3462	3342	3820	4476
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	3564	3701	4387	5163	5301	4844	4067	3107	2650	2559	2924	3427
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	2012	2090	2477	2915	2993	2735	2296	1754	1496	1445	1651	1935

Продовження додатку В

Таблиця В.8 - Розподіл стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р. Дунай (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B = 1,1\%$) та зрошуваних земель ($f_{зр} = 8,6\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	6245	5979	6716	8597	8504	6772	5695	4873	4196	4481	5500	6264
CCCM	3511	3361	3775	4832	4780	3807	3201	2739	2359	2518	3091	3521
GISS	3369	3225	3624	4638	4588	3654	3073	2629	2264	2417	2967	3380
GFDL	4164	3986	4477	5371	5669	4514	3797	3248	2797	2987	3666	4176
UKMO	3739	3579	4021	5147	5091	4054	3410	2918	2512	2682	3292	3750
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	5574	5337	5995	7674	7591	6044	5083	4349	3745	3999	4908	5591
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	3739	3579	4021	5147	5091	4054	3410	2918	2512	2682	3292	3750
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	1843	1764	1982	2536	2509	1998	1680	1438	1238	1322	1623	1848

Продовження додатку В

Таблиця В.9 – Розподіл побутового стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборі штучних водойм ($f_B = 0,77\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	253	281	327	464	417	316	333	328	273	290	314	280
CCCM	180	200	233	331	297	225	237	233	194	207	224	199
GISS	180	200	233	331	297	225	237	233	194	207	224	199
GFDL	193	215	250	355	319	242	255	251	209	222	240	214
UKMO	181	201	234	332	298	226	238	234	195	208	225	200
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	251	279	325	461	414	314	331	326	271	288	312	278
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	163	181	210	299	268	204	215	211	176	187	202	180
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	107	119	139	197	177	134	141	139	116	123	133	119

Продовження додатку В

Таблиця В.10 - Розподіл побутового стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дністер Розподіл побутового стоку (мм) за місяцями за сценаріями глобального потепління у межах басейну Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності зрошуваних земель ($f_{3p}=0,6\%$) та штучних водойм ($f_B=0,77\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	253	281	327	464	417	316	333	328	273	290	314	280
CCCM	180	200	233	331	297	225	237	233	194	207	224	199
GISS	180	200	233	331	297	225	237	233	194	207	224	199
GFDL	193	215	250	355	319	242	255	251	209	222	240	214
UKMO	181	201	234	332	298	226	238	234	195	208	225	200
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	251	279	325	461	414	314	331	326	271	288	312	278
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	163	181	210	299	268	204	215	211	176	187	202	180
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	107	119	139	197	177	134	141	139	116	123	133	119

Продовження додатку В

Таблиця В.11 - Розподіл побутового стоку ($\text{м}^3/\text{с}$) по місяцях за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=0,6\%$), штучних водойм ($f_B=0,77\%$) та водоспоживання $K_{BC}=0,96$

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	242	269	313	444	398	303	319	314	261	278	300	268
CCCM	172	191	222	316	284	215	227	223	186	198	214	191
GISS	172	191	222	316	284	215	227	223	186	198	214	191
GFDL	185	206	240	341	306	232	245	240	200	213	230	205
UKMO	173	192	223	318	285	216	228	224	187	199	215	192
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	241	268	311	443	397	302	318	313	260	277	300	267
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	156	173	201	286	257	195	205	202	168	179	194	173
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	102	113	131	187	168	127	134	132	110	117	126	113

Продовження додатку В

Таблиця В.12 - Розподіл стоку ($\text{м}^3\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну Південний Буг (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм $f_B=1,2\%$

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	94	112	152	110	73	64	68	58	57	85	80	88
CCCM	54	65	88	64	42	37	39	34	33	50	46	51
GISS	54	65	88	64	42	37	39	34	33	50	46	51
GFDL	70	83	113	82	54	47	50	43	43	63	59	65
UKMO	59	70	96	69	46	40	43	37	36	53	50	55
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	87	104	142	103	68	59	63	54	53	79	74	81
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	50	60	81	59	39	34	36	31	31	46	43	47
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	31	36	50	36	24	21	22	19	19	28	26	29

Продовження додатку В

Таблиця В.13- Розподіл стоку (м3/с) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну Південний Буг (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах сільськогосподарських земель, зрошуваних річкою-донором р. Дніпро ($f_{ЗР} = 1,8\%$) й штучних водойм ($f_{В}=1,2\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	94	112	152	110	73	64	68	58	57	85	80	88
CCCM	57	67	92	67	44	38	41	35	35	51	48	53
GISS	57	67	92	67	44	38	41	35	35	51	48	53
GFDL	70	83	113	82	54	47	50	43	43	63	59	65
UKMO	61	73	99	72	48	41	44	38	37	55	52	57
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	87	104	142	103	68	59	63	54	53	79	74	81
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	52	62	85	62	41	35	38	33	32	48	45	49
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	33	39	53	39	25	22	24	20	20	30	28	31

Продовження додатку В

Таблиця В.14 - Розподіл стоку ($\text{м}^3\text{с}$) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну Південний Буг (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах сільськогосподарських земель, зрошуваних за рахунок р.Південний Буг ($f_{зр} = 0,19\%$) та р. Дніпро ($f_{зр} = 1,8\%$) й штучних водойм ($f_B=1,2\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	87	104	142	103	68	59	63	54	53	79	74	81
CCCM	48	57	78	57	37	33	35	30	29	44	41	45
GISS	48	57	78	57	37	33	35	30	29	44	41	45
GFDL	63	75	103	75	49	43	46	39	39	57	54	59
UKMO	52	62	85	62	41	35	38	33	32	48	45	49
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	81	96	131	95	63	55	58	50	49	73	69	75
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	46	54	74	54	36	31	33	29	28	42	39	43
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	26	31	42	31	20	18	19	16	16	24	22	24

ДОДАТОК Д

Таблиця Д.1 - Розподіл побутового стоку (мм) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B=1.78\%$)

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	7	8	9	10	11	7	5	4	5	7	9	8
CCCM	5	6	7	7	8	5	4	3	4	5	7	6
GISS	5	6	7	7	8	5	4	3	4	5	7	6
GFDL	6	7	8	8	9	6	4	4	4	6	8	6
UKMO	6	7	7	8	9	6	4	4	4	6	8	6
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	9	10	11	13	13	9	6	5	6	9	11	9
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	5	6	6	7	7	5	3	3	3	5	6	5
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	4	4	5	5	5	4	2	2	2	3	5	4

Продовження додатку Д

Таблиця Д.2 - Розподіл побутового стоку (мм) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах зрошуваних земель ($f_{зр}=4,4\%$)

Сценарій	Місяці року											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
0 (вихідний стан)	8	9	10	11	12	8	5	5	5	8	10	8
CCCM	6	6	7	8	8	6	4	3	4	5	7	6
GISS	6	6	7	8	8	6	4	3	4	5	7	6
GFDL	6	7	8	9	10	7	4	4	4	6	8	7
UKMO	6	7	8	9	9	6	4	4	4	6	8	7
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	10	11	12	14	15	10	7	6	7	9	13	10
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	5	6	6	7	8	5	3	3	4	5	7	5
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	4	4	4	5	5	4	2	2	2	3	5	4

Продовження додатку Д

Таблиця Д.4 - Розподіл побутового стоку (мм) по місяцях середнього за водністю року за сценаріями глобального потепління у межах басейну р.Дніпро при наявності штучних водойм ($f_B=1,78\%$) та зрошуваних земель ($f_{3p}=4,4\%$)

Сценарій	Місяці року											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0 (вихідний стан)	7	8	9	10	10	7	5	4	5	7	9	7
CCCM	5	5	6	7	7	5	3	3	3	4	6	5
GISS	5	5	6	7	7	5	3	3	3	4	6	5
GFDL	5	6	7	8	8	6	4	3	4	5	7	6
UKMO	5	6	7	7	8	5	4	3	4	5	7	6
Нестаціонарна модель GFDL(2000-2010)	9	10	11	12	13	9	6	5	6	8	11	9
Нестаціонарна модель GFDL(2030-2040)	4	5	5	6	6	4	3	3	3	4	5	5
Нестаціонарна модель GFDL(2070-2080)	3	3	4	4	4	3	2	2	2	3	4	3

Продовження додатку Д

Таблиця Д.6 - Розподіл побутового стоку (мм) по місяцях середнього багаторічного року за сценаріями глобального потепління у межах басейну Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності на водозборах штучних водойм ($f_B = 0,77\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	9,13	10,2	11,8	16,8	15,1	11,4	12,0	11,8	9,87	10,5	11,3	10,1
CCCM	6,65	7,4	8,6	12,2	11,0	8,32	8,77	8,63	7,19	7,64	8,26	7,36
GISS	6,65	7,4	8,6	12,2	11,0	8,32	8,77	8,63	7,19	7,64	8,26	7,36
GFDL	7,11	7,9	9,19	13,1	11,7	8,89	9,37	9,22	7,68	8,16	8,83	7,87
UKMO	6,78	7,54	8,77	12,5	11,2	8,49	8,94	8,8	7,33	7,79	8,42	7,51
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	9,19	10,2	11,9	16,9	15,2	11,5	12,1	11,9	9,94	10,6	11,4	10,2
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	6,0	6,67	7,76	11,0	9,89	7,51	7,91	7,78	6,49	6,89	7,45	6,64
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	4,11	4,57	5,31	7,55	6,77	5,14	5,42	5,33	4,44	4,72	5,1	4,55

Продовження додатку Д

Таблиця Д.7 - Розподіл побутового стоку (мм) за місяцями за сценаріями глобального потепління у межах басейну Дністер (за типовим розподілом 1990-2004рр.) при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=0,6\%$) та штучних водойм ($f_B=0,77\%$)

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	9,19	10,2	11,9	16,9	15,2	11,5	12,1	11,9	9,94	10,6	11,4	10,2
CCCM	6,52	7,25	8,43	12,0	10,8	8,16	8,60	8,46	7,05	7,49	8,10	7,22
GISS	6,52	7,25	8,43	12,0	10,8	8,16	8,60	8,46	7,05	7,49	8,10	7,22
GFDL	7,04	7,83	9,10	12,9	11,6	8,82	9,29	9,13	7,61	8,09	8,75	7,80
UKMO	6,58	7,32	8,51	12,1	10,9	8,24	8,69	8,54	7,12	7,56	8,18	7,29
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	9,19	10,2	11,9	16,9	15,2	11,5	12,1	11,9	9,94	10,6	11,4	10,2
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	5,93	6,60	7,67	10,9	9,78	7,43	7,83	7,69	6,41	6,81	7,37	6,57
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	3,91	4,35	5,06	7,19	6,45	4,90	5,16	5,07	4,23	4,49	4,86	4,33

Продовження додатку Д

Таблиця Д.8 - Розподіл побутового стоку (мм) за місяцями за сценаріями глобального потепління у межах басейну Дністер (за типовим розподілом 1990-2004pp.) при наявності зрошуваних земель ($f_{зр}=0,6$ %), штучних водойм ($f_B=0,77\%$) та водоспоживання $K_{BC}=0,96$

Сценарій	Місяці року											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0 (вихідний стан)	8,80	9,79	11,4	16,2	14,5	11,02	11,6	11,4	9,51	10,1	10,9	9,75
CCCM	6,26	6,97	8,10	11,5	10,3	7,84	8,27	8,13	6,77	7,19	7,79	6,94
GISS	6,26	6,97	8,10	11,5	10,3	7,84	8,27	8,13	6,77	7,19	7,79	6,94
GFDL	6,78	7,54	8,76	12,5	11,2	8,49	8,95	8,79	7,33	7,79	8,43	7,51
UKMO	6,31	7,02	8,16	11,6	10,4	7,90	8,33	8,19	6,82	7,25	7,84	6,99
Нестационарна модель GFDL (2000-2010)	8,80	9,79	11,4	16,2	14,5	11,02	11,6	11,4	9,51	10,1	10,9	9,75
Нестационарна модель GFDL (2030-2040)	5,68	6,32	7,35	10,5	9,37	7,12	7,50	7,37	6,14	6,53	7,07	6,30
Нестационарна модель GFDL (2070-2080)	3,72	4,14	4,81	6,84	6,14	4,66	4,91	4,83	4,02	4,27	4,63	4,12

ДОДАТОК Ж

Таблиця Ж.1 Зміни водних ресурсів у басейні р. Дністер за сценаріями глобального потепління (гірська частина)

Сценарій	$IX \sum_V \Delta T$	k	При $H = 450 \text{ м}$				При $H = 700 \text{ м}$				При $H = 900 \text{ м}$			
			$\bar{E}_{\max, C}$	$\bar{X}_C$	$\bar{Y}_K$	$\Delta Y_K, \%$	$\bar{E}_{\max, C}$	$\bar{X}_C$	$\bar{Y}_K$	$\Delta Y_K, \%$	$\bar{E}_{\max, C}$	$\bar{X}_C$	$\bar{Y}_K$	$\Delta Y_K, \%$
0 (вихідний стан)	0	1	669	912	313	-	561	1082	544	-	475	1217	752	-
CCCM	16.4	1.06	887	956	227	-27.5	779	1126	418	-23.2	693	1262	604	-19.7
GISS	16.4	1.06	887	956	227	-27.5	779	1126	418	-23.2	693	1262	604	-19.7
GFDL	20.2	1.13	938	1008	238	-24.0	830	1178	427	-21.5	743	1314	611	-18.75
UKMO	18.2	1.09	911	979	231	-26.2	803	1148	420	-22.8	717	1284	605	-19.5
Нестаціонар на модель GFDL (2000-2010)	4.96	1.07	735	964	313	0	627	1133	538	-1.1	541	1269	742	-1.33
Нестаціонар на модель GFDL (2030-2040)	21	1.07	948.25	964	205	-34.5	840	1133	384	-29.4	754	1269	562	-25.3
Нестаціонар на модель GFDL (2070-2080)	43.9	1.15	1253	1023	138	-55.9	1145	1193	266	-51.1	1058	1329	405	-46.1

Додаток 3. Зміни водних ресурсів рівнинної частини р.Дністер

Таблиця 3.1– Зміни водних ресурсів у басейні р. Дністер за сценаріями глобального потепління (лісостеп Дністровсько-Донецький)

Сценарій	$\bar{E}_m$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	850	575	49	-
CCCM	1068	610	34	-30,6
GISS	1068	610	34	-30,6
GFDL	1119	650	38	-22,4
UKMO	1092	627	35	-28,6
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010pp.)	916	615	52	6,12
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040pp.)	1129	615	30	-38,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080pp.)	1434	661	20	-59,2

Таблиця 3.2 - Зміни водних ресурсів у зоні степу за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\bar{E}_m$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	950	500	22	-
CCCM	1203	490	11	-50,0
GISS	1203	490	11	-50,0
GFDL	1234	565	17	-22,7
UKMO	1236	520	12	-45,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	1086	515	17	-22,7
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1246	530	13	-40,9
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1655	565	7	-68,2

Таблиця 3.3 - Зміни водних ресурсів у зоні лісостепу (Західно-Український лісостеп) за сценаріями глобального потепління

Сценарій	$\bar{E}_{\max}$, мм	$\bar{X}$, мм	$\bar{Y}_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	725	750	165	-
CCCM	943	795	115	-30,3
GISS	943	795	115	-30,3
GFDL	994	848	126	-23,6
UKMO	967	817	119	-27,9
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	791	802	170	3,03
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	1004	802	103	-37,6
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	1309	863	69	-58,2

ДОДАТОК К

Зміни водних ресурсів у басейні р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління

Таблиця К.1 – Зміни водних ресурсів у басейні р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління (ступ)

Сценарій	$\frac{IX}{\sum V} \Delta T$, град.	k_X	$\bar{E}'_{\max}$, мм	$\bar{X}'$, мм	$\bar{Y}'_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	0,00	1,00	925	525	29	-
CCCM	19,0	0,98	1177	515	14	-51,7
GISS	19,0	0,98	1177	515	14	-24,1
GFDL	21,4	1,13	1209	593	22	-44,8
UKMO	21,5	1,04	1211	546	16	-45,5
Нестаціонарна модель GFDL (2000-2010)	10,2	1,03	1060	541	22	-24,1
Нестаціонарна модель GFDL (2030-2040)	22,3	1,06	1221	557	16	-44,8
Нестаціонарна модель GFDL (2070-2080)	53,0	1,13	1625	593	9	-69,0

Таблиця К.2 – Зміни водних ресурсів у басейні р. Південний Буг за сценаріями глобального потепління (лісостеп)

Сценарій	$\frac{IX}{\sum V} \Delta T$, град.	k_X	$\bar{E}'_{\max}$, мм	$\bar{X}'$, мм	$\bar{Y}'_K$, мм	Зміни водних ресурсів, %
0 (вихідний стан)	0,00	1,00	850	600	57	-
CCCM	16,4	1,06	1068	636	39	-31,6
GISS	16,4	1,06	1068	636	39	-31,6
GFDL	20,2	1,13	1119	678	44	-22,8
UKMO	18,2	1,09	1092	654	41	-28,1
Нестационарна модель GFDL (2000-2010pp.)	4,96	1,07	916	642	60	5,26
Нестационарна модель GFDL (2030-2040pp.)	21,0	1,07	1129	642	35	-38,6
Нестационарна модель GFDL (2070-2080pp.)	43,9	1,15	1434	690	24	-57,9