

**А. В. СРИБЕРКО, О. Р. АНДРІАНОВА,
Ю. С. ТУЧКОВЕНКО**

**ТЕРМОХАЛИННА СТРУКТУРА ТА
МЕТОДИКА РОЗРАХУНКІВ ЇЇ
ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ
В ДІЯЛЬНОМУ ШАРІ
ЧОРНОГО МОРЯ**

Монографія

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

А.В. СРИБЕРКО, О.Р. АНДРІАНОВА, Ю.С. ТУЧКОВЕНКО

**ТЕРМОХАЛИННА СТРУКТУРА ТА МЕТОДИКА РОЗРАХУНКІВ ЇЇ
ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ В ДІЯЛЬНОМУ ШАРІ ЧОРНОГО
МОРЯ**

Монографія

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2024

УДК 551.465

C75

C75 Сриберко А.В., Андріанова О.Р., Тучковенко Ю.С.

Термохалинна структура та методика розрахунків її просторового розподілу в діяльному шарі Чорного моря. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2024. 249 с.

ISBN 978-966-186-288-2

Монографія присвячена вирішенню актуальної наукової задачі щодо відновлення просторового розподілу термохалинних характеристик в діяльному шарі морського середовища на підставі результатів розрахунків їх вертикальних профілів за даними дистанційних вимірювань.

Запропоновано новий методологічний підхід до розрахунків вертикальних профілів температури води, швидкості звуку у воді та солоності у морському середовищі в шарі 0 – 50 метрів в період весна – осінь на основі супутникової інформації. На підставі розроблених та апробованих на прикладі Чорного моря методик може оцінюватись динаміка процесів в морському середовищі, особливості просторово-часової мінливості термохалинних характеристик та вплив їх змін на гідробіологічні, гідрохімічні, гідрфізичні процеси та екосистему моря в цілому.

Sryberko A.V., Andrianova O.R., Tuchkovenko Yu.S.

Thermohaline structure and methods of calculating its spatial distribution in the active layer of the Black Sea. Odesa: Odessa State Environmental University, 2024. 249 p.

This monography is devoted to the solution of the relevant scientific problem of restoring the spatial distribution of thermohaline characteristics in the active layer of the marine environment based on the results of calculating their vertical profiles according to remote measurements.

A new methodological approach to calculations of vertical profiles of water temperature, sound speed in water and salinity in the marine environment in the 0 - 50 meters layer in the spring-autumn period based on satellite information is proposed. The dynamics of processes in the marine environment, the peculiarities of spatio-temporal variability of thermohaline characteristics and the impact of their changes on hydrobiological, hydrochemical, hydrophysical processes and the marine ecosystem as a whole can be evaluated on the basis of methods developed and tested on the example of the Black Sea.

УДК 551.465

Рецензенти:

д.геогр.н., с.н.с. Ільїн Ю.П., д.геогр.н., проф. Берлінський М.А.,

к.геогр.н., с.н.с. Коморін В.М.

Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол №3 від 25.04.2024 р.)

ISBN 978-966-186-288-2

© Сриберко А.В., Андріанова О.Р., Тучковенко Ю.С., 2024

© Одеський державний екологічний університет, 2024

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
РОЗДІЛ 1 СУЧАСНА ОЦІНКА ГІДРОФІЗИЧНИХ ПРОЦЕСІВ У ЧОРНОМУ МОРІ ТА ЇХ ОСОБЛИВОСТІ	9
1.1 Мінливість гідрофізичних характеристик Чорного моря та гідрометеорологічні умови в останні десятиліття	10
1.1.1 Особливості розподілу термохалинних параметрів	11
1.1.2 Просторово-часова мінливість і вертикальна структура поля швидкості звуку Чорного моря.....	19
1.1.3 Особливості циркуляції вод (швидкостей течії та витрат) на акваторії моря за кліматичними даними	23
1.1.4 Метеорологічні умови Чорного моря	31
1.2 Система спостережень в оперативній океанології.....	36
1.2.1 Роль супутників в оперативній океанології	39
1.2.2. Приклад адаптації супутникових даних до реального стану Чорного моря.....	41
1.3 Опис баз даних, що використовувались у дослідженнях	44
1.3.1 База даних контактних вимірювань.....	44
1.3.2 База даних супутникових вимірювань.....	48
РОЗДІЛ 2 РОЗРОБКА МЕТОДИК РОЗРАХУНКІВ ГІДРОФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ЧОРНОМУ МОРІ НА ОСНОВІ ДИСТАНЦІЙНИХ МЕТОДІВ ВИМІРЮВАНЬ.....	52
2.1 Методи розрахунків та моделювання термохалинних характеристик в оперативній океанології на прикладі Чорного моря.....	53
2.1.1 Моделювання термохалинних характеристик на основі гідродинамічних методів розрахунків	54
2.1.2 Фізико-статистичні методи розрахунків температури води	63
2.2 Вихідні дані океанографічних характеристик для розробки методик	72
2.2.1 Вихідні гідрофізичні дані.....	72
2.3 Статистичні характеристики для оцінки розрахунків.....	73
2.4 Методика розрахунків вертикального розподілу температури води на прикладі Чорного моря.....	76
2.4.1 Розробка рівнянь регресії для розрахунків вертикального розподілу температури води	83

2.4.2 Розрахунки поправок на температуру на глибинах 10, 20, 25, 50 метрів в Чорному морі	89
2.4.3 Установка критерію для розрахунку вертикального розподілу температури води ($\pm\Delta T$).....	96
2.4.4 Розрахунок вертикального розподілу полів температури води за супутниковими даними на прикладі Чорного моря	99
2.5 Методика розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку на прикладі Чорного моря.....	111
2.5.1 Методи для розробки методики розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку	111
2.5.2 Розробка методики розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку	114
2.5.3 Розрахунки вертикального розподілу полів швидкості звуку за супутниковими даними на прикладі Чорного моря	117
2.6 Методика розрахунків вертикального розподілу солоності на прикладі Чорного моря	130
2.6.1 Оцінка зв'язку швидкості звуку та солоності	130
2.6.2 Розробка методики розрахунків вертикального розподілу солоності	133
2.6.3 Розрахунки вертикального розподілу солоності за даними дистанційних вимірювань.....	137
РОЗДІЛ 3 ОЦІНКА ЕФЕКТИВНОСТІ ЗАСТОСУВАННЯ РОЗРОБЛЕНОЇ МЕТОДИКИ	148
3.1 Порівняльна оцінка отриманих результатів досліджень	148
3.2 Розрахунки вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря за даними дистанційних вимірювань.....	153
3.2.1 Аналіз розрахунків вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря за даними дистанційних вимірювань	154
3.3 Стратегія комплексного використання дистанційних даних для регіонального моніторингу стану морського середовища	175
ВИСНОВОК	178
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	180
ДОДАТКИ	195
ДОДАТОК А Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для 6 станцій (табл. 2.3)	196

ДОДАТОК Б Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу гідрофізичних характеристик за розробленою методикою та за кліматичними даними у діяльному шарі глибоководної частини Чорного моря в період травень – жовтень 2017 року	202
ДОДАТОК В Розрахунки вертикального розподілу температури води на станціях 1 – 6 (табл. 2.2) за методом, описаним у [53, 73, 114]	247

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Однією з найважливіших особливостей реального морського середовища є його неоднорідність з широким діапазоном просторових й часових масштабів. Для ефективного вирішення задач моніторингу морського середовища інтерес представляють квазістатичні та динамічні неоднорідності: термохалинних полів (температура, солоність), хімічного складу (хімічних характеристик, складу домішок й добавок), полів течій, різних видів хвильових процесів [1], біологічних полів (сукупності організмів, що населяють морську товщу води) [2], тобто всі ті неоднорідності, які в силу фізичних особливостей можуть піддаватися спостереженню. Температура води є найрегулярніше вимірюваним параметром в порівнянні з іншими океанологічними характеристиками та може служити індикатором інших процесів, як гідробіологічних, так і гідрометеорологічних.

За останні двадцять років стався значний прогрес в розумінні основних фізичних та біогеохімічних процесів в Чорному морі [3, 4, 5, 6] завдяки проведенню сучасних науково-дослідних програм. В області морських наук та технологій виник й продовжує розвиватися новий напрямок – оперативна океанографія, що спирається на широке використання інформації, отриманої за допомогою спостережень супутникових систем [7]. Останнім часом, для океанологічних досліджень використовуються комбіновані, контактні й дистанційні методи спостережень гідрометеорологічних характеристик. На сьогодні існує велика проблема отримання контактних даних вертикального розподілу гідрофізичних характеристик Чорного моря. У випадку відсутності цих даних, використовуються розрахункові, прогностичні (змодельовані) їх значення. Тому, найчастіше доводиться прибігати до непрямих визначень вертикального та горизонтального розподілу цих характеристик шляхом розробок різних методик та методів розрахунку їх розподілу [8, 9, 10].

Монографія присвячена вирішенню актуальної наукової проблеми використання супутникової інформації щодо температури поверхні моря для відтворення вертикального розподілу в шарі 0-50 метрів таких океанографічних характеристик, як температура води, швидкість звуку, солоність води. Вирішення цієї проблеми має широкі перспективи застосування в області оперативної океанології, оперативного прогнозування океанографічних умов, наприклад, для завдання початкових

і граничних умов щодо термохалинної структури моря при застосуванні чисельних 3-D прогностичних моделей, асиміляції оперативної супутникової інформації при чисельних розрахунках, при вирішенні низки прикладних задач екології, оцінки біопродуктивності Чорного моря.

Також розрахунок вертикального розподілу гідрофізичних характеристик в Чорному морі дає оперативну можливість розраховувати вертикальний розподіл їх як локально, так і відновлювати просторовий їх розподіл по усій акваторії Чорного моря, в науково-дослідницьких та прикладних цілях в області гідрографії, гідроакустики, океанології, екології моря, судноплавстві та ін. [10].

Мета роботи полягала у розробці науково обґрунтованої методики розрахунків вертикального розподілу термохалинних характеристик на основі дистанційних вимірювань для досліджень просторово-часової мінливості температури і солоності діяльного шару морського середовища та визначення ефективності її використання на прикладі глибоководної частини Чорного моря.

Для досягнення мети були вирішені такі задачі:

1. Дослідити особливості гідрофізичних процесів Чорного моря щодо визначення можливості його використання для тестування дистанційних методів контролю морського середовища та показати характеристики термохалинної структури й динамічних процесів чорноморського басейну на масштабах сезонної та міжрічної мінливості;
2. Побудувати рівняння регресії на підставі виявленої статистичної залежності між температурою води на сусідніх горизонтах в Чорному морі за осередненими даними температури води;
3. Розробити науково-методичне обґрунтування використання даних супутникових спостережень для розрахунків вертикального розподілу полів температури води, швидкості звуку та солоності у морському середовищі;
4. Провести чисельні експерименти щодо визначення критеріїв для розрахунків вертикального розподілу температури води за розробленою методикою;
5. Провести розрахунки вертикальних профілів термохалинних характеристик в діяльному шарі морського середовища за даними дистанційних вимірювань та на підставі отриманих результатів відновити просторовий їх розподіл;

6. Оцінити особливості просторово-часового розподілу термохалинних параметрів та швидкості звуку, що розраховані за розробленою методикою.

Об'єктом дослідження є діяльний шар глибоководної акваторії Чорного моря, а предметом дослідження – термохалинна та гідроакустична структура вод, поля вертикального й горизонтального розподілу температури, солоності та швидкості звуку в морському середовищі.

В роботі були використані математичні та фізико-статистичні методи аналізу, а також сучасні методи візуалізації результатів розрахунків. Регресійний й кореляційний аналізи були основою для розробки методики.

Наукова новизна роботи полягає у створенні науково-методичного підґрунтя для відтворення вертикального розподілу океанографічних характеристик (температура і солоність води, швидкість розповсюдження звуку у воді) в діяльному шарі глибокої частини Чорного моря в період весна-осінь на підставі даних супутникового моніторингу за температурою поверхні моря.

Розроблений та апробований для Чорного моря відповідний автоматизований програмний комплекс, в якому реалізовані запропоновані методики відтворення вертикального розподілу температури, швидкості звуку і солоності води із використанням як вхідної супутникової інформації щодо температури води в поверхневому шарі моря.

В роботі обґрунтовані і використані нові підходи до комплексного застосування фізико-статистичних та математичних методів для розрахунків мінливості гідрофізичних характеристик у морському середовищі. Розвинуті уявлення щодо типу статистичної залежності розподілу температури води між сусідніми горизонтами в діяльному шарі глибоководної частини Чорного моря в період травень-жовтень.

Практичне значення роботи полягає у можливості оперативного отримання комплексної океанографічної інформації на основі використання доступних поточних дистанційних супутникових вимірювань температури поверхні моря. Ця інформація може використовуватись як науковими установами, які здійснюють моніторинг, фундаментальні та прикладні дослідження океанографічних умов в Чорному морі, так і різними суб'єктами, які потребують океанографічного забезпечення своєї морегосподарської діяльності (аквакультури, рибальства, добичі корисних копалин тощо), Військово-морськими силами Збройними Сил України для виконання учбових та бойових задач.

РОЗДІЛ 1

СУЧАСНА ОЦІНКА ГІДРОФІЗИЧНИХ ПРОЦЕСІВ У ЧОРНОМУ МОРІ ТА ЇХ ОСОБЛИВОСТІ

Одним з найбільш пріоритетних напрямків в науках про Землю в останні десятиріччя є дослідження змін клімату нашої планети, значна роль в чому належить океану, як невід'ємної частини глобальної кліматичної системи. Для держави, що має вихід до Азово-Чорноморського узбережжя, важливо мати науково обґрунтовані уявлення про регіональні особливості океанологічних процесів і передбачати потенційні природні зміни, що впливають на функціонування морегосподарського комплексу та стан морської екосистеми.

Чорне море є досить добре вивченим басейном і тому про його гідрофізичні процеси склалися класичні уявлення [11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19]. Завдяки великому обсягу накопиченого матеріалу різних спостережень за термохалинними характеристиками та циркуляцією вод, Чорне море може бути використано для відпрацювання дистанційних методів контролю та методики для розрахунків гідрофізичних характеристик на їх основі.

Сучасний етап вивчення чорноморського басейну, з середини 1990 -х років по теперішній час, визначається різким зниженням числа систематичних експедиційних досліджень відкритого моря, що обумовлено, передусім, економічними проблемами причорноморських держав, виходом з ладу та втратою практично усього великотоннажного науково-дослідного флоту. Основні зусилля вчених різних відомств спрямовані на аналіз та осмислення усієї сукупності інформації, отриманої на попередніх етапах, з метою виявлення довгоперіодних змін в екосистемах морів або їх регіонів [19]. Крім того, наявна інформація, організована у вигляді сучасних баз даних та інформаційних систем, використовується для вивчення особливостей різних процесів в морських екосистемах [19].

Подальший розвиток отримали супутникові дистанційні методи спостереження моря й картування на їх основі температури поверхні моря, біо-оптичних властивостей, динамічного рівня морської поверхні. Розроблено й впроваджено в регіоні технології дрифтерів контактних вимірювань. Засвоювані в сучасних чисельних моделях, дані супутників та буїв-дрифтерів є єдиним більш менш регулярним засобом стеження за станом й динамікою відкритого моря, дозволяючи ставити та вирішувати

нові задачі оперативного обслуговування зацікавлених користувачів. Міжнародна програма Black Sea GOOS стимулювала розвиток в причорноморських державах оперативної океанографії на основі інтеграції традиційних й сучасних вимірвальних систем та можливостей чисельного моделювання (діагнозу й прогнозу) морських процесів [19, 20].

З кінця 1990-х років в Україні проводяться міжнародні дослідження за Рамковими Програмами Європейського Союзу. Метою проектів MEDAR/MEDATLAS II, ARENA, ASCABOS, SeaSearch, Black Sea SCENE, SeaDataNet являється розширення доступних для усіх учасників існуючих та створення нових баз даних та мета-даних (у тому числі й для Чорного моря), а також розробка та демонстрація сучасних можливостей міжнародної взаємодії в області океанографії та морської метеорології.

1.1 Мінливість гідрофізичних характеристик Чорного моря та гідрометеорологічні умови в останні десятиліття

Мінливість кліматичних умов визначає гідрологічну структуру і динаміку вод Чорного моря. З усього комплексу кліматоутворюючих чинників найбільш важливими для формування гідрологічного режиму є два метеорологічні параметра – приземна температура повітря (термічний фактор) та вітер (динамічний фактор). Атмосферні термічні умови визначають гідрофізичні процеси, що формують гідрологічну структуру верхнього шару моря. Вітрові умови формують динаміку вод, Основну чорноморську течію та супроводжуючі вихрові утворення.

Відомо [6, 17, 18, 19], що впродовж останніх десятиліть актуальність дослідження змін гідрометеорологічного режиму морів та їх регіонів значно зростає. Для морських галузей господарства й екологічного моніторингу особливий інтерес представляє інформація про метеорологічні (температура повітря, вітер, атмосферні опади) та гідрологічні (рівень моря, хвилювання, течії, температура й солоність морської води, льодові умови) показники стану морського середовища, які багато в чому залежать від зовнішніх природних чинників й антропогенних дій. Мінливість цих показників на масштабах десятиліть та століть визначає необхідність періодичного (кожні 20 – 30 років) узагальнення усієї сукупності матеріалів регулярних та спеціалізованих метеорологічних й гідрологічних спостережень, що виконуються на берегових станціях та експедиційних судах.

Однією з найважливіших характеристик реального морського середовища є його неоднорідність з широким діапазоном просторових й часових масштабів. Для ефективного вирішення задач моніторингу морського середовища інтерес представляють квазістатичні та динамічні неоднорідності: термохалинних полів (температура, солоність), хімічного складу (хімічних характеристик, складу домішок й добавок), полів течій, різних видів хвильових процесів, тобто всі ті неоднорідності, які в силу фізичних особливостей можуть піддаватися спостереженню [1, 3].

На усі без виключення біологічні процеси в океані, починаючи від продукування первинної органічної речовини та закінчуючи поведінкою промислових гідробіонтів на різних етапах життєвого циклу, робить великий вплив температура води. Будучи найрегулярніше вимірюваним параметром в порівнянні з іншими океанологічними характеристиками, температура води може служити індикатором інших процесів, як гідробіологічних, так і гідрометеорологічних. Термічний режим Світового океану робить вплив і на формування погоди та клімату усієї планети. Тому дослідження різномасштабної просторово-часової мінливості температури води та розробка методів розрахунків термічного режиму вод є важливою науковою та прикладною задачею. Необхідність використання вертикального розподілу гідрологічних характеристик морського середовища і, в першу чергу, температури води виникає при вирішенні багатьох практичних питань, пов'язаних з оцінкою рибних запасів, прокладенням гідроакустичних трас, прогнозів погоди та ін. [3].

1.1.1 Особливості розподілу термохалинних параметрів

Особлива актуальність дослідження T, S-структури вод глибокого внутрішнього Чорного моря обумовлена її підвищеною чутливістю до глобальних кліматичних змін і антропогенних впливів, різкою активізацією морської діяльності в цьому регіоні, перш за все, ресурсодобувної та транспортної, що вимагає природоохоронного забезпечення та контролю [21]. Кліматичний просторовий розподіл температури і солоності води на горизонтах від поверхні 0 м до 50 м для всіх сезонів представлений в Океанографічному атласі Чорного і Азовського морів [17], а в сучасних роботах [6, 18, 19, 22] проаналізовано його мінливість. Тому дослідження авторів буде спрямовано на виділення особливостей термохалинної

структури, орієнтуючись на карти за власними розрахунками та на кліматичні відомості [17, 23].

Характеристики сезонного циклу температури і солоності в Чорному морі найбільш повно представлені в роботах [21, 22, 24, 25, 26, 27, 28, 29]. Міжрічна та багаторічна мінливість температури води найбільш вивчена в поверхневому шарі Чорного моря: за даними берегових метеорологічних станцій (Ю.П. Ільїн, Л.Н. Репетін) [19, 30] та супутникових радіометрів (А.Е. Букатов, М.В. Бабій та ін.) [31, 32], а також в холодному проміжному шарі (ХПШ) (Овчинніков І.М., Ю.І. Попов та ін.) [15, 33, 34].

Відомо [11, 18], що в Чорному морі температура води змінюється в широких межах: від значень температури замерзання води в прибережній зоні північної частини моря ($-0,5 - 1^{\circ}\text{C}$) до $28 - 29^{\circ}\text{C}$ при максимальному літньому прогріванні. Розподіл температури по вертикалі для більшої частини року характеризується її найбільшими величинами на поверхні, деяким пониженням до горизонтів $60 - 75$ м, звідки вона дуже повільно підвищується з глибиною і у дна на глибинах 2000 м досягає $9,2^{\circ}\text{C}$, що пояснюється геотермічним припливом тепла від дна [11]. На горизонтах $45 - 100$ м розташовується холодний проміжний шар, вода якого впродовж усього року зазвичай має температуру $7 - 8^{\circ}\text{C}$ у відкритих районах моря [6, 15, 33, 34]. У роботі [6] наведено, що мінімальна відстань між верхньою та нижньою межею ХПШ, яка спостерігалася в центральній частині Чорного моря наприкінці серпня – на початку вересня 2017 року під час експедиційних досліджень, становила 3 м. У роботі [34] описано, що холодний проміжний шар Чорного моря є одним з найцікавіших проміжних шарів вод Світового океану. У Чорному морі води цього шару формуються в умовах зимової термодинамічної взаємодії в системі море-атмосфера [15]. Він підстилає поверхневу водну масу і розташовується над основним галоклином, що відокремлює води діяльного шару моря від надзвичайно однорідних, відносно тепліших і значно солоніших глибинних вод. Наявність холодного проміжного шару відіграє значну роль у створенні особливостей термохалінної структури вод та впливає на її сезонну мінливість протягом всього року.

Відмінною особливістю Чорного моря слід вважати різний характер низькочастотної мінливості у верхньому 50 -метровому та більш глибокому шарах води. Якщо у верхньому шарі моря добре виражені десятирічні коливання температури, то в глибинному шарі виявлено слабке, але стійке прогрівання [18, 22]. Внесок шару глибше 50 м в загальну зміну

теплозапасів становить в Чорному морі всього близько 5%, в той час як для океану [22] шар 700 – 2000 м дає близько 30%. Поверхнева водна маса Чорного моря схильна до значного впливу річкових вод, внутрішньо- та міжрічних температурних змін, типових для помірних широт [18]. Сезонні зміни температури води можуть проникати до горизонтів 150 – 200 м, проте найвиразніше вони проявляються у верхньому 50 – 60- метровому шарі, а їх міра багато в чому залежить від особливостей атмосферних процесів над морем [3, 11, 18].

Для порівняння сезонної мінливості термохалинних характеристик за кліматичними і фактичними даними були використані матеріали декількох експедицій, виконаних в різний час у західній частині Чорного моря. Як приклад порівняння з фактичними експедиційними даними використовувалися дві зйомки моря, виконані під час двох протилежних сезонів 1996 р. - максимального вихолоджування (лютий) та прогріву (початок вересня). Відповідні графіки вертикального розподілу на цих меридіональних розрізах термохалинних характеристик через $0,5^\circ$ довготи, які перетинають всю західну частину моря з півдня на північ показано на рисунках 1.1 та 1.2.

Конкретні значення солоності води в Чорному морі знаходяться в досить широкому діапазоні від 0 до 37‰. Ізольовані об'єми прісної води в поверхневому шарі спостерігаються поблизу гирл річок в періоди паводків, високосолоні середземноморські води (34 – 37 ‰) проникають в море по дну Босфорського підводного каньйону – продовженню Босфорської протоки.

Солоність росте з глибиною від 17,58 – 18,09‰ на поверхні моря (середні значення по акваторії моря в червні і в лютому, відповідно) до 22,33‰ у дна (рис. 1.1, 1.2). Стійких вертикальних екстремумів солоності, як і у багатьох районах Світового океану, в Чорному морі немає. Локальні екстремуми виникають при поширенні мармуроморських вод. Характерною рисою вертикальної халинної структури моря є наявність двох галоклинів: сезонного в шарі 0 – 30 м та постійного (основного) в шарі 50 – 100 м. Сезонний галоклин добре виражений в період з квітня по вересень, максимум вертикального градієнта солоності поступово заглиблюється впродовж цього періоду з поверхні моря до глибини 20 м, значення градієнта в середньому складають $0,02 - 0,05 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$, в північно-західній частині моря можуть досягати $2 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$. Максимум вертикального градієнта в постійному галоклині розташовується на 50 – 70 м, значення градієнта

знаходяться в діапазоні $0,03 - 0,06\text{‰} \cdot \text{м}^{-1}$, максимуми можуть перевищувати $0,1\text{‰} \cdot \text{м}^{-1}$. У придонному однорідному шарі від глибин 1700 – 1750 м до дна, солоність постійна ($22,325 - 22,340\text{‰}$).

Помітні сезонні зміни солоності простежуються до горизонту 150 м в західній половині моря та до 100-120 м у східній (рис. 1.1, 1.2). Глибше вертикальний хід солоності однаковий по всьому морю.

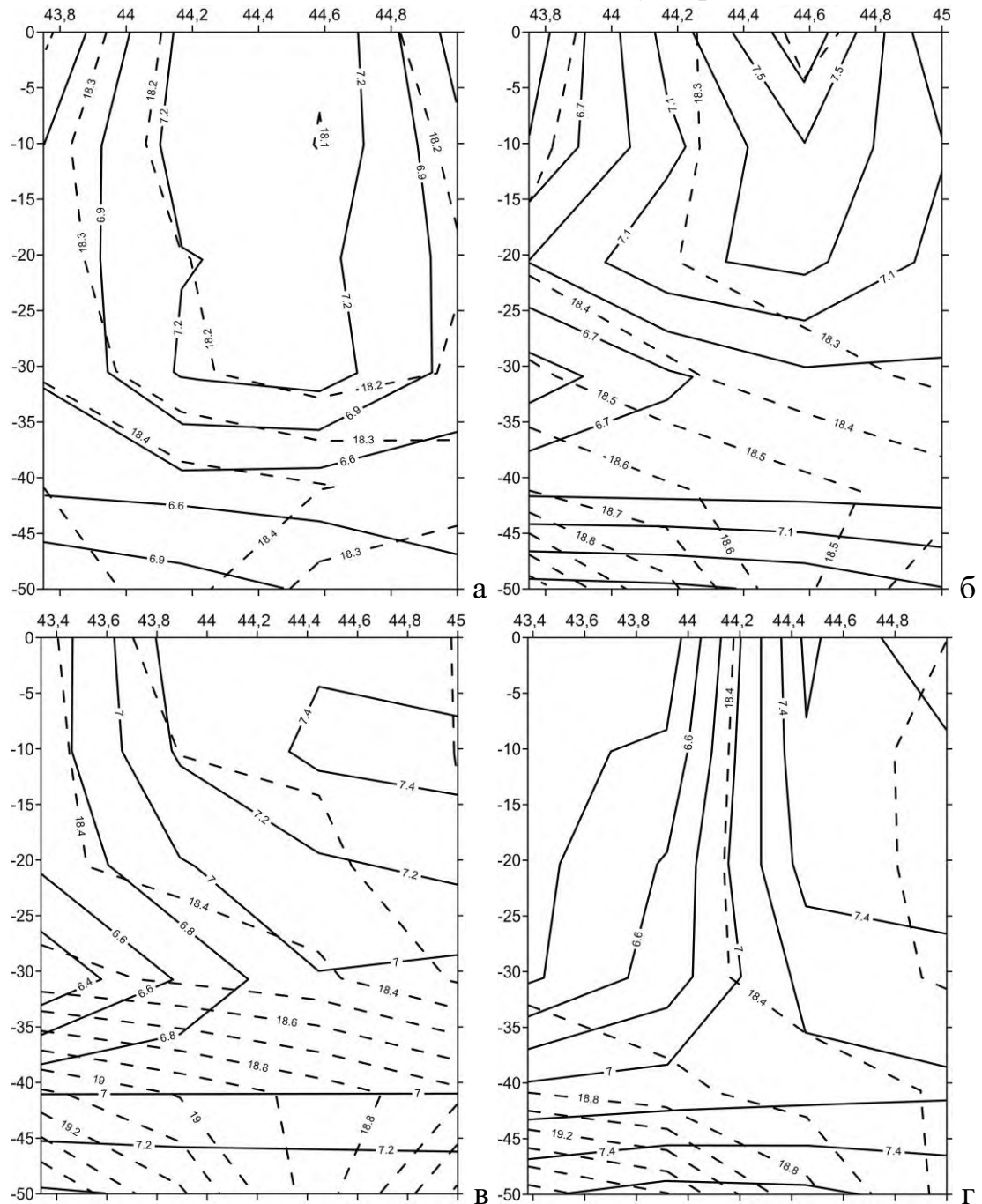
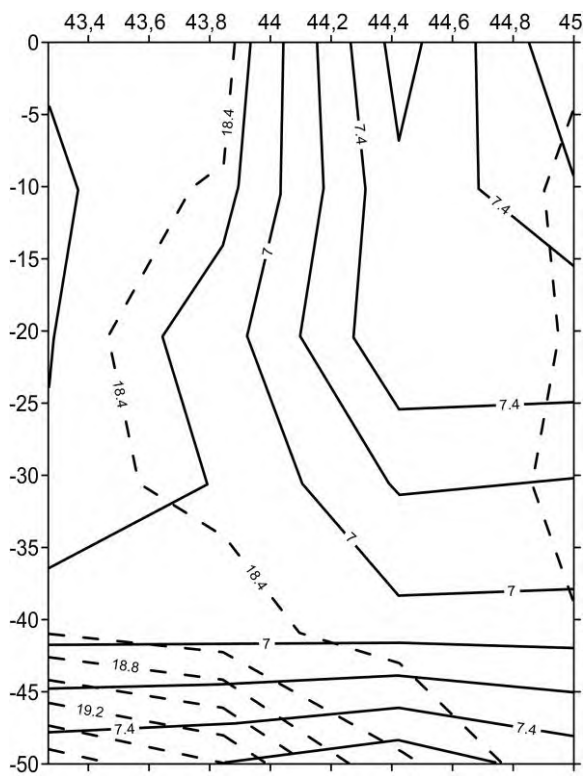
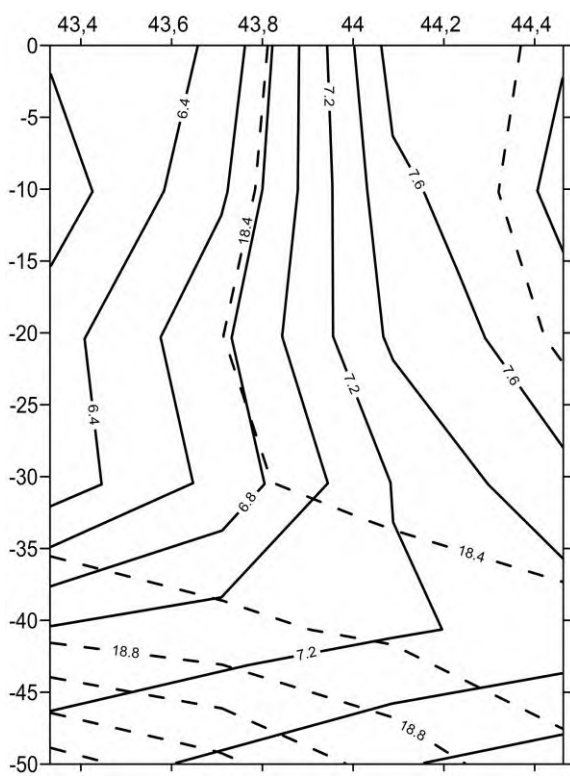


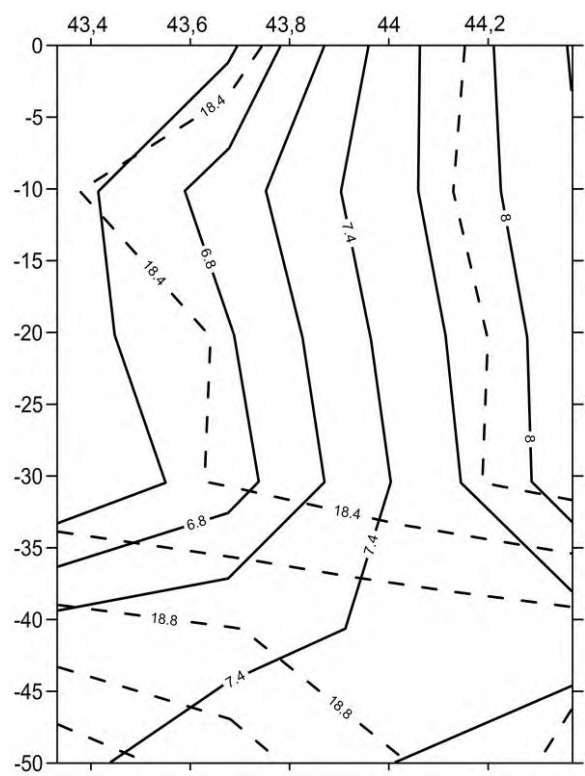
Рисунок 1.1 – Вертикальний розподіл температури (суцільна) та солоності (пунктир) води для лютого у західній частині Чорного моря на розрізах по меридіанах сх.д.: $31,00^\circ$ - а, $31,50^\circ$ - б, $32,00^\circ$ - в, $32,50^\circ$ - г, $33,00^\circ$ - д, $33,50^\circ$ - е, $34,00^\circ$ - ж



Д



е



Ж

Продовження рисунку 1.1

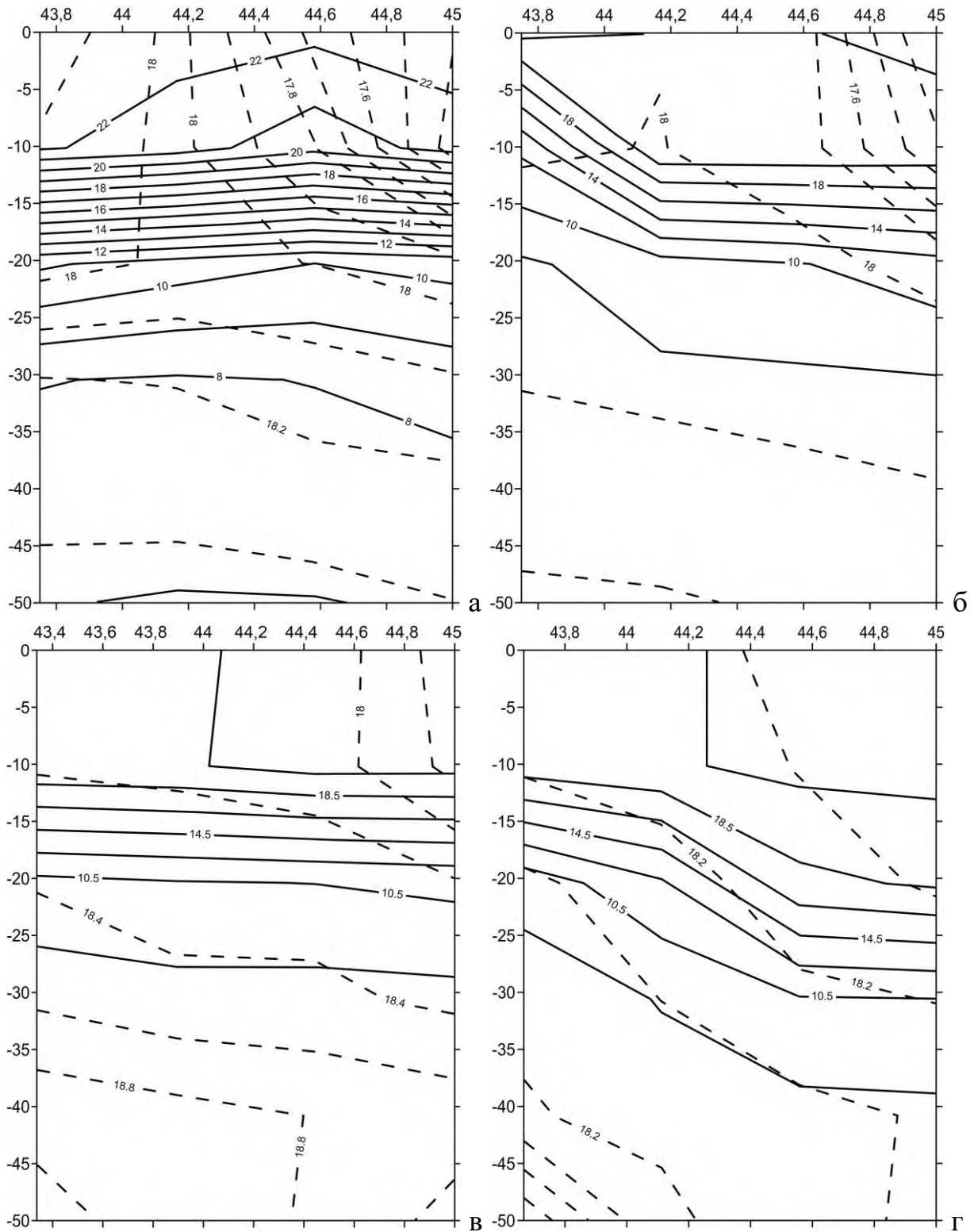
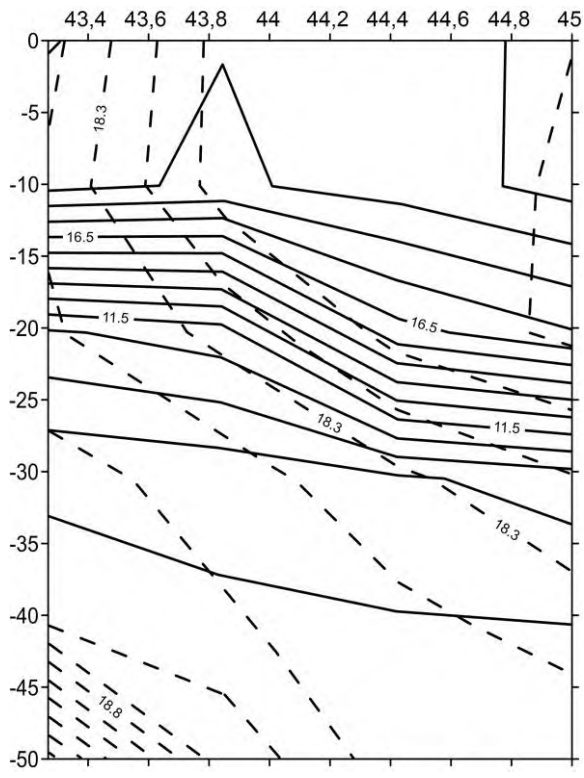
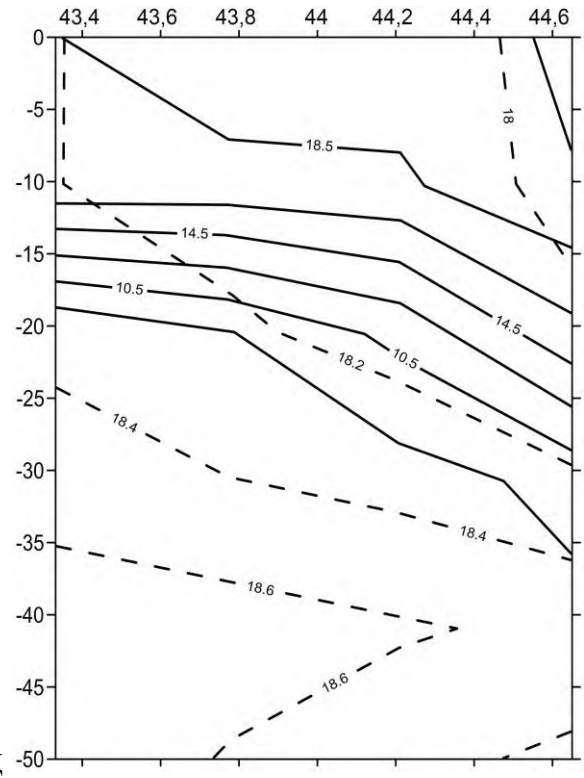


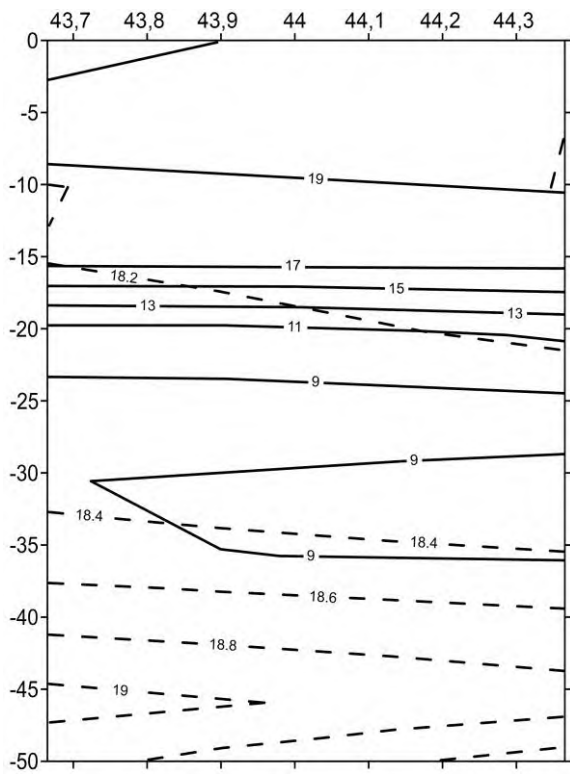
Рисунок 1.2 – Вертикальний розподіл температури (суцільна) та солоності (пунктир) води для вересня у західній частині Чорного моря на розрізах по меридіанах сх.д.: 31,00° - а, 31,50° - б, 32,00° - в, 32,50° - г, 33,00° - д, 33,50° - е, 34,00° - ж



Д



е



Ж

Продовження рисунку 1.2

Поле солоності на поверхні моря здебільше визначається річковим стоком та атмосферними опадами. Знижена солоність характерна для північно-західного шельфу (р. Дунай, р. Дніпро, р. Дністер), південно-східної частини моря (р. Ріоні, р. Чорох, р. Інгури, р. Кодорі, регіональний максимум атмосферних опадів), та деяких частин Анатолійського узбережжя: центральної (р. Кизил-Ирмак, р. Єшил-Ирмак) і західної (р. Сакар'я, р. Фільос (Єнідже)). На Керченсько-Таманському шельфі та південно-східному узбережжі Криму певний вплив має приплив азовоморських вод (12 – 15 ‰). Області підвищеної солоності приурочені до центрів циклонічних круговоротів, де відбувається винос солоних вод основного галоклину в поверхневий шар (максимум в лютому 18,4 ‰, при інтенсивній конвекції до 18,7 ‰). Перевищення надходження прісної води з річковим стоком і опадами над випаровуванням призводить до відносно низького вмісту солей в порівнянні з більшістю морських басейнів. Солоність поверхневого шару Чорного моря (17,85 ‰) майже удвічі менша, ніж солоність поверхневих вод Світового океану.

Просторовий розподіл солоності в шарі основного галоклину тісно пов'язаний з інтенсивністю загальної циркуляції моря. Підвищені значення солоності в центральній частині моря і знижені значення в прибережній зоні обумовлені загальною схемою вертикальних рухів, висхідних в центрі та низхідних на периферії. На глибині 75 м різниця значень між центром і периферією моря складає 1 – 1,5‰.

Розподіл солоності в глибинних шарах за даними високоточних Conductivity-Temperature-Depth (CTD) - зондів відрізняється високою однорідністю, підвищені значення солоності відмічені в центральній частині моря аналогічно розподілу у вище розміщених шарах [18].

Загальна система вертикальної циркуляції моря з підйомом вод в центрі та опусканням на периферії моря формує куполоподібний розподіл ізотермічних поверхонь. Це є однією з головних причин суттєвої відмінності вертикальної термохалінної структури в центральній частині моря та прибережних районах [18].

1.1.2 Просторово-часова мінливість і вертикальна структура поля швидкості звуку Чорного моря

Розподіл температури води має тісний взаємозв'язок з розподілом швидкості звуку в морській воді. При зміні температури морської води змінюються її питомий об'єм й коефіцієнт стисливості. Зі збільшенням температури питомий об'єм води росте, а коефіцієнт стисливості зменшується. Отже, з підвищенням температури води швидкість звуку росте як за рахунок збільшення питомого об'єму, так і за рахунок зменшення коефіцієнта стисливості. Тому вплив температури на швидкість звуку найбільший у порівнянні з іншими чинниками.

При зміні солоності води також змінюються і питомий об'єм, і коефіцієнт стисливості. Але поправки на швидкість звуку від цих змін мають різні знаки. Тому вплив зміни солоності на швидкість звуку порівняно невеликий, він значно менший, ніж вплив температури [35].

Поширення звукових коливань в морській воді є складним явищем, залежним від розподілу температури (T) та солоності (S), зміни гідростатичного тиску (P), глибини моря (z) та характеру ґрунту, стану поверхні моря, замутиності води завислими домішками органічного й неорганічного походження та наявності розчинених газів. Морська вода є середовищем акустично неоднорідним. Ця неоднорідність полягає, передусім, в зміні щільності з глибиною, внаслідок чого змінюється з глибиною і швидкість звуку (C), а поширення звукових коливань відбувається не по прямих, а за більш складними траєкторіями. Наявність в морській воді бульбашок газу, зважених частинок та планктону викликає розсіяння і поглинання звукової енергії при її поширенні [35].

Величина швидкості звуку може бути визначена шляхом безпосередніх вимірювань за допомогою спеціальних складних та дорогих прецизійних приладів – швидкостемірів або обчисленням за емпіричними формулами [36, 37].

При масових розрахунках швидкості звуку доводиться вирішувати проблему вибору розрахункової формули, оскільки нині в цьому питанні не існує загальноприйнятого стандарту, а розрахунки за різними формулами, яких відомо більше десяти, приводять, строго кажучи, до результатів, що різняться між собою [38].

На сьогодні існує велика проблема отримання контактних даних вертикального розподілу термохалинних характеристик Чорного моря, на

основі яких проводяться розрахунки значень швидкості звуку. Тому, доводиться прибігати до непрямих визначень вертикального розподілу гідрофізичних характеристик, тобто шляхом розробки різних методик розрахунку вертикального розподілу цих характеристик. У випадку відсутності цих контактних вимірювань, використовуються розрахункові, прогностичні (змодельовані) значення термохалинних характеристик [10].

Для поширення звуку в океані більш важливим є не абсолютне значення швидкості звуку, а залежність її від глибини – профіль швидкості звуку $C(z)$, тобто положення екстремумів, співвідношення між значеннями швидкості звуку у дна, поверхні та в екстремальних точках, розподіл градієнтів швидкості звуку по глибині й так далі. Профіль $C(z)$, по суті, визначає умови поширення звуку в океані. При одному типі $C(z)$ дальність поширення звуку може досягати сотень й тисяч кілометрів, а при іншому – лише декількох кілометрів [36, 37, 39]. У основу класифікації профілів $C(z)$ покладена кількість та вид акустичних хвилеводів, обумовлених великомасштабною вертикальною термохалинною структурою вод.

В океанології прийнято звукові канали підрозділяти за розташуванням та масштабами на приповерхневі та підводні (глибинні), енергетично за здатністю до концентрації акустичної енергії – на «сильні», з великим вертикальним градієнтом швидкості та «слабкі» – з відносно малим градієнтом. Фізична класифікація відповідає чиннику середовища, що викликає формування каналу.

Глибина, що відповідає мінімальному значенню швидкості звуку, називається віссю підводного звукового каналу (ПЗК). Сила акустичного хвилеводу кількісно характеризується критичним (максимальним) кутом виходу звукових променів з точкового джерела, які захоплюються каналом [36].

Приповерхневі звукові канали (ППЗК) фізично класифікують за причиною виникнення на гідростатичні, термічні, халинні та синоптичні. Ширина приповерхневого звукового каналу – це відстань від поверхні океану до глибини підповерхневого максимуму швидкості звуку.

Найбільш інтенсивна рефракція звукових променів відбувається в шарі стрибка швидкості звуку, який співпадає з шаром стрибка щільності води. Враховуючи, що зміни щільності води найчастіше визначаються змінами температури, а не солоності, шар стрибка швидкості звуку зазвичай пов'язаний з шаром стрибка температури. Під час переходу звукових променів через шар стрибка, інтенсивність звуку різко зменшується [35, 40].

Великомасштабна вертикальна структура вод глибокого моря, що визначає вид профілю швидкості звуку, має декілька характерних ділянок різної протяжності. Безпосередньо у поверхні розташований шар, схильний до прямої дії усіх метеофакторів. Під приповерхневим шаром знаходиться сезонний термоклин, або шар температурного стрибка, в якому температура різко зменшується з глибиною. Влітку та восени, в тиху погоду, сезонний термоклин стійкий та має чіткі межі. Взимку і весною він зливається з поверхневим шаром та виділити його неможливо. Під сезонним знаходиться протяжний по глибині основний термоклин, схильний до незначних сезонних змін. У основному термокліні спостерігається найбільша зміна температури води у часі та просторі. Нижче основного термокліну до дна тягнеться глибоководний ізотермічний шар, що має майже постійну температуру.

Діапазон значень швидкості звуку в Чорному морі становить $1405 - 1525 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [18]. Характерним елементом вертикальної структури швидкості звуку в більшій частині акваторії моря є мінімум швидкості звуку, глибина якого відповідає осі ПЗК. Нижче осі ПЗК швидкість звуку монотонно збільшується з глибиною. Нижче 500 м вертикальний градієнт швидкості звуку наближається до значення гідростатичного ($0,017 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Придонна швидкість звуку на глибині 2000 м дорівнює $\sim 1504,0 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Середні профілі швидкості звуку показані на рисунку 1.3 [41]. У лютому-березні переважає позитивна рефракція, в травні-серпні – негативна рефракція і ПЗК, у вересні-грудні спостерігається ППЗК та ПЗК.

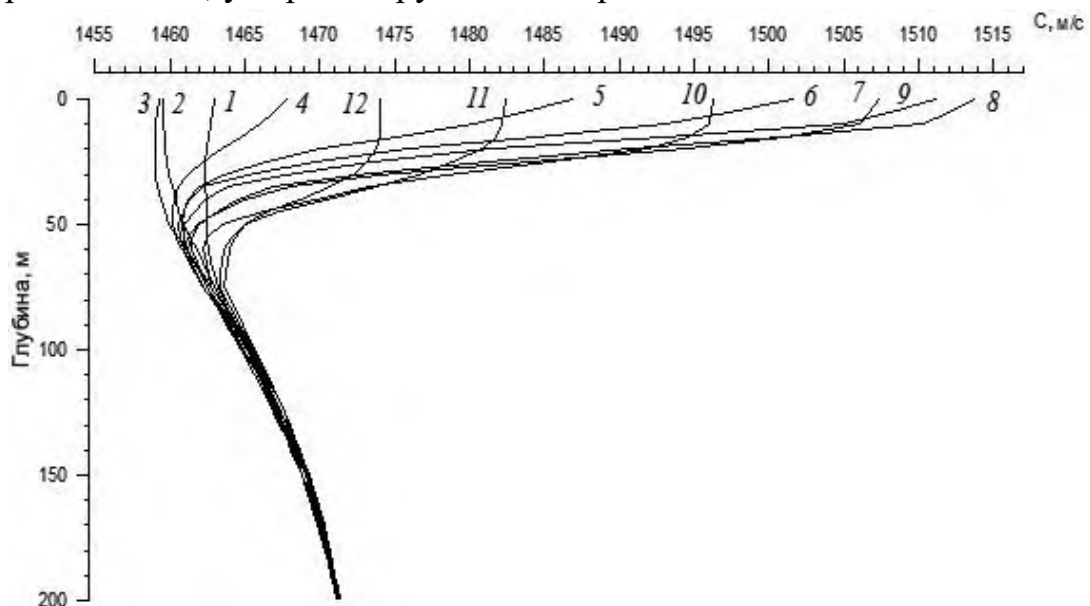


Рисунок 1.3 – Середні по місяцях профілі швидкості звуку, згідно [41]

Особливістю вертикальної структури вод Чорного моря є надзвичайно великі вертикальні градієнти температури й солоності та локалізація цих градієнтів у відносно тонких шарах, для температури - в термоклині, який носить сезонний характер, для солоності – в галоклині, який носить постійний характер. Особливості профілів швидкості звуку в Чорному морі обумовлені сезонним термоклинном, який формує їх верхню частину, та постійним галоклинном, який визначає нижню частину профілів до глибин 150м-200 м. Холодний проміжний шар (ХПШ), ядро якого має абсолютний по глибині мінімум температури, визначає глибину вісі ПЗК і значення швидкості звуку на вісі. Мала глибина залягання ядра ХПШ (40м-60 м) та мала товщина шару термокліна (10-30 м) визначають високі значення вертикальних градієнтів швидкості звуку у верхній частині ПЗК – до 4 м с^{-1} - 5 м с^{-1} . Нижче вісі ПЗК до глибини 150м-200 м чималі вертикальні градієнти швидкості звуку ($0,1 \text{ м с}^{-1}$ - $1,0 \text{ м с}^{-1}$) обумовлені малою відстанню по глибині між нижньою межею галокліна та глибиною знаходження ядра ХПШ. Для більшої частини акваторії основним структурним елементом поля швидкості звуку є ПЗК, який спостерігається протягом більшої частини року (близько 9 місяців). ПЗК утворюється в процесі конвективного і хвильового перемішування вод.

На сьогодні, підводний звуковий канал в Чорному морі досить добре вивчений [36, 42, 43, 44]. Також в роботі [45] висвітлені й більш ранні дослідження поширення швидкості звуку в ПЗК Чорного моря. У роботі [38] описані дослідження з розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі, в шарі від 150 м і до дна, де зміна швидкості звуку залежить тільки від глибини ($C = f(Z)$).

Сезонний хід швидкості звуку у Чорному морі наведено на рисунку 1.4 [41].

Розрахунки вертикального розподілу швидкості звуку в діяльному шарі Чорного моря, де на зміни швидкості звуку впливають сезонні коливання термохалінних характеристик, також мають дуже важливе значення. Наприклад, в практиці судноводіння знання можливо більш точного значення швидкості звуку, як в приповерхневому шарі, так і, в особливості, вертикального розподілу швидкості звуку по глибині, виявляється критично важливим для вирішення задачі визначення місця судна в мілководних районах морів шляхом звірення ехолотних вимірювань з морською картою [37].

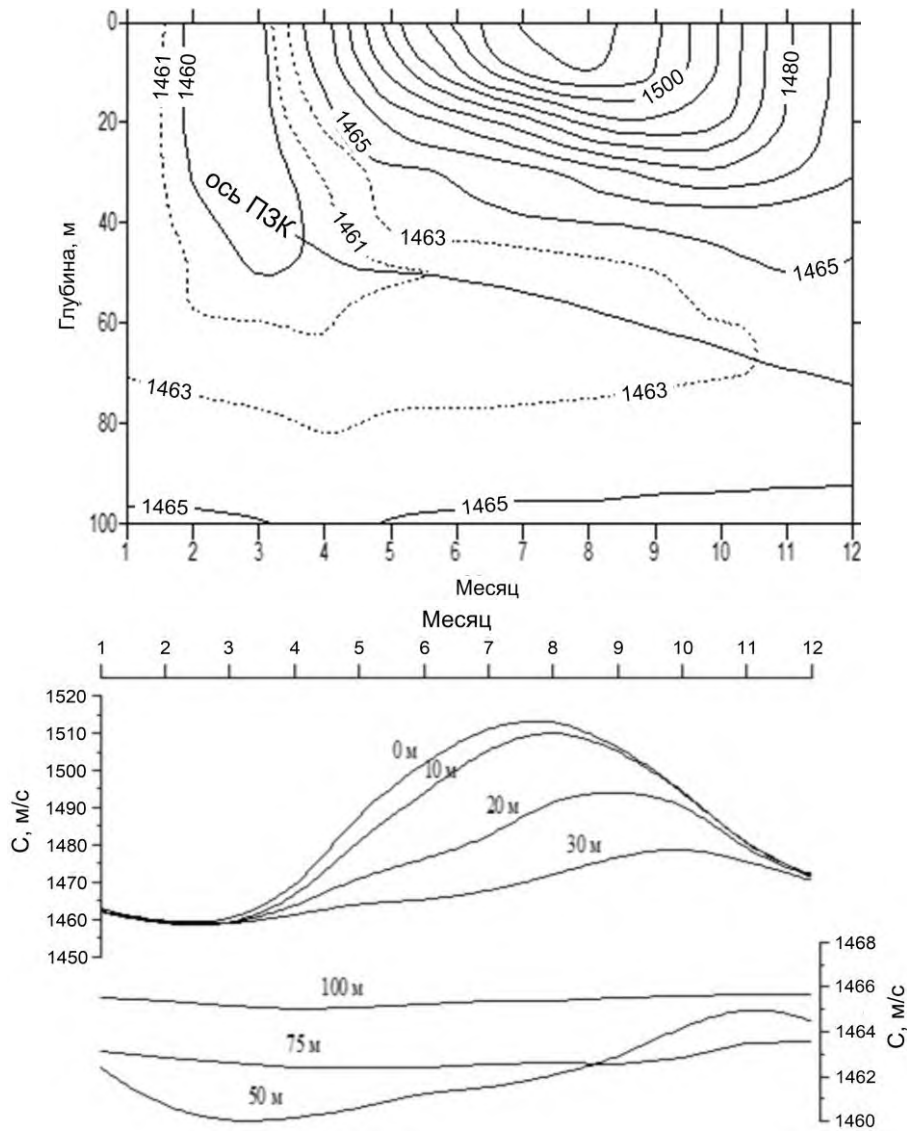


Рисунок 1.4 – Середній сезонний хід швидкості звуку у Чорному морі у шарі 0 – 100 м, згідно [41]

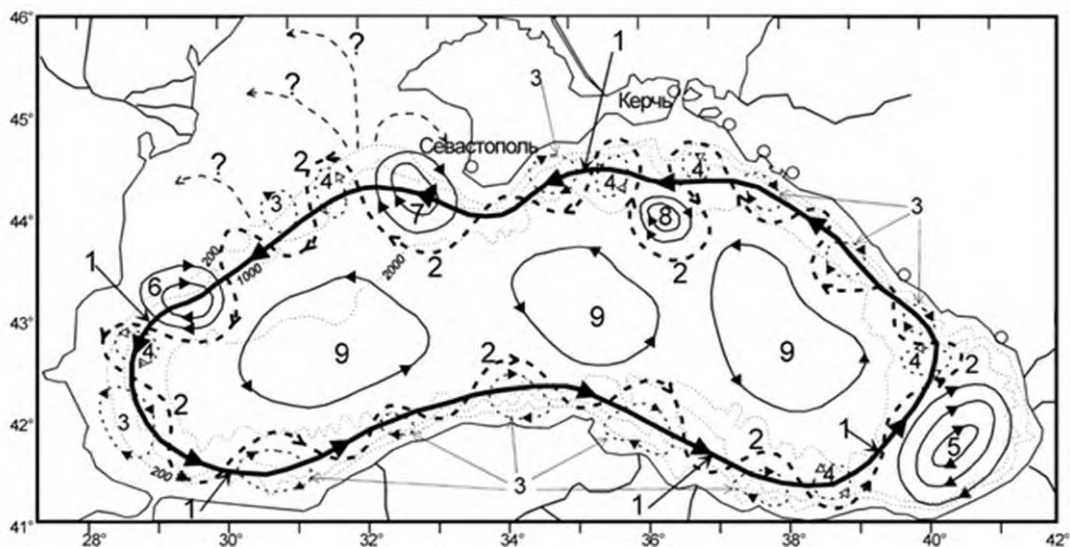
1.1.3 Особливості циркуляції вод (швидкостей течії та витрат) на акваторії моря за кліматичними даними

Теорії й практиці вивчення морських течій присвячена величезна кількість робіт. За силами, що їх вимушують, течії можна класифікувати на вітрові (дрейфові), градієнтні, що викликані неоднорідним розподілом щільності вод, і приливні, викликані притяганням Місяця та Сонця. За просторово-часовими масштабами течії можна розділити на великомасштабні (тобто масштабу всієї водойми) та мезомасштабні, що генеруються великомасштабними течіями внаслідок їх нестійкості або при взаємодії з материковим схилом й берегами. Мезомасштабні течії

виявляються головним чином як вихори або хвилі. У регіональному аспекті течії можна розділити на прибережні та потоки відкритого моря. У прикладному плані для розрахунків течій можна використовувати методи натурних спостережень, аналітичні методи та чисельне моделювання [46].

При аналізі термохалинних параметрів показано [47], що наявність потужного перманентного пікно-галокліну обумовлює яскраво виражену барокліну динаміку вод Чорного моря. Основні течії в цьому басейні спостерігаються в верхньому 200 – 250-метровому шарі. Нижче швидкість течії невелика і, як правило, не перевищує $2 - 3 \text{ см с}^{-1}$. Важливою особливістю горизонтальної циркуляції вод Чорного моря є наявність загального циклонічного круговороту, в якому виділяють струменеву течію (Основна Чорноморська течія – ОЧТ). До кінця 1970-х рр. вона не мала певної назви та іменувалася як основна течія або основний потік. З початку 1980-х рр., в основному, починаючи з робіт А.С. Блатова, широко застосовується назва ОЧТ [12, 47, 48, 49]. У 1996 р., починаючи з робіт Кривошея В.Г., було запропоновано назву Кільцева Циклонічна течія (КЦТ) [50]. В англійській літературі вона відома як Rim Current (кільцева течія), починаючи з роботи Oguz T. у 1992 р. [14, 18].

У роботах [47, 49] наведено, що генеральна циркуляція вод в Чорному морі згідно з термінологією авторів [51] характеризується циклонічним рухом вод (рис. 1.5) з головним структурним елементом – ОЧТ (кільцевою циклонічною течією – КЦТ).



1 – Кільцева циклонічна течія (КЦТ) – середнє положення стрижня; 2 – меандри КЦТ; 3 – прибережні антициклонічні вихори (ПАВ); 4 – циклонічні вихори (ЦВ); 5 – Батумський антициклонічний вихор; 6 – Каліакрський ПАВ; 7 – Севастопольський ПАВ; 8 – Керченський ПАВ; 9 – квазістаціонарні циклонічні круговороти.

Рисунок 1.5 – Схема циркуляції вод Чорного моря, згідно [51]

Внаслідок синоптичної мінливості вітру, гідродинамічної нестійкості та взаємодії з рельєфом підводного схилу, течія зазнає хвилеподібні коливання, тобто ця струменева течія меандрує. Інтенсивність меандрування КЦТ, довжина хвиль та амплітуда меандрів в різних районах моря та в різні пори року різні: від слабких коливань до майже замкнених або дуже витягнутих меандрів. У теплий період року, з квітня по листопад, інтенсивність меандрування більше, ніж в зимовий період.

В кінці літа й восени меандри можуть досягати центральної частини моря. В результаті, в меандрах виникають, розвиваються, а потім руйнуються вихрові структури: зліва від стрижня в циклонічних меандрах утворюються циклонічні вихори (ЦВ), праворуч, в антициклонічних меандрах, прибережні антициклонічні вихори (ПАВ). Найбільшого розвитку антициклонічні меандри та ПАВ досягають в літньо-осінній період. У більшості випадків вони мають форму, близьку до кола, їх геометричні розміри досягають 30 – 40 км, іноді – 60 – 80 км, а у виняткових випадках – до 100 км. Більшість ПАВ після утворення переміщуються разом з антициклонічними меандрами в тому ж напрямку, що й потік КЦТ [51].

У роботі [52] описані дослідження особливостей загальної циркуляції вод Чорного моря в 2007 році на основі аналізу анімації температурних супутникових карт поверхневого шару. Для аналізу річного циклу мінливості структури течій поверхневих вод 2007 року були створені місячні анімації температурних полів, на основі яких експертно побудовані картосхеми циркуляції (рис. 1.6). Анімаційне представлення супутникових середньодобових термічних полів поверхневого шару дозволило якісно оцінити просторово-часову мінливість циркуляційних процесів, отримати кількісні оцінки масштабів, швидкостей переміщення, взаємодії та часу життя вихрових утворень. На підставі проведених досліджень автори [52] зробили висновки про сезонну мінливість поверхневої циркуляції вод.

На відміну від досить узгоджених уявлень щодо загальної схеми течій, відносно сезонної мінливості циркуляції вод Чорного моря існують різні думки [18, 47, 48, 49, 51]. Практично не викликає розбіжностей у різних авторів тільки наявність сезонного максимуму інтенсивності циркуляції вод в кінці зимового – початку весняного періоду, коли середня швидкість течій збільшується в 1,5 рази в порівнянні з сезонним мінімумом.

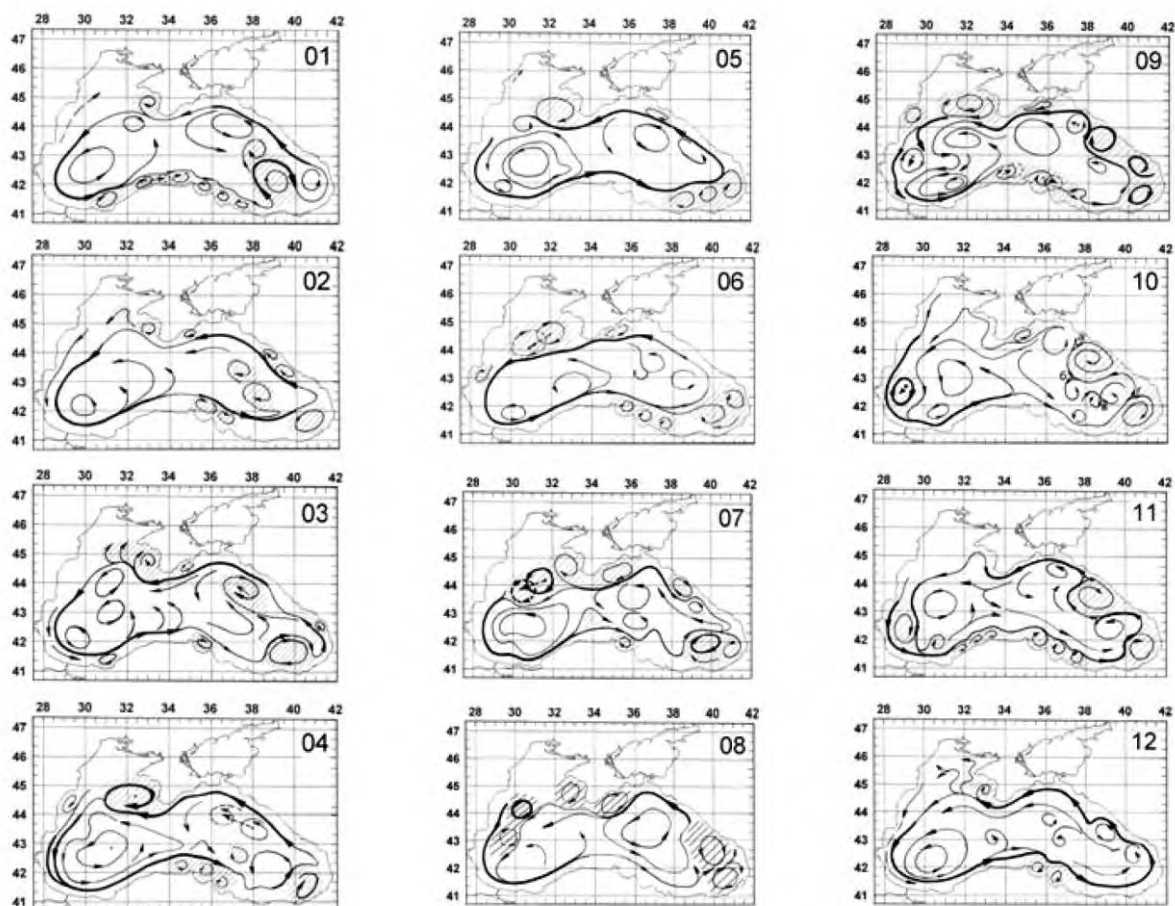


Рисунок 1.6 – Щомісячні схеми циркуляції Чорного моря за анімаціями поверхневої температури води. (Області антициклонічної завихореності заштриховані), згідно [52]

За оцінками на основі геострофічних розрахунків, чисельних прогностичних розрахунків, а також альтиметричних даних мінімум інтенсивності циркуляції моря припадає на осінній період [18]. В роботі [18] наведено, що циркуляція може виглядати як єдиний циклонічний рух з центром в західній або східній частині моря, або у вигляді добре виражених окремих круговоротів.

Сезонний цикл геострофічної циркуляції, розрахованої за кліматичними термохалінними полями за період 1950 – 2000 рр., можна представити у вигляді такої схеми [41]:

січень – березень: єдине циклонічне обертання з центром в східній частині моря, західний круговорот виражений слабо;

квітень – травень: єдине циклонічне обертання з центром в західній частині моря, східний круговорот виражений слабо;

червень – липень: два круговороти, західний більш інтенсивний;

серпень – вересень: два круговороти, східний більш інтенсивний;

жовтень – грудень: два круговороти рівної інтенсивності.

Батумський антициклон простежується протягом усього року, крім періоду лютий-квітень. Севастопольський антициклон існує в усі сезони, найбільш чітко виражений з червня по серпень. Синопський антициклон виражений протягом усього року, з травня по серпень він зміщений на схід.

Із досліджень розподілу середньорічних величин швидкостей течій у верхньому 50-ти метровому шарі моря, обчислених динамічним методом за кліматичними полями температури й солоності, описаних у [47], автори звертають увагу, що з особливостей розвитку на поверхні моря динамічних процесів загального характеру, властивих ОЧТ, необхідно вказати на дещо підвищені значення його швидкостей, які спостерігаються уздовж північного узбережжя моря, в порівнянні з їх значеннями вздовж південного узбережжя. Ця різниця в середньому склала $1,6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (відповідно $9,6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ та $8,0 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). Автори [47] звернули також увагу на те, що розподіл швидкостей уздовж осі потоку ОЧТ має не монотонний, а осередковий характер. Доречно зазначити також, що через своєрідної географічної будови узбережжя Чорного моря, а саме через зближення в його середній частині Кримського й Анатолійського узбережжя та як би умовного поділу моря на дві (західну й східну) частини, відбувається згущення ізотих та посилення швидкості ОЧТ при проходженні його в цих районах. У Кримського узбережжя (район мису Сарич) середньобагаторічна кліматична швидкість ОЧТ досягає свого абсолютного максимуму, рівного $12 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а у Анатолійського узбережжя (в районі мисів Інджебурун, Бозтеме й Бафра) - $9,3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ [47].

Взагалі, автори [47] констатують, що в середньорічному форматі осередки підвищених швидкостей уздовж струменя ОЧТ виділяються на півночі моря біля південного узбережжя Криму та трохи на захід від нього. Середня швидкість складала $10,5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (з максимумом $12,0 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумом $8,7 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). Другий осередок в північній частині моря розташовується на схід від вищезгаданого, тут середня швидкість становила $8,6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (з максимумом $9,0 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумом $8,4 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). У східній частині моря, уздовж Кавказького узбережжя, струмінь ОЧТ мав північно-західний напрямок, а її середня швидкість дорівнювала $9,7 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (з максимумом $11 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумом $8,1 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). Уздовж південного узбережжя моря виділяються 3 осередка підвищених швидкостей. У середній частині вищезгаданий осередок у мисів з середньою швидкістю $8,4 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (з максимумом $9,3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумом $7,7 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$); в південно-західній частині

моря поблизу протоки Босфор виділяється область підвищених швидкостей, яка в середньому характеризується значеннями рівними $7,9 \text{ см с}^{-1}$ (з максимумом $9,5 \text{ см с}^{-1}$ та мінімумом $7,2 \text{ см с}^{-1}$). На південному сході моря в потоці ОЧТ, який відійшов від звалу глибин та перетинавши район по глибоководній ділянці, швидкість його в середньорічному масштабі становила $7,7 \text{ см с}^{-1}$ (з максимумом $7,9 \text{ см с}^{-1}$ та мінімумом – до $6,6 \text{ см с}^{-1}$).

У роботі [18] наведено, що за геострофічними розрахунками на основі великої кількості гідрологічних розрізів, які перетинають ОЧТ, швидкість в стрижні течії взимку складає $35 - 40 \text{ см с}^{-1}$ (максимум $75 - 80 \text{ см с}^{-1}$), влітку $20 - 25 \text{ см с}^{-1}$ (мінімум $7 - 10 \text{ см с}^{-1}$).

У роботах [47, 49] автори, аналізуючи розподіл середньорічних величин витрат води у верхній 300-метровій товщі на акваторії моря (рис. 1.7), розрахованих динамічним методом за кліматичними даними температури та солоності води [23], констатують, що цей розподіл в основному якісно аналогічний розподілу швидкостей течій на акваторії моря. Спостерігаються ті ж осередки максимумів витрат, які були властиві максимумам швидкостей течій в струмені ОЧТ, так само розташовується й характеризується мінімальними значеннями витрат води зона основної Чорноморської дивергенції вод і т.п.

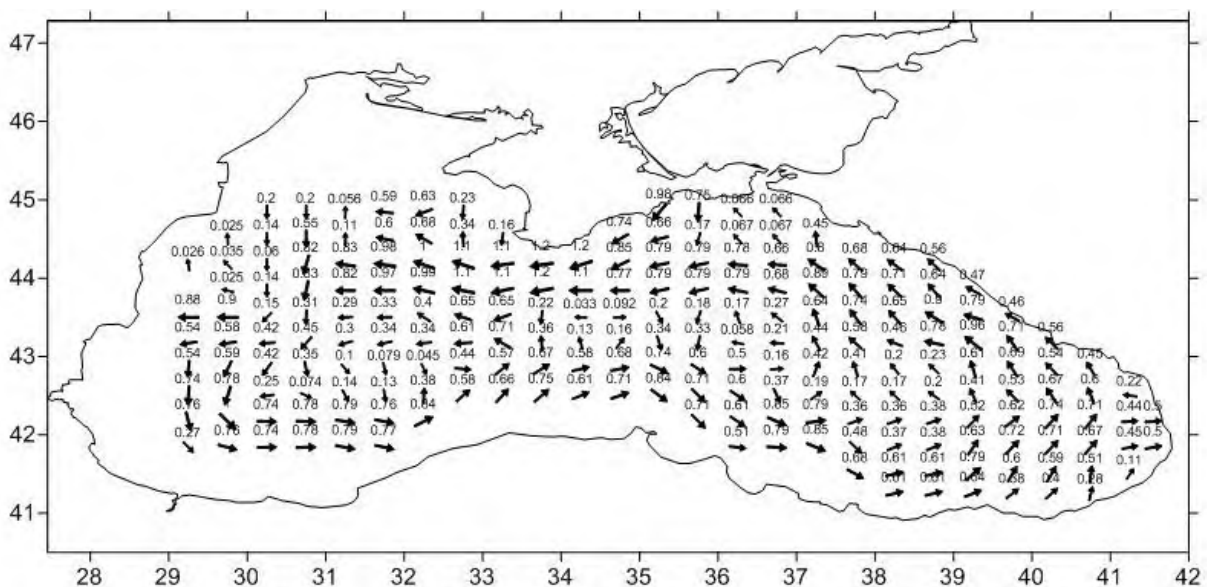


Рисунок 1.7 – Розподіл на акваторії Чорного моря середньорічних витрат мас води ($\times 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$), що переносяться ОЧТ та іншими потоками за кліматичними даними [23], згідно [47]

Це цілком зрозуміло, оскільки виконані розрахунки витрат визначаються однозначно величинами швидкостей. Говорячи про

абсолютні величини витрат води, автори відмічають [47, 49], що при заданій товщині шару 300 метрів та відстані між станціями, рівними 40 милям (~74,1 км) при реальних середньорічних кліматичних значеннях швидкостей в Чорному морі в межах від 0 до 10 – 12 см с⁻¹, отримано витрати води менш за $1 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, тобто менше 1 Свердрупу.

На основі аналізу приведених на рисунку 1.7 значень витрат води уздовж струменю ОЧТ автори відзначили [47], що максимальне значення витрат було виявлене на півночі моря, приурочене до південного узбережжя Криму та складало $1 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. На північному узбережжі в східній частині моря максимальні витрати ОЧТ складали $0,9 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, мінімальні – $0,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, а середня величина витрат дорівнювала $0,85 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Уздовж Кавказького узбережжя середня величина витрат води уздовж максимуму струменя ОЧТ складала $0,82 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ із коливаннями від $1,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ (максимум) до $0,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ (мінімум).

У трьох осередках максимальних витрат вод, що розташовувалися уздовж південного узбережжя моря, величини витрат характеризувалися наступними значеннями: в південно-західній частині моря поблизу протоки Босфор середні витрати дорівнювали $0,81 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ при максимумі $1,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумі $0,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. В середній частині південного узбережжя моря (район м. Бозтеме, м. Інджебурун) середні витрати води в струмені ОЧТ дорівнювали $0,76 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, з максимумом $0,90 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумом $0,60 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. В південно-східній частині моря витрати ОЧТ над глибоководним районом в середньому складали $0,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, при максимумі $0,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумі $0,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Біля західного узбережжя Чорного моря виконані оцінки середньорічної величини максимальних витрат води в струмені ОЧТ за кліматичними даними були рівні в середньому $0,83 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ при максимумі $0,90 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ та мінімумі – $0,77 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Виконані оцінки розрахунку мінімальних величин витрат мас води уздовж осі зони дивергенції дали значення менш ніж $0,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Загалом автори [47, 49] констатують, що в сезонній мінливості витрат води в потоках вод Чорного моря, і передусім в ОЧТ, максимум приурочений до зимово-весняного періоду, а мінімум – до літньо-осінньої пори року. Говорячи про конкретні місяці екстремумів, що спостерігаються в потоці вод ОЧТ по периметру Чорного моря, в районах моря, прилеглих до західного, південно-західного (район пр. Босфор) та південного (район м. Інджебурун) його узбережжям, вони добре узгоджуються з місяцями

паводку та межені великих річок північно-західної частини Чорного моря. Максимум спостерігається у травні, а мінімум у листопаді.

У південно-східній частині Чорного моря безпосередньо, уздовж узбережжя, максимум в сезонній мінливості витрат ОЧТ спостерігається в січні-березні, а мінімум – у жовтні-грудні. Екстремуми уздовж струменю ОЧТ, розташованого в цьому районі не уздовж звалу глибин шельфу, а помітно далі від узбережжя, були відмічені в квітні-червні – максимум та в жовтні-грудні – мінімум. Уздовж Кавказького узбережжя максимум в сезонній мінливості витрат ОЧТ спостерігався в січні-березні, а мінімум – в липні-вересні місяці. У мористій частині східного узбережжя в струмені ОЧТ максимум зміщувався на травень - червень, а мінімум – на жовтень-грудень.

Біля північного узбережжя Чорного моря, в прибережних районах, максимум в сезонній мінливості витрат води спостерігався в лютому-квітні, а мінімум в липні-серпні; у мористій частині (у ОЧТ) максимум був в квітні - червні, а мінімум – вересні-грудні.

Говорячи про амплітуду сезонних коливань витрат в струмені ОЧТ автори констатують досить стійкий та стабільний її характер. В середньому на північному, східному й південному узбережжях її величина складала $0,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ і, трохи нижче, на західному $0,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ із коливаннями від $0,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ до $1,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

Результати розрахунків середньорічного стоку чорноморських вод в Мармурове море через протоку Босфор, які проведені авторами [47], показали, що в середньому він складає $421 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ при максимумі $1028 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ та мінімумі $189 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$, що співпадає з даними авторів [18]. Відмітимо, що згідно з розрахунками [47], в Чорне море втікає $356 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ азовоморських вод, а витікає з Чорного моря в Азовське $529 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$. Це в 7 – 13 разів вище приведених в [18] даних. Згідно [18], приплив Азовських вод в Чорне море складає в середньому $53,7 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$, а чорноморських вод в Азовське – $41,5 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$.

Порівняння розрахунків циркуляції вод у Чорному морі за даними конкретних експедицій, проведених в 1992-1993 рр. з кліматичними матеріалами (термохалинними характеристиками в вузлах квадратів $40 \text{ миль} \times 40 \text{ миль}$) [23], показало їх узгодженість та дозволило зробити узагальнюючі висновки про характер циркуляції вод ОЧТ та вздовж звалу глибин шельфу Чорного моря. Головною ланкою горизонтальної циркуляції вод Чорного моря є Основна Чорноморська Течія, яка характеризується

підвищеними швидкостями по контуру моря (по звалу глибин шельфу) і збіжністю (конвергенцією) вод в потоці. Визначено існування у відкритих водах Чорного моря в річному циклі 3-х видів циркуляції. У зимовий період в результаті інтенсифікації атмосферних процесів відбувається розвиток приблизно рівнозначних західного і східного циклонічних круговоротів. У весняний період в результаті взаємодії ОЧТ з периферією західного круговороту, посиленого річковим стоком, відзначається домінування західного циклону, а в літньо-осінній час з аналогічної причини домінує східний циклон.

Оскільки процеси, що відбуваються на поверхні та в товщі моря, характеризуються великою просторово-часовою мінливістю, слід окреслити визначальні фактори взаємодії океану та атмосфери. Без спільного вивчення процесів, що розвиваються в атмосфері та океані, не можна передбачити майже жодне явище, яке спостерігається в морях і океанах.

1.1.4 Метеорологічні умови Чорного моря

Морські гідрологічні прогнози та розрахунки базуються на науково розроблених методах, в основі яких лежать фізичні гіпотези, що побудовані на законах фізики моря і атмосфери. Важливими принципами розрахунків та прогнозування є врахування взаємодії атмосфери і океану. Суть цієї взаємодії зводиться до того, що метеорологічні умови роблять певний вплив на деякі явища, що відбуваються в океанах та морях, а стан останніх певним чином впливає на характер атмосферних процесів. Характер взаємодії залежить від фізико-географічних умов та пори року. Сонячна радіація є головним кліматоутворюючим чинником та джерелом теплової енергії майже для всіх природних процесів, що розвиваються в Чорному морі. Підстилаюча поверхня надає великий вплив на всі складові радіаційного й теплового балансів. Для регіональної океанографії характеристики вітрового режиму надзвичайно важливі, тому що вітер безпосередньо впливає на циркуляцію і перемішування вод, тепловий та водний баланс. Дослідженням вітрових умов морів традиційно приділялося достатньо багато уваги, для Чорного моря в літературі існують численні публікації та довідкові матеріали [13, 18, 19, 28, 29, 30, 41, 47]. Численні дослідження показали, що атмосферні процеси є визначальними чинниками в розвитку океанічних процесів. Так, під впливом теплових та динамічних процесів атмосфери формується термічний і льодовий режими поверхневого шару

моря. Оподи і випаровування призводять до зміни солоності поверхневих шарів водної маси [53, 54].

В роботі [55] описано, що утворення й випадання опадів в Україні є результатом складних макроциркуляційних процесів, що визначають тепло- і влаго- обмін в атмосфері. Суть цих процесів полягає в перенесенні на значну відстань тепла й вологи з Атлантики та Середземного моря, а також в розвитку під впливом циклонічної діяльності великомасштабних вертикальних рухів, що призводять до підвищення вмісту вологі в тропосфері. Перенесення повітряних мас тісно пов'язане з циклонічною діяльністю. Основна кількість опадів випадає з фронтальних хмар. Взимку випадання їх частіше пов'язане з середземноморськими циклонами, які переміщуються через Чорне море в північному та північно-східному напрямках. Вплив середземноморських циклонів відзначається майже на усій території країни. Більшість атлантичних циклонів переміщуються північніше та рухаються по зональних траєкторіях із заходу на схід. Південні ділянки фронтів цих циклонів охоплюють усю Україну, і оподи, пов'язані з ними, зволожують її. Влітку лише невелика частина опадів випадає в тилу циклонів безпосередньо з морських повітряних мас, у вигляді так званих опадів конвективної нестійкості. Великий вклад вносять також оподи, що випадають з тропічного повітря. Це повітря, переміщуючись з південного сходу по південній та південно-західній периферіям антициклонів, зволожується і, зустрічаючись з полярним повітрям, дає велику кількість опадів зливового характеру.

Помітна роль у збільшенні кількості літніх опадів пов'язана з місцевим циклогенезом. На східно-європейській гілці полярного фронту виникають циклони, які супроводжуються випаданням опадів з континентального повітря [56].

У роботі [18] (рис. 1.8) показаний сезонний хід температури повітря та кількості атмосферних опадів за даними берегових гідрометеорологічних станцій за кліматичний період ВМО (Всесвітня метеорологічна організація) 1961 – 1990 рр.

Середньорічна температура рівномірно підвищується з півночі на південь від 10°C в районі Одеси, Очакова до значень, що перевищують 14°C на південному узбережжі від Стамбулу до Батумі. Розмах сезонних коливань температури повітря, у свою чергу, зменшується від 22 – 23°C на північному узбережжі до 15°C на південному. Середня по усьому узбережжю температура повітря дорівнює 12,8°C, що нижче середньої

температури води на поверхні моря на 2°C . Утеплююча дія Чорного моря максимальна в грудні-січні, різниця температур води та повітря досягає в прибережній зоні $3 - 4^{\circ}\text{C}$. Охолоджувальна дія моря в літній період виражена слабкіше, різниця температур води – повітря біля -1°C . Кількісні значення різниці температур води та повітря досить великі і близькі до таких в субарктичних морях.

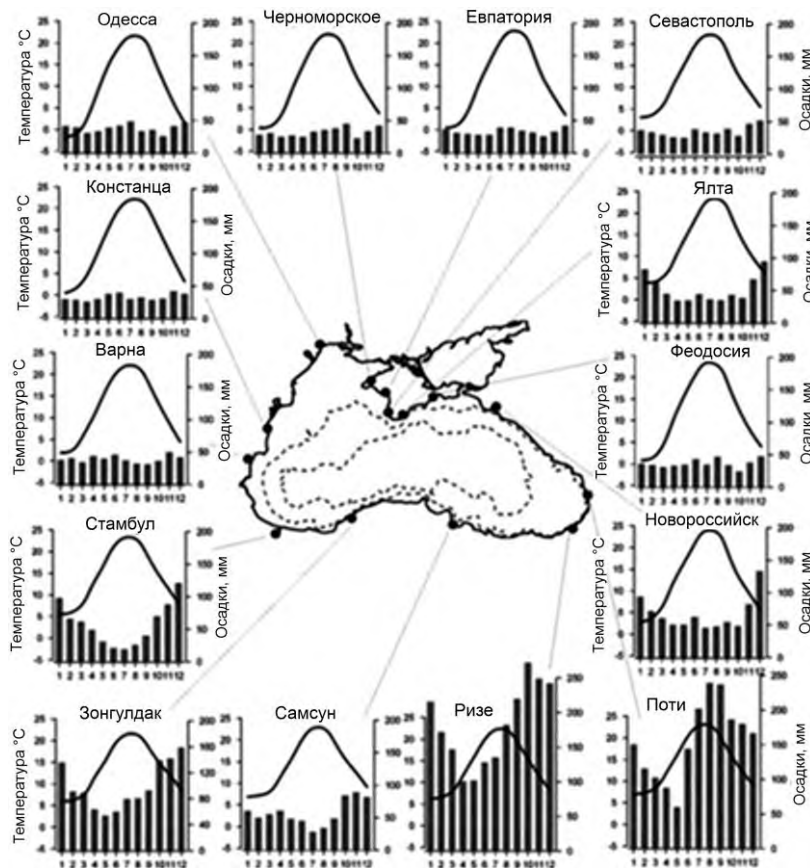


Рисунок 1.8 – Сезонний хід температури повітря, $^{\circ}\text{C}$ та кількості атмосферних опадів, мм місяць^{-1} на узбережжі Чорного моря за період 1961-1990 рр., згідно [18]

Мінімальна кількість атмосферних опадів випадає на північно-західному узбережжі ($400 - 450 \text{ мм}$), що співпадає з даними авторів [19, 55]. За результатами досліджень [55], на основі даних Гідрометцентру Чорного і Азовського морів, норма річної суми опадів в Одесі за ХХ століття склала $406 \text{ мм} \cdot \text{рік}^{-1}$. У першій половині століття річна кількість опадів була нижча норми, а в другій – вище. В цілому за 103-річний період спостережень в Одесі видима тенденція до збільшення річної кількості опадів (R_{on}) з початку до кінця ХХ століття на 32% (рис. 1.9).

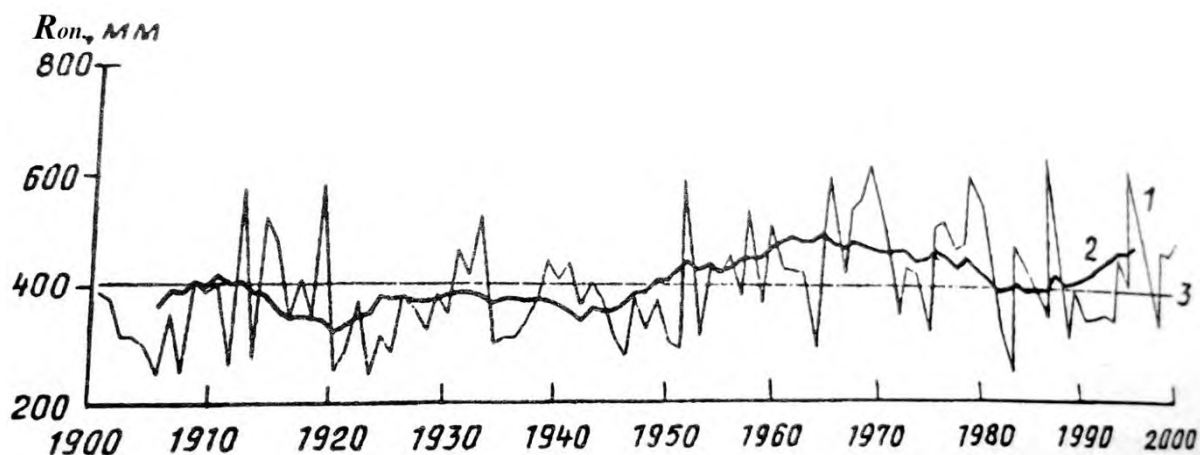


Рисунок 1.9 - Столітній хід річних сум опадів (1), опадів, усереднених по ковзаючих десятиліттях, (2) та середнє за 103 роки значення річної суми опадів (3), згідно [55]

У сезонному кліматичному ході місячних сум опадів в Одесі за цей період виділяється піврічна хвиля з двома екстремумами: весняно-літнім (основним) та осінньо-зимовим (вторинним) (рис. 1.10).

Порівнюючи рисунки 1.8 та 1.10 помітні деякі розбіжності в динаміці сезонного ходу місячних сум опадів в Одесі в середині літа та зими. Швидше за все це пов'язано з різними довжинами рядів спостережень за атмосферними опадами.

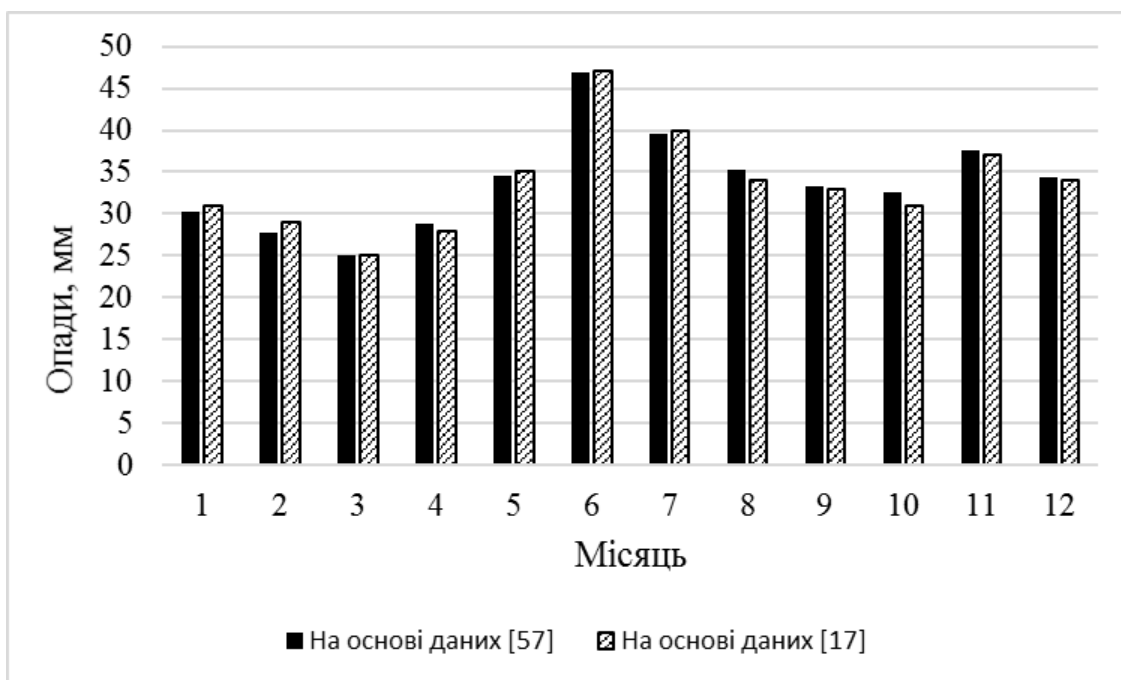


Рисунок 1.10 – Сезонний хід місячних середніх сум опадів в Одесі за період 1900 – 2002 рр. [55] та 1894 – 2011 рр. [19]

Область опадів, що перевищують середньорічне значення 1000 мм, охоплює майже усе Анатолійське та Кавказьке узбережжя – від Зонгулдаку до Туапсе, зі значеннями понад 2000 мм – від Трабзону до Поті. Максимальні середньорічні температура повітря (14,6°C) та кількість опадів (2750 мм) зафіксовані на узбережжі Грузії у Батумі. Внутрішньорічний розподіл опадів на південному й Кавказькому узбережжі, а також на південному березі Криму з явним переважанням в холодний сезон року, відноситься до середземноморського типу. На іншому узбережжі спостерігається слабке переважання випадання опадів в теплий період, що характерніше для континентального клімату [18].

Метеорологічні характеристики, такі як опади та випаровування служать для оцінки водного та теплового балансів морського середовища. Виходячи з середніх значень складових водного балансу Чорного моря, автори роблять висновок про те, що прихід води з річковим стоком $R = 355 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ (853 мм·рік⁻¹) приблизно дорівнює втратам води на випаровування $E = -335 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ (-805 мм·рік⁻¹), а атмосферні опади дають $R_{on} = 220 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ (528 мм·рік⁻¹). Середнє значення прісного балансу $(R + P) - E$ становить $240 \text{ км}^3 \cdot \text{рік}^{-1}$ (576 мм·рік⁻¹).

Виходячи з середніх значень оцінок складових теплового балансу Чорного моря, автори [18] констатують, що радіаційний баланс $R_n \approx 100 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, що в основному відповідає значенням R_n у Світовому океані на тих же широтах. Контактний теплообмін (турбулентний потік явного тепла) $H \approx 13 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, що також відповідає більшій частині акваторії океану, окрім районів з великою тепловіддачею, таких як Гольфстрім. Витрати тепла на випаровування (турбулентний потік прихованого тепла) $LE \approx 64 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ в 1,5 – 2 рази нижче іншої частини Світового океану (у порівнянні з [57]), що характерніше для субарктичних районів.

Таким чином, стан атмосфери та морська гідрометеорологічна інформація є основою для отримання діагностичних оцінок та створення системи оперативного прогнозу гідродинамічних і екологічних параметрів Чорного моря.

1.2 Система спостережень в оперативній океанології

Морська гідрометеорологічна мережа спостережень призначена для дослідження явищ та процесів, які протікають на поверхні та в глибинах морів і океанів, їх взаємодії з атмосферними процесами, а також хімічного складу вод басейнів. Відомості про гідрометеорологічний режим морів широко використовуються в найрізноманітніших областях та мають значення для забезпечення торгового й рибного флотів, проектування й будівництва берегових та морських споруд.

Сучасна морська гідрометеорологічна мережа спостережень є частиною наземної підсистеми отримання гідрометеорологічних даних в прибережній зоні України Чорного і Азовського морів та складається з 37 морських оперативно-виробничих організацій (станцій й постів), включаючи пункти спостережень, які розташовані в морських гирлах річок Дунаю, Дніпра і Південного Бугу. Відповідно до програми спостережень стандартні гідрологічні спостереження на морській береговій мережі проводяться за наступними елементами: рівнем моря та явищами згону-нагону, елементами хвилювання моря, температурою поверхневого шару, льодовими явищами, солоністю та ін. За якістю морської води ведуть спостереження сім гідрохімічних лабораторій, п'ять з яких проводять комплексні спостереження за забрудненням природного середовища. Додатково проводяться спостереження за небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами [58].

Для дослідження термохалинних характеристик Світового океану застосовуються контактні та дистанційні методи вимірювань, на основі яких можна визначити температуру, солоність та інші океанологічні характеристики вод морів і океанів.

У роботі [59] описано, що розвиток оперативної океанографії має глобальний масштаб і ґрунтується на міжнародній кооперації. Протягом останніх тридцяти років дослідження в цій галузі пропагувалися та координувалися МОК ЮНЕСКО, яка ініціювала низку цільових проектів. У рамках проекту Global Ocean Observing System (GOOS) спільними зусиллями провідних країн світу було сплановано, а потім і створено сучасну систему спостережень, засновану на комбінації супутникових та контактних спостережень, що дозволяє здійснювати оперативний моніторинг стратифікації та циркуляції океану. Наступним кроком стала організація у 1997 р. проекту «Global Ocean Dynamic Experiment» (GODAE),

орієнтованого на розробку методів асиміляції оперативних глобальних спостережень та розвиток методів прогнозу полів океану. В рамках цього проекту було заплановано також створення низки прогностичних систем, здатних проводити регулярну та всеосяжну інформацію про стан океану. Міжнародні колективи, які приймали участь у виконанні проекту, орієнтувалися використанням сучасних моделей океанічної циркуляції та методів асиміляції спостережень. В результаті робіт з проекту GODAE було створено низку національних оперативних центрів, які виробляли для користувачів регулярні прогнози та аналізи стану морського середовища.

Взаємодія виконавчих органів проекту GODAE з міжнародними космічними агентствами та дослідницькими інститутами стимулювала створення нових комплексів спостережень океану з ШСЗ та розвиток мережі контактних спостережень. Зокрема, саме потребами проекту GODAE обумовлено запуск в океані понад 3000 буїв-профілемірів у рамках проекту «АРГО». Інший проект, створений за ініціативою учасників GODAE – мультисенсорне картування температури поверхні океану (ТПО) з високим розрізненням – значно покращив якість та покриття спостереженнями температури поверхні океану. Реалізація проекту GODAE сприяла також створенню інформаційної системи, що забезпечувало швидку передачу споживачам як спостережень, так і результатів аналізу та прогнозу.

Успішний розвиток робіт за проектом GODAE стимулював створення систем морських прогнозів, що включали не лише Світовий океан, а й окраїнні та внутрішні моря, в яких зосереджені інтереси основних споживачів інформації про стан морського середовища. На той час найбільш розвиненою була система, створена Європейським консорціумом у рамках проектів «MyOcean» та «MyOcean2» для прогнозу стану як Світового океану в цілому, так і окраїнних і внутрішніх морів Європи за підтримки Сьомої рамкової програми Європейської комісії. Проекти «MyOcean», що стартував навесні 2009 р., та «MyOcean2», що розпочався навесні 2012 р., забезпечували безперервну роботу системи морських прогнозів до осені 2014 р. Найбільш розвинутою нині вважається Морська служба програми «Коперникус» Європейській комісії (Copernicus Marine Environmental Monitoring Service), яка готує прогнози стану Світового океану в цілому, Арктичного басейну, околичних і внутрішніх морів Європи. Створена система прогнозів функціонує в рутинному режимі, поширюючи свої продукти через сайт (<http://marine.copernicus.eu/>).

За ствердженням авторів [60], що станом вже на 2009 рік була створена велика кількість математичних моделей взаємодії океану і атмосфери різного рівня складності, які дозволяють у ряді випадків досить достовірно відтворювати основні закономірності еволюції океанографічних полів та накопичений значний досвід по використанню таких моделей при розробці морських гідрологічних прогнозів та розрахунків. Нині в оперативній практиці використовується ряд методів об'єктивного аналізу (ОА) та прогнозу полів океанографічних й метеорологічних полів. Ця інформація передається в морські гідрометслужби для подальшої інтерпретації та використання.

На основі нових видів спостережень почали створюватися регіональні морські автоматизовані прогностичні системи, які, як правило, включають наступні основні компоненти [61, 62, 63, 64]: 1) систему спостережень; 2) систему збору та контролю цих спостережень; 3) блок засвоєння цих спостережень, аналізу й прогнозу морських елементів з використанням атмосферних і морських моделей; 4) систему поширення продукції.

При створенні прогностичних систем для морів широке поширення отримала технологія вкладених (nesting) моделей, яка використовується як для метеорологічних, так і для океанографічних прогнозів. У цій технології спочатку розраховується модель на сітці з грубою просторовою розрізненістю для області, значно більшої, ніж та, що цікавить нас. На основі цих розрахунків задаються граничні умови для меншої області, розрахунки в якій ведуться з високою просторовою розрізненістю [60].

Консорціум науково-дослідних та оперативно-прогностичних організацій Болгарії, Грузії, Росії, Румунії, Туреччини та України брав участь у виконанні проектів ARENA (2003-2006 рр.) та ASCABOS (2006-2008 рр.), що виконувались під егідою МОК ЮНЕСКО та фінансувались Європейською комісією. Виконання цих проектів стало першим кроком до організації на Чорному морі регіональної системи морського інформаційного обслуговування, іменованої Чорноморським модулем Глобальної системи спостережень за океаном (Black Sea GOOS) [60].

В результаті виконання проектів були отримані наступні результати:

- створена й розвивається основа для оперативної прогностичної системи в Чорному морі та для своєчасного поширення отриманої продукції безпосереднім споживачам і тим, які потребують цієї інформації;
- укріплені зв'язки між океанологічними та метеорологічними інститутами в регіоні Чорного моря;

- виконана оцінка регіональної матеріально-технічної бази в актуальних напрямках оперативної океанології та метеорології;
- створено й тестовано систему моделювання циркуляції Чорного моря, яка дозволяє відтворити еволюцію поля течій з урахуванням даних альтиметричних вимірювань рівня моря з космосу [65]; виконані роботи по моделюванню екологічної системи Чорного моря;
- створена система управління базою даних по Чорному морю, яка в змозі поповнювати відомості про спостереження та забезпечувати прогноз, а також підтримувати інформаційний обмін на необхідному рівні.

Проекти ARENA та ASCABOS стимулювали розвиток оперативної океанології в регіоні Чорного моря та внесли вклад в створення стійкої європейської морської оперативної системи спостережень й прогнозу.

1.2.1 Роль супутників в оперативній океанології

Оперативна океанологія критично залежить від наявності в реальному часі високоякісних супутникових та контактних даних, з достатньо щільною вибіркою у просторі та часі. Спостереження потрібні для обмеження моделей океану шляхом асиміляції даних, а також для їх перевірки. Кількість, якість та доступність наборів даних безпосередньо впливають на якість аналізу та прогнозів океану та пов'язаних з ними послуг. Продукти, які отримані з самих даних, також можуть бути безпосередньо використані для програм. Це вимагає коректної та стійкої глобальної системи спостережень за океаном. Кліматичні та оперативні океанологічні програми використовують одну й ту ж основну систему. Проте, оперативна океанологія пред'являє особливі вимоги до доступності даних, близьких до реального часу, і для вимірювань з більш високою розрізненістю. Вимоги до оперативної океанології детально викладені в деяких наукових статтях [66, 67, 68]. Рівень моря та поверхневі геострофічні течії, температура поверхні моря (ТПМ), колір океану, солоність поверхні моря (СПМ), хвилі, морський лід та вітри утворюють основні оперативні супутникові спостереження, необхідні для глобальних, регіональних та прибережних систем моніторингу й прогнозування океану. Довгострокові та безперервні спостереження мають первинне значення. Особливі вимоги до оперативної океанології полягають в наступному [68]:

- На додаток до метеорологічних супутників для забезпечення максимальної абсолютної точності ТПМ потрібний високоточний супутник

вимірювань ТПМ (клас скануючого висотоміра (AATSR)). Мікрохвильова місія також потрібна для забезпечення всепогодного глобального покриття.

– Принаймні три або чотири радіометри потрібні для спостереження мезомасштабної циркуляції. Це також корисно для значних вимірювань висоти хвиль. Довгострокова серія високоточної альтиметричної системи (супутники Jason) потрібна для того, щоб служити орієнтиром для інших місій та для моніторингу кліматичних сигналів.

– Колір океану набуває все більшого значення, особливо в прибережних районах. Для глобального охоплення потрібно як мінімум два супутники на низькій навколоземній орбіті.

– Для глобального моніторингу приповерхневого поля вітру з високою просторовою розрізненістю потрібно більше за один скаттерометр. Скаттерометри також дуже важливі для моніторингу морського льоду у поєднанні з пасивною радіометрією.

– Супутникові спостереження з використанням декількох радарів із синтезованою апертурою (Synthetic Aperture Radar (SAR)) потрібні для спостереження за хвилями, прибережними вітрами, фронтальними поверхневими течіями, характеристиками морського льоду та моніторингом нафтових плям.

Для забезпечення стійких спостережень з високою розрізненістю при одночасному дотриманні експлуатаційних обмежень, таких як розподіл даних практично в реальному часі й надмірність, у разі відмови супутників або приладів, потрібна міжнародна співпраця та розробка віртуальних сузір'їв супутників, як це було запропоновано Комітетом з супутникових спостережень Землі (CEOS) [69].

Супутникові спостереження також повинні доповнюватися контактними спостереженнями. Контактні дані потрібні для калібрування й перевірки, для моніторингу довгострокової стабільності супутникових спостережень та є обов'язковими для доповнення супутникових спостережень й забезпечення вимірювань в товщі океану. Хоча консолідація системи контактних спостережень Арго та її інтеграція із супутниковою альтиметрією та оперативною океанологією є видатним прогресом [70], еволюція системи контактних спостережень залишається серйозною проблемою [71].

1.2.2 Приклад адаптації супутникових даних до реального стану Чорного моря

Необхідність створення принципів відновлення та прогнозування гідродинамічних характеристик Чорного моря за даними акустичного зондування і супутникових спостережень для розробки концепції системи дистанційного моніторингу, що поєднує акустичні та супутникові вимірювання, а також оцінка можливостей її застосування в різних умовах, у тому числі, в динамічно активних районах, є однією з сучасних задач, що вирішують не тільки в рамках програм по Чорному морю. Деяке узагальнення результатів досліджень у цьому напрямку наведено для Чорного моря у [1].

З боку авторів [4] ще у 2003 році було здійснено першу спробу щодо вирішення цієї важливої задачі на прикладі західної частини Чорного моря. Як одна з окремих задач, що переходить у загальну, авторами [4] була розглянута задача щодо адаптації даних супутникових спостережень до реального стану поверхневого шару моря за вимірюваннями температури води на прикладі північно-західної частини Чорного моря, яка в результаті дає можливість використання даних дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) для контролю стану морського середовища та побудови методики калібрування даних супутникових спостережень. Рішення цієї задачі дає можливість подальшого використання таких даних в прогностичних моделях та для екологічного контролю.

Вихідними даними для аналізу слугувала інформація про поверхневу (радіаційну) температуру води в північно-західній частині Чорного моря за супутниковими вимірюваннями, яка отримана за двома зйомками 14 травня та 21 травня 1992р. з американського метеорологічного супутника NOAA (робочий діапазон частот 1670 МГц – 1710 МГц, розрізненість на місцевості 1,1 км). Використовувалися дані, які отримані з 4-го каналу ІЧ-радіометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) на хвилі 10,8 мкм (AVHRR дозволяє робити вимірювання в п'яти спектральних діапазонах: 0,58 мкм – 0,68 мкм; 0,725 мкм – 1,0 мкм; 3,55 мкм – 3,93 мкм; 10,3 мкм – 11,3 мкм; 11,4 мкм – 12,4 мкм). Карта покриття супутниковими спостереженнями даного району Чорного моря являє собою сітку з координатами: від 30,0° до 33,5° сх.д. та від 44,5° до 46,5° пн.ш. Просторова дискретність цих супутникових вимірювань складала 0,017° по широті та 0,025° по довготі.

Дані контактних вимірювань температури води отримані в цей же час та в цьому ж регіоні на стандартних горизонтах в експедиціях, які виконані науково-дослідними судами «Я. Гаккель» (39 рейс) та «Трепанг» (10 рейс) за допомогою глибоководних термометрів, точність яких від $0,01^{\circ}\text{C}$ до $0,001^{\circ}\text{C}$. Їх просторове розташування являє собою сітку з координатами від $30,0^{\circ}$ до $31,5^{\circ}$ сх.д. та від $45,0^{\circ}$ до $46,5^{\circ}$ пн.ш. Для отримання порівнянних даних була проведена робота по синхронізації вибраних для аналізу матеріалів за часом й простором.

Оцінка зв'язку супутникових спостережень та контактних вимірювань температури води на прикладі північно-західної частини Чорного моря проводилася на основі статистичних методів аналізу шляхом встановлення кореляційних й регресійних залежностей [72]. При вирішенні поставленої задачі з усіх даних, що зіставлялися, була зроблена вибірка станцій, які склали сітку з кроком $0,25^{\circ}$ по довготі від $30,0^{\circ}$ до $31,0^{\circ}$ сх.д. та $0,17^{\circ}$ по широті від $45,17^{\circ}$ до $45,67^{\circ}$ пн.ш. У вузлах цієї сітки розташовані відповідні значення супутникових та контактних вимірювань (рис. 1.11). Значення коефіцієнтів кореляції, розрахованих для оцінки міри відповідності даних супутникових спостережень й контактних вимірювань температури води наведені на рисунку 1.11.

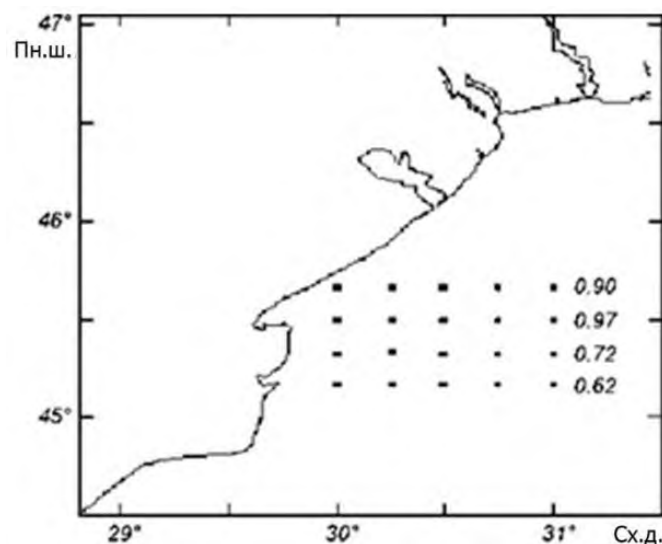


Рисунок 1.11 – Карта розташування аналізованих станцій та значення коефіцієнтів кореляції між супутниковими й контактними вимірюваннями по кожному ряду

Величини коефіцієнтів кореляції дозволяють стверджувати, що задача калібрування даних супутникових спостережень за контактними

вимірюваннями має рішення, які можуть застосовуватися на практиці. Для їх визначення було побудовано регресійне рівняння, яке зв'язує супутникові спостереження й контактні вимірювання. Було представлено сітку синхронних станцій у вигляді матриці; дані у вузлах сітки були елементами цієї матриці. Було поелементно прокорельовано матриці даних супутникових спостережень та контактних вимірювань. В результаті розрахунків отримали коефіцієнт кореляції 0,75. Імовірна помилка коефіцієнта кореляції розраховувалась за формулою $E_R = \pm 0,674(1 - R^2)/\sqrt{N}$ та дорівнювала 0,07, де R – коефіцієнт кореляції, N – число членів ряду. Відношення $R/E_R = 10,7$, що дозволяє стверджувати про достовірність коефіцієнта кореляції [73]. Виходячи з цих статистичних розрахунків, було побудовано рівняння лінійної регресії, за яким можна відновлювати температуру поверхні моря на основі супутникових спостережень. Рівняння лінійної регресії має вигляд

$$y = 0,4558x + 11,222. \quad (1.1)$$

Рівняння (1.1) описує зв'язок між супутниковими спостереженнями (x) й контактними вимірюваннями температури поверхні моря (y). Оцінювання справджуваності рівняння складає 76%. Критерієм для оцінки справджуваності відновленої температури поверхні моря був коефіцієнт $\pm 0,674\sigma = 0,38$, де σ – середнє квадратичне відхилення. Представлені на рисунку 1.12 графіки просторового ходу температури поверхні моря за даними контактних вимірювань (суцільна лінія) та відновленими значеннями (штрихова лінія) свідчать про їх тісну відповідність.

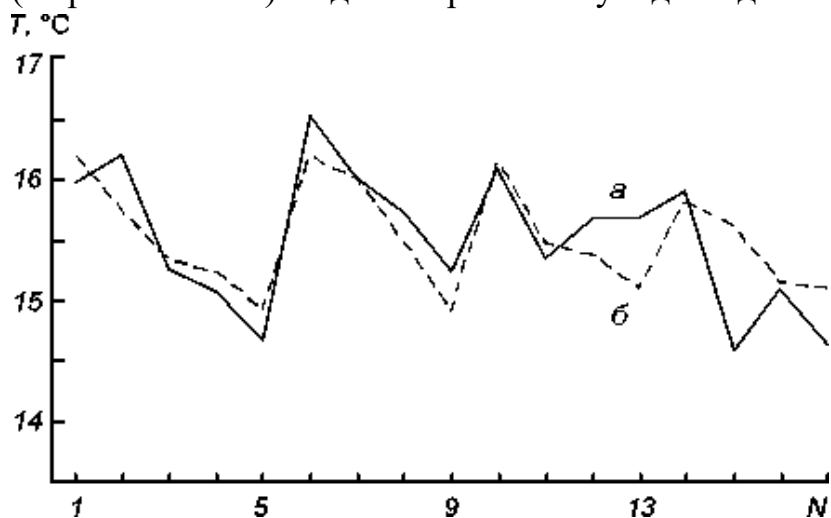


Рисунок 1.12 – Графік просторового ходу температури поверхні моря за даними контактних вимірювань (а) та відновленими значеннями (б)

Отримані результати адаптації даних супутникових спостережень до реальних умов морського середовища та проведені оцінки їх зв'язку показують, що цей підхід дозволяє відновлювати фактичну температуру поверхневого шару води та може бути використаний в якості інструменту при побудові моделі дистанційного контролю стану вод морського середовища.

Сучасні бази даних дозволяють розширити дослідження по розробці методик розрахунків просторового розподілу термохалинних параметрів у Чорному морі за супутниковими даними. Опис сучасних баз даних, що використовувались у дослідженнях наведено далі.

1.3 Опис баз даних, що використовувались у дослідженнях

1.3.1 База даних контактних вимірювань

База даних Світового океану (WOD) є продуктом NCEI (National Centers for Environmental Information) та IODE (International Oceanographic Data and Information Exchange). Ця робота фінансується в партнерстві з National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) OAR (Oceanic and Atmospheric Research).

Раніше океанографічні бази даних (WOD) Національного центру океанографічних даних (NODC) / Всесвітньої системи даних (WDC) та дані, отримані з цих баз даних, виявилися дуже корисними для міжнародних співтовариств, що займаються океанографічними, кліматичними дослідженнями та оперативним прогнозуванням довкілля. Зокрема, об'єктивно проаналізовані поля температури й солоності, отримані з цих баз даних, використовувались різними способами. Вони використовувались як граничні і / або початкові умови в чисельних моделях циркуляції океану, верифікації чисельного моделювання океану, в якості "точних контактних даних" для порівняння із супутниковими вимірюваннями, таких як альтиметричні спостереження висоти морської поверхні та інші. Поля поживних речовин все частіше використовуються для ініціалізації і / або перевірки біогеохімічних моделей Світового океану. Крім того, продукти NODC / WDS мають вирішальне значення для підтримки міжнародних програм оцінки, таких як Міжурядова програма по зміні клімату (IPCC) Організації Об'єднаних Націй [74].

На підставі проведеного нами детального аналізу бази даних контактних вимірювань гідрофізичних характеристик (WOD) для Чорного моря, з'ясувалося, що найбільша кількість вимірювань, висока точність даних, а також великі й безперервні довжини рядів спостережень знаходяться у базах даних OSD (Ocean Station Data) та PFL (Profiling float data).

База даних OSD по Чорному морю містить дані 45800 профілів температури й солоності в періоді 1890 – 2005 рр., які охоплюють усю акваторію моря. На рисунку 1.13 представлений розподіл кількості виміряних профілів температури й солоності в Чорному морі у різні роки за даними OSD [75].

Як видно з рисунку 1.13, найбільша кількість контактних вимірювань відбувалася з 1957 по 1996 рр., також спостерігається ще один стрибок вимірювань з 1923 по 1929 рр.

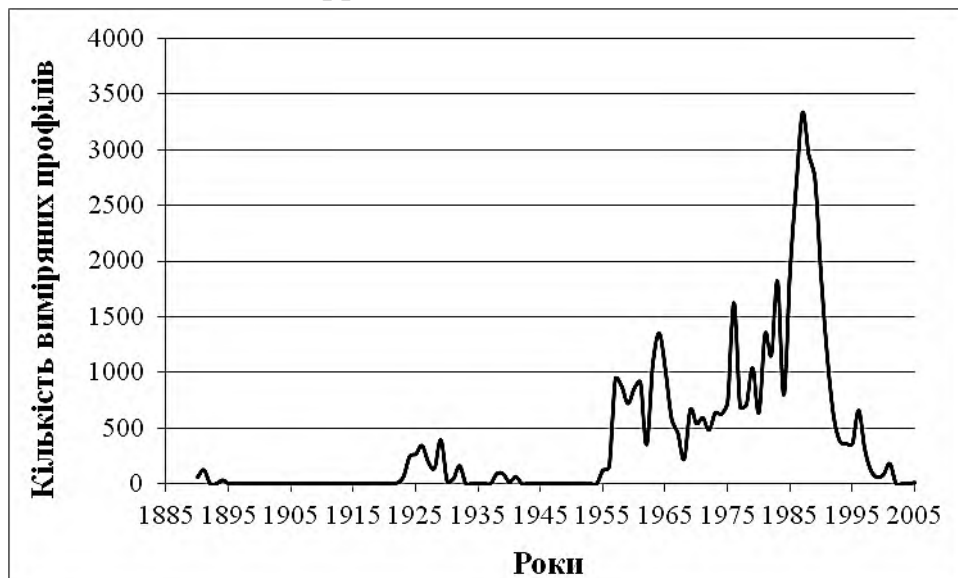


Рисунок 1.13 – Графік розподілу кількості виміряних профілів температури й солоності в Чорному морі в період 1890 – 2005 рр., за даними OSD [75]

База даних PFL по Чорному морю включає в себе дані 6250 профілів температури й солоності в періоді 2005 – 2018 рр., які охоплюють тільки усю глибоководну акваторію моря. Аналіз даних показав, що усі значення температури й солоності виміряні виключно буями (поплавцями) Арго зі встановленим на STD датчиком Sea-Bird.

На рисунку 1.14 представлений розподіл кількості виміряних профілів температури й солоності в Чорному морі у різні роки за даними PFL [75].

Як видно з рисунку 1.14, незначний ріст контактних вимірювань відбувався з 2005 по 2008 рр., потім, спостерігається різкий стрибок

вимірювань з 2009 по 2014 рр. У 2018 році показники кількості вимірювань залишилися на рівні 2014 року.

Отримані бази даних можна обробляти як вручну, наприклад, комп'ютерною програмою Microsoft Office Excel, так і автоматично, за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення Surfer, призначеного для створення реалістичних тривимірних карт, моделювання та аналізу поверхонь, генерування сітки та ін. [76] або програми Ocean Data View (ODV), призначеної для інтерактивного дослідження та графічного відображення океанографічних профілів, траєкторій або часових рядів даних [77].

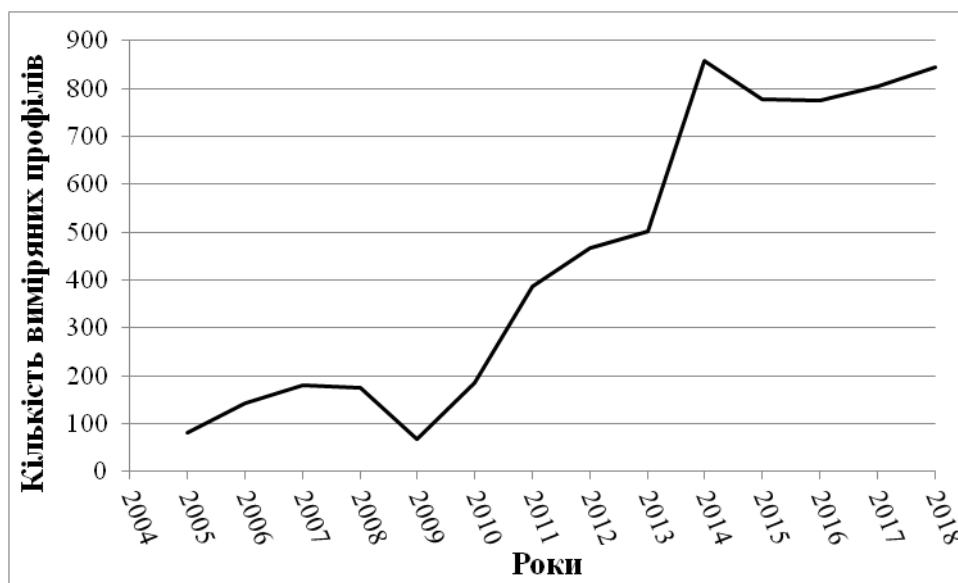


Рисунок 1.14 – Графік розподілу кількості вимірних профілів температури й солоності в Чорному морі в період 2005 – 2018 рр., за даними PFL [75]

Згідно з інтерактивною картою розташування буїв (поплавців) Арго у Світовому океані [78], на сьогодні в Чорному морі задіяно 11 буїв (поплавців) Арго. Буї (поплавці) Арго керуються: BulArgo (BULGARIA) – 2 поплавці (модель: ARVOR); МОССА-EU (EUROPE) – 3 поплавці (модель: ARVOR); E - AIMS (EUROPE) – 1 поплавець (модель: PROVOR_III); Euro-Argo RISE (EUROPE) – 1 поплавець (модель: ARVOR); Argo ITALY (ITALY) – 3 поплавці (модель: ARVOR) та 1 поплавець (модель: PROVOR_IV).

Точність вимірювань температури та солоності води контактних приладами. Згідно документації NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) [74], база даних OSD (Ocean Station Data)

включає дані, які виміряні за допомогою термометрів (на поверхні океану), батометрів, зондів низької розрізненості CTD та Expendable Conductivity-Temperature-Depth (XCTD) зондів, також низької розрізненості. База даних PFL (Profiling float data) включає дані, які виміряні буями (поплавцями) Арго зі встановленим на CTD датчиком Sea-Bird.

Точності вимірів температури та солоності води контактними приладами за інформацією, яка описана у [4, 74, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93], наведені у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1 – Точність вимірювань температури та солоності води контактними приладами

Тип приладу	Температура, °C	Солоність, ‰
Поверхня океану (ртутними термометрами; солоність, яка визначається методом хімічного титрування проби води із солями срібла)	не більше 0,001	0,02
Батометри (ртутними термометрами, що перевертаються; Електросолемір ГМ-65 або хімічне титрування)	0,01 – 0,001	0,02 – 0,03
Зонд низької розрізненості (CTD)	0,001 – 0,005	0,003 – 0,02
Зонд низької розрізненості (XCTD)	0,02	0,05 – 0,08
Профільюючі буї (поплавці) Арго	0,002	0,005

Таким чином, бази даних супутникових вимірювань температури поверхні води Чорного моря (Terra MODIS) [94], а також бази даних контактних вимірювань температури та солоності води на станціях або бази даних суднових вимірювань (OSD – Ocean Station Data) та бази даних вимірювань за допомогою поплавців (PFL – Profiling float data) [75], які використовувались у дослідженнях мають найбільшу кількість вимірювань та високу точність, а також великі й безперервні довжини рядів.

1.3.2 База даних супутникових вимірювань

На сьогодні з баз даних супутникових вимірювань найбільш широке поширення отримали дані сканерів MODIS. Багатофункціональні 36-канальні сканери MODIS дозволяють отримувати інформацію про оптичні властивості підстильної поверхні з просторовою розрізненістю 250, 500 та 1000 м в надирі, а також теплові зображення у ІЧ-діапазоні з розрізненістю 1000 м. Смуга огляду шириною 2330 км дозволяє сканеру бачити будь-яку точку на Землі з періодичністю 2 рази в день. Комбінація даних про поле температури, колір моря та інші оптичні властивості морської поверхні, що отримуються з радіометрів MODIS, дозволяє отримувати інформацію про розподіл зависі, цвітіння вод, температуру поверхні моря (ТПМ), а також про поля течій з високою розрізненістю шляхом анімації послідовності супутникових зображень [95].

Знімки MODIS безкоштовно доступні через Інтернет-систему, яка підтримується NASA – *Ocean Color Web* [94]. *Ocean Color Web* – спеціалізований науковий інформаційний ресурс за супутниковими даними кольору океану. Тут доступні для скачування дані різних рівнів обробки (від L0 до L4, залежно від супутника) з усіх супутникових сканерів кольору моря: CZCS, OCTS (архівні), MODIS Terra / Aqua (архівні й нові), SeaWiFS (старше за 5 років, треба реєструватися).

Сфера застосування даних із сканера MODIS супутника Terra в цілях дослідження океану [95]:

- оперативне картографування й вивчення температурного режиму океану;
- вивчення хмарного покриву, концентрації зважених частинок (аерозолів), розподіли водяної пари в атмосфері, моніторинг небезпечних атмосферних явищ;
- визначення оптичних характеристик поверхневих вод;
- визначення концентрації хлорофілу-а;
- аналіз поширення й динаміки розподілу фітопланктону в цілях визначення біопродуктивності океану;
- моніторинг екологічного стану водних об'єктів;
- спостереження за цвітінням токсичних видів фітопланктону;
- моніторинг «червоних приливів»;
- моніторинг паводків;

- моніторинг природних та антропогенно-спровокованих катастроф на регіональному й глобальному рівнях (повені, цунамі, виверження вулканів, пожежі, катастрофічні розливи нафти і т. п.);
- спостереження біогенних та нафтових плівок на водній поверхні;
- спостереження за станом та динамікою крижаного покриву морів й океанів;
- визначення концентрації зважених в приповерхневій водній товщі речовин.

У проведених дослідженнях використовувались щомісячні кліматичні та щоденні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4 (4 мкм)) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS) [94]. Наведемо короткий опис цих характеристик.

Як відомо з сайту NASA *Ocean Color Web* [94], файли даних рівня обробки L3 з супутникових сканерів кольору моря мають формат netCDF з розширенням *.NC (деякі файли з розширенням *.HDF).

Рівень обробки L3 – дані рівня L3 є похідними геофізичними змінними, які були агреговані / спроектовані на чітко визначену просторову сітку впродовж чітко визначеного періоду часу. NASA архівує декілька типів даних рівня L3. У наших дослідженнях використовувались архіви типу Картографічні (*Mapped*). Це бази даних стандартного картированого зображення (SMI) 3-го рівня, які створюються з відповідних бінарних (двійкових) даних 3-го рівня. Кожен файл SMI містить Плате-Карре (Plate Carrée), зареєстровану в пікселях сітку значень з плаваючою точкою (чи масштабованих цілочисельних представлень значень) для одного геофізичного параметру. Таблиця відповідності кольорів також надається в кожному файлі, які можуть використовуватися для створення зображення з даних.

Серед інших баз даних Інтернет-система NASA *Ocean Color Web* надає, зокрема, базу даних про температуру поверхні моря SST4. Температура поверхні моря 4 мкм (SST4; °C) – температура поверхні моря, яка отримана з короткохвильового (3 – 4 мкм) теплового випромінювання. У короткохвильовому алгоритмі SST (SST4) використовуються смуги MODIS 22 та 23 при 3,995 й 4,050 мкм. Застосування алгоритму MODIS SST (SST4) від [96], який описаний в [97], та оцінка якості є обов'язком керівника наукової групи MODIS за SST (нині П. Миннетт (*Peter Minnett*) зі Школи

морських і атмосферних наук ім. Розенштиля (RSMAS) в Університеті Майамі). Стандартна обробка та поширення даних NASA SST (SST4) здійснюється з використанням програмного забезпечення, розробленого Групою з обробки біологічних даних океану (OB.DAAC/OBPG). OB.DAAC генерує дані SST з використанням програмного забезпечення Multi-Sensor Level-1 to Level-2 (*l2gen*). Яскравісна температура виводяться із спостережуваних випромінювань шляхом інверсії (у логарифмічному просторі) відношення випромінювання до температури чорного тіла. Для *l2gen* ці відношення були заздалегідь розраховані для спектрального відгуку кожного каналу MODIS та занесені у таблицю, а потім таблиці були збережені у файлах netCDF чи HDF для завантаження під час виконання. У *modsst* залежність яскравості від температури чорного тіла обчислювалася під час виконання.

Бази даних температури поверхні моря Інтернет-системи NASA *Ocean Color Web*, які використовувались у дослідженнях, мають наступні загальні характеристики:

1. Група (OBPG) серед інших надає даним рівня 3 статусу:

Стандартні дані – це дані, які були широко прийняті в науковому співтоваристві;

2. Дані рівня 3 є комбінацією даних для декількох різних періодів. В цілому, триваліші періоди часу заповнюють більше природних пропусків в даних (викликаних, наприклад: хмарами, сонячними відблисками, міжорбітальними пропусками, льодом, слабким освітленням і т.д.). Деякі дані доступні тільки в якості підмножини загального списку періодів складання, який включає наступне: **Щоденні**: вимірювання за один день даних; **Щомісячні кліматичні**: сукупність усіх даних, зібраних впродовж одного календарного місяця за усі роки вибраної місії на сьогодні.

3. Дані рівня 3 складаються з декількома різними номінальними розрізненостями. У дослідженнях використовувались дані з розрізненістю 4 км.

4. Колірна шкала, що відображається під зображеннями, зв'язує кольори на зображеннях з геофізичними значеннями, вчисленими з даних дистанційного зондування. Пікселі, забарвлені в чорний колір, вказують, що дані недоступні в цих місцях зображення.

5. Типи даних: **Картографічні (Mapped)**: Стандартні дані картографічних зображень (SMI) – це представлення зображень даних в двійковому виді.

6. Метод отримання даних: *Завантаження*: при задіянні цієї опції повертається список потрібних глобальних даних у вигляді URL-адресів, які можна негайно завантажити; *Вилучення*: Замість того, щоб отримувати дані для усєї земної кулі, можна вибрати вилучення даних для певного географічного регіону.

В ході проведення конкретних досліджень, отримані дані можна обробляти як вручну, наприклад, комп'ютерною програмою MatLab, так і автоматично, за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення NASA – SeaDAS. SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System) – це комплексний пакет програмного забезпечення для обробки, відображення, аналізу й контролю якості даних дистанційного зондування Землі. NASA є офіційним дистриб'ютором наукового програмного забезпечення SeaDAS. В даний час підтримує наукову обробку даних більш ніж 15 американських й міжнародних супутникових місій [98].

Точність вимірювань температури поверхні океану. У [95] описано, що температура поверхні океану (ТПО) розраховується за даними про радіояскравісну температуру, вимірювану інфрачервоними й надвисокочастотними радіометрами (включаючи радіометри, які сканують уздовж підсупутникового сліду), і за даними сканерів видимого діапазону, які мають додатковий канал в ІЧ-діапазоні.

Точність розрахунку температури поверхні океану для різних типів радіометрів представлена в таблиці 1.2.

Таблиця 1.2 – Точність вимірювання температури поверхні океану з борту штучних супутників Землі різними радіометрами [79, 95]

Датчик		Точність, °C
Тип	Повна назва (скорочена)	
ІЧ-радіометр	Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR)	0,3 – 0,5
Спектрорадіометр	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)	0,3
ІЧ-радіометр	Along-Track Scanning Radiometer (ASTR)	0,3
НВЧ-радіометр	Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)	0,7 – 0,8

Проте, в зарубіжних літературних джерелах, точність вимірювання температури поверхні океану з борту штучного супутника Землі (ШСЗ) Terra датчиком MODIS варіюється від 0,25°C [97, 99, 100, 101] до 0,3°C [102]. Загалом, згідно технічної документації NASA, де описані похибки даних температури поверхні моря (ТПМ), які виміряні за допомогою датчика MODIS, дані ТПМ можна вважати точними до $\pm 0,4^\circ\text{C}$ [103].

РОЗДІЛ 2

РОЗРОБКА МЕТОДИК РОЗРАХУНКІВ ГІДРОФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ЧОРНОМУ МОРІ НА ОСНОВІ ДИСТАНЦІЙНИХ МЕТОДІВ ВИМІРЮВАНЬ

При сучасному рівні розвитку технологій дослідження та контролю стану Землі дистанційні методи спостережень виходять на передній план, оскільки дозволяють миттєво отримувати дані спостережень, проводити моніторинг великих територій з дуже високою роздільною здатністю та відстежувати динаміку процесів, що відбуваються на земній поверхні. Синхронне застосування різних дистанційних методів – супутникового дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) та акустичного зондування забезпечує отримання безперервних оперативних даних про стан на поверхні та в товщі вод. Використавши супутникову інформацію, можна оперативно отримувати спостереження окремих характеристик процесів на значних просторах морської поверхні, а у разі акустичного зондування – інтегральну інформацію про шар води, розташований в діапазоні зондування. Таким чином, може бути забезпечене отримання безперервних оперативних даних про стан на поверхні та в товщі вод, що дозволяє контролювати стан морських регіонів [1].

Проблеми дистанційного отримання інформації про явища та процеси, що відбуваються в усій товщі морського середовища, усе більш привертають увагу дослідників й фахівців різного профілю, оскільки їх рішення дозволяє контролювати характеристики величезних водних просторів, отримувати їх інтегральні оцінки та скорочувати витрати на проведення досліджень. Традиційні методи дослідження океану з використанням науково-дослідних суден та автономних буїв не можуть охопити постійними вимірюваннями акваторію усього океану та навіть окремих його частин, тому не дають повної картини їх просторово-часової мінливості. Для дослідження відповідної реакції моря на кліматичні зміни й антропогенну дію потрібний постійний контроль за станом морської поверхні, мінливістю верхнього перемішаного шару, вертикальною структурою та динамікою вод в діяльному шарі вод, процесами в шельфовій зоні й т.д. Синхронне застосування різних дистанційних методів – супутникового й акустичного розширює можливості моніторингу великих морських просторів, оскільки забезпечує отримання безперервних оперативних даних про стан середовища як на поверхні, так і в товщі вод.

Стратегія комплексного використання дистанційних спостережень повинна забезпечувати довготривалий й безперервний збір та системну інтеграцію даних, які отримуються різними методами за допомогою сучасних технічних засобів, що дозволить ґрунтуватися на них в імітаційному моделюванні [1, 104].

В цілому на сьогодні можна констатувати, що розрахунки просторового розподілу гідрофізичних характеристик у Світовому океані, і зокрема в Чорному морі на основі дистанційних методів вимірювань є актуальною задачею, вирішення якої, дає оперативну можливість відновлювати вертикальний розподіл гідрофізичних характеристик як локально, так і просторовий їх розподіл по цілим акваторіям морів в науково-дослідницьких та прикладних цілях в області гідрографії, гідроакустики, океанології, екології моря, судноплавстві та ін. Для цього розробляються різноманітні методи й методики [3, 8, 9, 10, 105, 106, 107, 108, 109].

2.1 Методи розрахунків та моделювання термохалинних характеристик в оперативній океанології на прикладі Чорного моря

Ще з 70-х років минулого століття відомий термін основних понять в області океанології [110], такий як *Морські океанографічні розрахунки* – це визначення океанографічних характеристик морів (океанів) шляхом застосування різних методів обчислень, що ґрунтуються на відомих закономірностях. На сьогоднішній день, основний сенс цього терміну не змінився та є актуальним в цій області й по теперішній час.

Розробка методів як морських океанографічних розрахунків так і морських гідрологічних прогнозів являє собою складне наукове дослідження, яке потребує глибокого аналізу причинно-наслідкових залежностей між гідрологічними елементами режиму моря та факторами, які їх визначають [111, 112]. Це пов'язано з тим, що процеси, які відбуваються на поверхні та в товщі морів і океанів, характеризуються великою просторово-часовою мінливістю. Така мінливість є наслідком різномасштабної взаємодії океану і атмосфери. Обмін теплом, вологою та енергією цих двох середовищ визначають більшість процесів, що відбуваються на морях і океанах [60].

Методи океанографічних розрахунків гідрофізичних характеристик в морях і океанах прийнято поділяти на гідродинамічні та фізико-статистичні.

Основу гідродинамічного методу складає інтегральна або диференціальна модель діяльного шару океану, яка може бути частиною моделі термогідродинаміки усєї товщі океану. Фізико-статистичні методи засновані на пошуку зв'язків між предикторами (характеристики циркуляції атмосфери, теплообмін океану з атмосферою і т.д.) з предиктантом (температура поверхні океану або її аномалія) за допомогою кореляційного й регресійного аналізу; при цьому широко використовується розкладання полів за поліномами Чебишева або природними ортогональними функціями [113, 114, 115, 116, 117].

Між фізико-статистичним та гідродинамічним напрямками немає різкої межі, бо математичні моделі розробляються на основі узагальнення багаторічних спостережень та експериментальних досліджень в океані, а найважливішою складовою частиною статистичних зв'язків слід вважати завдання фізичної гіпотези [73].

2.1.1 Моделювання термохалінних характеристик на основі гідродинамічних методів розрахунків

Найбільш перспективним у даний час, на думку авторів [60], слід вважати гідродинамічний підхід. У останні двадцять років на основі автоматизованих систем збору та обробки гідрометеорологічної інформації інтенсивно розвиваються оперативні системи аналізу й прогнозу термічної структури діяльного шару. Одна з основних задач таких систем полягає у відтворенні поля температури води на масштабах, що не забезпечуються існуючою системою спостережень (від десятків до перших сотень кілометрів), тому основною частиною оперативної прогностичної системи є засвоєння даних з використанням моделей океану і атмосфери [118, 119].

Однією з базових складових таких систем є модель загальної циркуляції океану, яка побудована на основних рівняннях гідротермодинаміки океану, що включає рівняння руху, рівняння переносу тепла й солі, рівняння стану. Ця модель доповнюється моделлю верхнього пограничного шару океану, яка у свою чергу може бути або інтегральною (де наявність верхнього квазіоднорідного шару та сезонного термоклинусу постулюється априорі), або диференціальною (де вертикальний розподіл температури води розраховується на основі рівняння теплопровідності) [120].

На відміну від аналізу метеорологічних полів над сушею, аналіз в океані у край ускладнений внаслідок недостатності та нерівномірності спостережень [121]. Один з шляхів вирішення цієї проблеми полягає в залученні гідродинамічних моделей для аналізу температури діяльного шару.

У [122] описано, що моделювання зміни температури й солоності (T, S) в сезонному, річному, міжрічному та десятирічному масштабах є ключовим чинником для визначення можливих тенденцій в термохалінній структурі Чорного моря.

Розумінню змін фізичних характеристик Чорного моря ще більше перешкоджає відсутність гідрографічних спостережень в зимовий час [123, 124]. Крім того, часові й просторові розподіли контактних вимірювань є дуже нерегулярними та неповними. Багато перевірених моделей вже використовувалися для моделювання гідродинаміки Чорного моря і, таким чином, давали тривимірне уявлення про характеристики басейну, заповнюючи пропуски в спостереженнях. Як правило, їх можна розділити на дві основні групи: моделі асиміляції даних та моделі з сильною або слабкою релаксацією. У описах моделі без будь-якої релаксації [125], ні солоність вод поверхні моря (СПМ), ні солоність в товщі води не представлені й не обговорюються. Численні моделі, які розроблені в XXI столітті, що засновані на асиміляції даних [126, 127, 128, 129], потребували широко доступних супутникових даних температури поверхні моря (ТПМ) й альтиметрії, щоб обмежити вплив моделі. Через відсутність регулярних даних СПМ, зазвичай, замість них використовуються набори кліматичних даних. Зазвичай моделі такого типу не відтворюють вертикальну термохалінну структуру Чорного моря (наприклад, властивості ХПШ) реалістичним чином, але підходять для оперативного прогнозування. Друга група включає автономні моделі океану з різними схемами релаксації для кліматичних або вимірних часових рядів ТПМ і / або СПМ. Існують різні чисельні підходи, у тому числі модель примітивного рівняння Брайана-Кокса (Bryan-Cox) [130], модель Гео- Гідродинаміки та Дослідження Довкілля (GHER 3D) [131], модель Центру технологій атмосфера-море (DieCAST) [132], Принстонська модель океану (POM) [133], GFDL Модульна модель океану (MOM) [134], яка є пізнішою версією моделі Брайана-Кокса (Bryan-Cox) та Гарвардської системи прогнозування океану (HOPS) [126]. Також застосовується гібридна модель океану (HYCOM) [135] та модель Океанографічної лабораторії моделювання системи

прибережного океану (POLCOMS) [136]. У нових адаптаціях цих моделей все ще використовується релаксація даних СПМ, в основному, через складність точного відтворення солоності поверхні моря, а також її великих вертикальних градієнтів. Ключовою особливістю для роботи усіх моделей, являється необхідність використання часових рядів СПМ, проте, ряди даних спостережень СПМ в Чорному морі короткі та неоднорідні. Незважаючи на обмеженість, наявні дані спостережень можуть в деякій мірі використовуватися для релаксації при моделюванні характеристик минулих періодів часу [127, 129]. Проте, украй потрібна модель, яка здатна виконувати сценарії й на майбутнє. Наприклад, щоб створити сценарії потенційної майбутньої зміни клімату, необхідно заздалегідь спроектувати реакції солоності поверхні моря на певні зміни, якщо в інструментах моделювання потрібна релаксація. Крім того, реалістичне моделювання полів T, S також важливо для балансу поживних речовин в Чорному морі, що, у свою чергу, важливо для цвітіння фітопланктону і, отже, для зміни регіональних екологічних характеристик, описаних наприклад у [5, 137, 138].

Це спонукало авторів [122] розробити модель, здатну моделювати мезомасштабні циркуляції й термохалинну структуру в Чорному морі впродовж багатьох безперервних десятиліть, без будь-якої релаксації до зовнішніх полів. Тривимірний гідродинамічний модель, що описується, складається з моделі 3D GETM (<http://www.getm.eu/>) та Загальної моделі турбулентності океану (GOTM). GETM застосовує примітивні рівняння з гідростатичним наближенням й наближенням Буссінеска для розрахунку тривимірного поля потоку й вільної поверхні. Якість даних, що впливає на опис моделювання [122], було проаналізовано в наукових роботах [139, 140] та вибрані найбільш відповідні дані, що здатні оцінити потенційні зміни в динаміці Чорного моря. Головною метою була розробка моделі, здатної відтворювати основні фізичні особливості Чорного моря при довгостроковому моделюванні без залежності від релаксації даних. Дрібні просторові й довготривалі часові варіації термохалинних властивостей Чорного моря раніше не досліджувалися. Щоб заповнити цей пропуск, дослідження, які проведені у [122], підкреслюють реалістичне представлення циркуляції Чорного моря та усереднених значень термохалинної структури з особливим акцентом на зміну усереднених значень СПМ. Оскільки властивості солоності, температури й густини приблизно однакові у глибоких водах [141], то в роботі обговорювалася

динаміка верхнього шару до глибини 250 м. Крім того, оцінювалися довгострокові тренди T, S та узагальнювалися докази локальних змін на основі тенденцій, встановлених для басейну Чорного моря.

Чисельна гідродинамічна модель. Гідродинамічна модель, яка описана у роботі [122], включає 3D GETM та 1D GOTM, що ініціалізовані на горизонтальній сітці високої розрізненості $2' \times 2'$ по широті й довготі. Модельна батиметрична сітка отримана з глобальної батиметричної сітки ETOPO1 з горизонтальною розрізненістю $1'$. Процедура лінійного програмування була застосована для невеликого згладжування батиметрії [142]. Максимальна глибина області моделі складає 2200 м із загальною вертикальною сіткою з 70 горизонтів, яка стискається до поверхні. Детальний опис рівнянь GETM можна знайти в [143, 144]. Нещодавно ця модель була успішно застосована для моделювання Ваттового моря та Північного моря [145, 146]. Одним із способів мінімізації дисипації й дисперсії є використання чисельного методу, який задовольняє властивості Зменшення загальної варіації (TVD) [147]. Методи обмеження потоку задовольняють властивості TVD та можуть перемикатися між наближенням другого порядку та першого порядку (коли він близький до розриву). Методи обмеження потоку були застосовані до різних чисельних підходів, так що коливання, присутні в чисельному рішенні, можуть бути мінімізовані. GETM не включає будь-яких внутрішніх процедур, які послабляють температуру та солоність океану по відношенню до кліматології. У разі довгострокового моделювання Чорного моря найбільш стабільне моделювання було досягнуте при використанні тонкої горизонтальної й вертикальної сітки, та застосуванні схеми другого порядку у поєднанні з монотонною схемою другого порядку із обмежувачем Superbee [148].

Метеорологічний вплив застосовувався на основі даних з Європейського центру середньострокового прогнозу погоди (ECMWF), по 6-ти часових записах. Він включає проєкт ERA-40 (1958 – 2001) та проміжний проєкт ERA (1979 – 2015). Вплив метеорологічних даних на продуктивність моделі досліджено в [139]. Набори даних, що поступають з ECMWF, були вибрані в якості найкращого наявного метеорологічного впливу, через два основні чинники: вони включають довгострокові записи даних та найкращі характеристики циркуляції виходять, коли модель використовує дані ECMWF. Для запуску моделі вимагається близько 2 років. GETM зчитує дані про опади з метеорологічного файлу, але

розраховує випаровування та конденсацію. Цей метод має перевагу в тому, що розрахований потік вологості узгоджується з розрахованим потоком прихованої теплоти. Для визначення можливих аномалій, були вибрані два атмосферні впливи моделі: основний вплив з *ERA-40* (1958 – 1979) з подальшим форсінгом з *ERA-Interim* (1980 – 2015) та вплив 2, з форсінгом *ERA-Interim* (1979 – 2015). Щоб забезпечити узгоджене уявлення обох наборів метеорологічних даних, усі атмосферні змінні масштабуються з використанням сплайн-інтерполяції до сітки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ з вихідної гаусовської сітки ECMWF. Цей метод також трохи покращує збереження завихореності швидкості вітру.

Надходження прісної води було оцінено з використанням значень стоку з даних Глобального центру даних по стоку (GRDC, <http://www.bafg.de/GRDC>). Будучи гирловим басейном, Чорне море дуже чутливе до змін прісної води, що надходить. Це пов'язано з тим, що виникаючий потік плавучості, викликаний стоком річок, має важливе значення для встановлення циркуляції басейну. Порівняння між наборами даних про стоки з різних центрів обробки даних виявило однакові середні кліматичні річні цикли для усіх річок, що розглядалися [139]. У моделі використовуються дані на основі даних GRDC, оскільки вони містять довгострокові щоденні записи про річку Дунай. Автори [122] звертають увагу, що різниця опадів й випаровування негативна через надлишок випаровування над опадами. Водообмін в протоці Босфор та Керченській протоці моделюється як річковий стік, який містить поверхневий відтік / приплив та донний приплив / відтік. Починаючи з довгострокових стаціонарних водних та сольових балансів в Чорному морі, щомісячні усереднені об'ємні потоки були оцінені й використані в якості додаткової умови впливу. Як приплив, так і відтік мають свої сезонні цикли, проте автори [122] зафіксували щорічний приплив близько $10 \times 10^3 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, а потім оцінили відповідний відтік. Річна кліматологія Босфору показана на рисунку 2.1.

Модель ініціалізувалася за допомогою тривимірних полів температури та солоності, отриманих з проекту MEDAR / MEDATLAS II. Набір даних MEDAR для Чорного моря відображає основні особливості, що відомі із спостережень – це сильний галоклін на 70м – 150 м, ХПШ на 25 м – 70 м та ізохалини, що утворюють купол, через циклонічну ОЧТ. Для оцінки структурних контрольних точок в аналізованих часових рядах застосовувався метод, розроблений у [149].

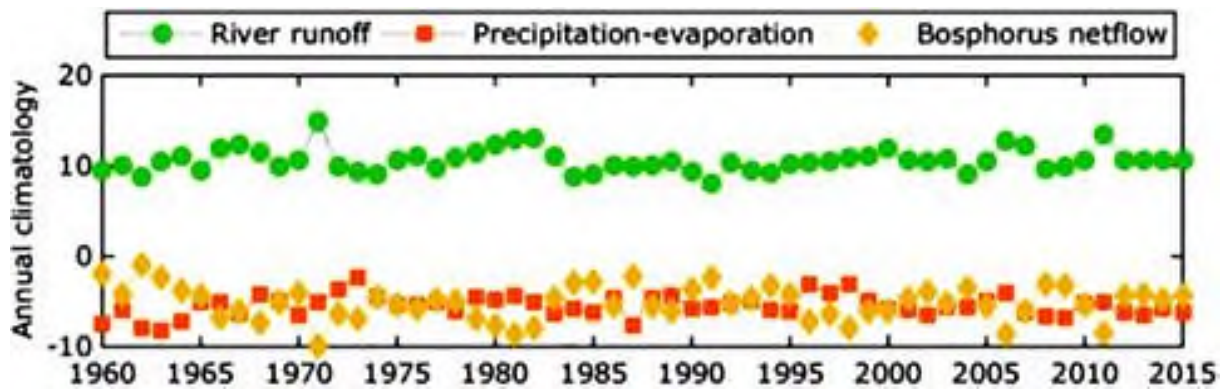


Рисунок 2.1 – Річна кліматологія $10 \times 10^3 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ річкового стоку, опадів-випаровування та сумарного стоку Босфору, згідно [122]

Валідація моделі. Спочатку автори [122] оцінювали довгостроковий стійкий сольовий баланс в Чорному морі. Середньомісячна температура показує набагато сильніші сезонні, ніж міжрічні коливання. І навпаки, зміна коливань усередненої солоності менше у сезонному ході й більше у міжрічному. Загальна середня температура складає $9,41^\circ\text{C} \pm 0,05^\circ\text{C}$ без чіткої лінійної тенденції, тоді як середня солоність складає $21,162\text{‰} \pm 0,0045\text{‰}$ з невеликою тенденцією до зниження $0,0012\text{‰} \pm 2,10^{-19}\text{‰}$ в рік.

Оскільки головною метою досліджень була розробка повністю прогностичної моделі, то проводилася перевірка, чи відтворює вона середню поведінку системи впродовж тривалого періоду часу в прийнятних межах. Тому, було менш важливо, чи здатна модель повністю представити конкретну подію в конкретному місці або періоді. З цієї причини середній стан системи, що моделювався, порівнювався з середніми спостереженнями або незалежними результатами моделі.

У підсумку, автори [122] роблять висновки про те, що тривимірна гідродинамічна модель Чорного моря з високою розрізненістю використовувалася для розрахунку його фізичних характеристик у період 1960 – 2015 рр. На думку авторів [122] – це перша успішна чорноморська модель на основі GETM. Чорноморські особливості, такі як великий мілководий північно-західний шельф, що характеризується величезним водозбірним басейном, дуже крутим материковим схилом, та глибоководний басейн, ускладнюють розробку успішної тривимірної моделі без релаксації спостережень або інших даних. Шляхом застосування схем адвекції більш високого порядку TVD та обмежувача Superbee, можливо підтримувати реалістичну термохалинну структуру (як по вертикалі, так і по горизонталі). Для Чорного моря, не дифузійні властивості

схеми особливо важливі та привели до значного поліпшення збереження ХПШ, включаючи постійний галоклин та більш чітке уявлення характеристик водних мас. Крім того, використання схеми TVD привело до чіткішого представлення фронтальних структур і стоку розпрісної води уздовж західного узбережжя і шельфу. Ретельне регулювання балансу прісної води і спільний теплообмін потоків повітря-море, із зворотним зв'язком, також є важливими чинниками для прогностичних впливів моделі. Ця модель, на думку авторів, має прекрасну горизонтальну ($2' \times 2'$) та вертикальну розрізненість (70 шарів), що разом зі зменшеним реальним атмосферним впливом від ERA-40 та ERA – Interim, дозволяє розрізнити поле мезомасштабних вихорів. Середні результати розрахунків успішно підтверджені порівнянням з іншими даними T, S, заснованими на гідрологічних вимірюваннях, вимірюваннях дрейфуючих буїв та супутникових вимірюваннях. Зокрема, порівняння з моделями, на основі даних радіометра, вказує на схожі циклонічні та антициклонічні особливості циркуляції. Аналізувалися змодельовані характеристики для вивчення мінливості динаміки верхнього та проміжного шару (до 250 м) впродовж останніх 5 – 6 десятиліть. Вони також використовувалися для розмежування рушійних механізмів, що лежать в основі мінливості T, S, та для відокремлення довгострокових тенденцій від короткострокових варіацій. Одним з особливо важливих результатів є те, що модель може успішно та коректно відтворювати дрібномасштабні характеристики загальної циркуляції у відповідь на метеорологічний та термохалинний вплив. Через її ретельну перевірку, результати моделі сприятимуть оцінці фундаментальних особливостей Чорного моря та їх зміни, оскільки спостереження в Чорному морі, як правило, рідкі, неоднорідні і, отже, не можуть дати реальну систематичну картину.

В результаті досліджень, довгострокового тренду температури поверхні моря не виявлено, проте спостерігається тенденція до значного зниження солоності поверхні моря на рівні 0,02‰ в рік. Три різні періоди в термохалинних властивостях можуть бути ідентифіковані за допомогою визначення структурної точки розриву, а саме, з 1960 – 1970, 1970 – 1995 та 1995 – 2015. Ці періоди також демонструють дуже різні поточні режими, з дуже слабкою та дезінтегрованою циклонічною циркуляцією в першому періоді, за якою йдуть періоди з сильною основною циклонічною циркуляцією (ОЧТ) як в холодні, так і в теплі періоди року. У другому періоді спостерігається помірно виражена ОЧТ, яка в останній період стає

ще сильніше (швидкість течії $> 0,5 \text{ м с}^{-1}$), що супроводжується аналогічним посиленням активності антициклонічних вихорів. Потужні й довгоживучі антициклони утворюються в роки сильної зимової ОЧТ.

Аналіз термохалинних властивостей на певних глибинах дозволив виявити наступні відхилення. Поверхневі шари не показують тенденцію зміни температури, але супроводжують негативний тренд солоності, яка з глибиною слабшає і надалі переходить в позитивний тренд на 200 м. У шарах, що містять постійний пікноклін, температура й солоність зростають з часом. За ствердженням авторів [122], при успішній перевірці та довгостроковому застосуванні моделі, вона буде включена в прогнози / сценарії та біогеохімічне моделювання.

Наступна модель гідрофізичних полів в Чорному морі, яка розроблена в Морському гідрофізичному інституті. Морський гідрофізичний інститут (МГІ, м. Севастополь) з 2009 по 2014 рр. був одним з основних виконавців проектів 7-ої рамкової програми Європейської Комісії *MyOcean* та *MyOcean2*, метою яких було створення інтегрованої загальноєвропейської системи аналізу й прогнозу стану Світового океану та морів Європи. На базі МГІ був створений Чорноморський центр морських прогнозів (ЧМЦМП), у рамках якого розроблена та реалізована функціонуюча в оперативному режимі по теперішній час система аналізу й прогнозу стану Чорного моря [150].

У [59] наведено, що відповідно до стандартів проектів «*MyOcean*» та «*MyOcean2*», система аналізу й прогнозу стану Чорного моря складається з виробничої та розподільної одиниць. Виробнича одиниця поділяється на низку підсистем. Основною з них є підсистема аналізу та прогнозу, що реалізує розрахунки за біооптичною моделлю та чисельними моделями циркуляції та екосистеми Чорного моря, а також асиміляцію спостережень. Підсистема аналізу та прогнозу функціонує спільно з двома допоміжними підсистемами. Одна з них забезпечує надходження дистанційних та контактних спостережень із чотирьох тематичних центрів та їх попередню підготовку. Друга постачає атмосферний вплив із центру метеорологічних прогнозів SKIRON та резервної моделі WRF, яка розраховує регіональний прогноз погоди МГІ НАНУ. До складу виробничої одиниці входять також підсистема валідації результатів розрахунків та підсистема архівування вихідних та розрахункових полів Чорного моря. Валідація фізичних та екологічних полів здійснюється за допомогою зіставлення аналізів та прогнозів з даними спостережень.

Гідродинамічна модель циркуляції, що здійснює аналіз та прогноз полів Чорного моря, заснована на примітивних рівняннях динаміки океану, записаних у декартовій системі координат. Їхня кінцево-різницева апроксимація виконана на рівномірній сітці з кроком 4,8 км по горизонталі. За вертикаллю використовуються 35 нерівномірно розташованих по глибині горизонтів. Оскільки радіус деформації Россбі у відкритій частині басейну дорівнює 25 км, модель добре описує синоптичну мінливість Чорного моря. Потоки імпульсу, тепла та вологи на поверхні моря задаються за даними метеорологічного прогнозу центру SKIRON Афіського університету, або, у разі їх відсутності, за даними розрахунку за моделлю WRF. У гирлах річок чи протоках задаються відомі зі спостережень кліматичні значення швидкості течій, температури та солоності.

Дані супутникових та контактних спостережень асимілюються у моделі циркуляції вод та екосистеми Чорного моря. Найбільш важливими для аналізу та прогнозу синоптичної мінливості моря є дані супутникових альтиметрів. Асиміляція супутникових альтиметричних вимірювань у моделі циркуляції вод Чорного моря дозволяє коригувати профілі температури та солоності у глибині моря. У системі прогнозів полів Чорного моря використовуються супутникові альтиметричні спостереження, оброблені у SL TAC. Перед асиміляцією в моделі циркуляції вод Чорного моря, дані альтиметрії піддаються попередньої обробки. Зокрема, відкидаються дані, розташовані ближче за 25 км до берега, через їхню низьку точність. Далі враховується та обставина, що SL TAC надає аномалію рівня моря від деякого середнього поля. Це середнє поле рівня включає як піднесення геоїду, так і середній динамічний рівень моря. Середній динамічний рівень моря розраховується за моделлю циркуляції з асиміляцією кліматичних полів температури та солоності. Абсолютний рівень Чорного моря вздовж треку альтиметра отримується підсумовуванням аномалії рівня та його середнього значення.

При асиміляції даних супутникової альтиметрії моделі циркуляції вод Чорного моря застосовується процедура оптимальної інтерполяції при наступних припущеннях. Поля помилок прогностичних полів передбачаються статистично стаціонарними, горизонтально однорідними та ізотропними. Взаємна кореляція між помилками солоності (і температури) та рівня моря представляється у вигляді добутку двох множників, що залежать від горизонтальної та вертикальної координат відповідно. Статистика помилок прогностичних полів вважається пропорційною

статистиці самих полів. Відповідно до цих припущень зі спостережень оцінюються автокореляційні та взаємні кореляційні функції, що використовуються у процедурі асиміляції.

Крім даних альтиметра в моделі циркуляції вод Чорного моря асимілюються супутникові дані температури поверхні моря, підготовлені OSI TAC для Чорного моря. Процедура асиміляції температури поверхні моря є заміною модельних значень температури на температуру поверхні, отриману за супутниковими зображеннями у вузлах сітки де ці дані є. Ця процедура виконується один раз на добу. Розподіл температури та солоності по вертикалі коригуються релаксацією до незбурених профілів температури та солоності, відновлених за даними буїв-профілемірів, що надходять від InSitu TAC. Усі спостереження асимілюються протягом чотирьох діб, що передують поточній добі, для мінімізації шоку, що виникає при реініціалізації моделей.

Розподільна одиниця системи ЧМЦМП забезпечує доступ користувачів до продуктів системи. ЧМЦМП здійснює аналізи та п'ятиденні прогнози тривимірних полів течій, температури та солоності морської води, а також динамічну топографію морської поверхні. Асиміляція спостережень у моделях циркуляції та екосистеми дозволяє відновлювати не лише поля на морській поверхні, а й у глибинах моря. Розподільна одиниця забезпечує також доступ до результатів реаналізу тривимірних полів Чорного моря. До її складу входить також група сервісного обслуговування, яка готує супутню інформацію про продукти системи та забезпечує консультації користувачів [59].

2.1.2 Фізико-статистичні методи розрахунків температури води

Як описано в [73], в основі фізико-статистичного напрямку лежить використання фізичної гіпотези, що розкриває характер взаємозв'язку між предикторами та предиктантом. Фізична гіпотеза полегшує задачу застосування статистичних методів в розрахунках. Статистичні методи розрахунків дають можливість оцінити зв'язок гідрометеорологічних процесів за результатами спостережень, використовуючи при цьому знання імовірнісних характеристик цих процесів. Для встановлення зв'язку між досліджуваними величинами складаються ряди спостережень характеристики, яка розраховується та чинників, від яких вона залежить.

Розробка методики, придатної для океанографічних розрахунків, представляє складне наукове дослідження, яке може бути розбите на декілька етапів.

На першому етапі дослідження виявляються загальні закономірності між явищами та визначаються головні чинники. Оптимальне число предикторів, як правило, три або чотири. Під оптимальною кількістю предикторів розуміють таку сукупність предикторів, коли подальше збільшення їх числа не призводить до підвищення коефіцієнту кореляції та поліпшення розрахунків. Правильне рішення при виборі числа предикторів суттєво полегшує розробку методики океанографічних розрахунків й забезпечує підвищену їх надійність.

На другому етапі розробки методики загальна фізична закономірність, яка виявлена раніше, застосовується до конкретних фізико-географічних умов морів. З цією метою матеріали спостережень, які необхідні для розробки методики, піддаються ретельному аналізу на репрезентативність та порівнянність спостережень у різні роки. Оскільки райони Світового океану сильно розрізняються за фізико-географічними й океанологічними умовами, методики океанографічних розрахунків майже завжди локальні.

На третьому етапі приступають до отримання кількісних статистичних залежностей. Показовим способом пошуку зв'язків слід вважати графічне зіставлення елемента, який розраховується з предикторами. Цей прийом дає можливість не лише встановити наявність статистичного зв'язку, але й визначити вид цієї залежності. Слід зробити детальний аналіз випадків, що відхиляються, і з'ясувати причини, що спричинили порушення загальної закономірності. Чим більший розкид точок на графіку зв'язку, тим більша міра впливу випадкових чинників.

Застосовувані в гідрометеорологічних розрахунках статистичні зв'язки є наближеними, і вони характеризуються типом, тісністю, реальністю та стійкістю. Тип зв'язку характеризує міру зміни функції при зміні аргументу. За цією ознакою статистичні зв'язки підрозділяються на лінійні й нелінійні. Тіснота зв'язку зазвичай оцінюється значенням коефіцієнту кореляції (r), реальність зв'язку зручно визначати по співвідношенню коефіцієнта кореляції (r) та його ймовірнісного відхилення (E_r). Необхідною характеристикою будь-якої статистичної залежності слід вважати стійкість, під якою розуміють зміну тісноти та реальності зв'язку при зміні тривалості ряду спостережень. Аналітичним вираженням статистичного зв'язку служить рівняння регресії, тобто таке рівняння,

застосування якого для океанографічних розрахунків давало б найменші помилки при зіставленні розрахованих значень із фактичними даними.

Використання фізико-статистичного методу в оперативній роботі базується на припущенні про стаціонарність даного гідрометеорологічного процесу. Це допущення означає, що усі статистичні характеристики не міняються в часі. Проте навіть за цих умов статистичні методи не гарантують стійкості коефіцієнтів рівняння регресії, оскільки вони розраховані по вибірці, а не є параметрами генеральної сукупності. У міру накопичення даних статистичні параметри повинні уточнюватися, тобто система має бути адаптивною.

Для стаціонарного режиму адаптація означає, що при надходженні нових даних статистичні характеристики в процесі роботи уточнюються. Якщо ж гідрометеорологічний процес нестационарний, то не зрозуміло, наскільки доцільне постійне збільшення архіву. Можливо, розумніше нехтувати надійністю статистичних оцінок в сенсі їх близькості до оцінок, отриманих за генеральною сукупністю, заради їх кращої відповідності цьому моменту часу. Це означає, що пам'ять статистичної системи має бути динамічною, тобто разом із врахуванням нової інформації доцільно виключити стару або принаймні ослабити її вплив при прогнозуванні майбутніх процесів.

Типовим прикладом застосування фізико-статистичного методу для розрахунків температури води у Чорному морі, можуть служити дослідження, які описані в роботі [54].

У роботі [54] проводився аналіз взаємозв'язку приземного атмосферного тиску та температури води по вертикалі в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря.

Дані температури води по вертикалі в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря аналізувалися в червні місяці у 1987, 1990 та 1991 роках на 12 станціях. Поля атмосферного тиску вибиралися завчасно (за 24 години) відносно вимірювань температури води, які задавалися за 20 точками через 5° по широті від 40° до 55° пн.ш. та через 5° по довготі від 20° до 40° сх.д. У вузлах цієї сітки були зняті значення приземного атмосферного тиску.

Оскільки у дослідженнях [54] основним чинником впливу на зміни температури води був приземний атмосферний тиск, то метод заснований на розкладанні полів атмосферного тиску в ряди за поліномами Чебишева.

Для знаходження залежності між коефіцієнтами розкладання ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$) та температурою води по горизонтах від 0 м до 25 м були вчислені множинні коефіцієнти кореляції (R), які представлені в таблиці 2.1.

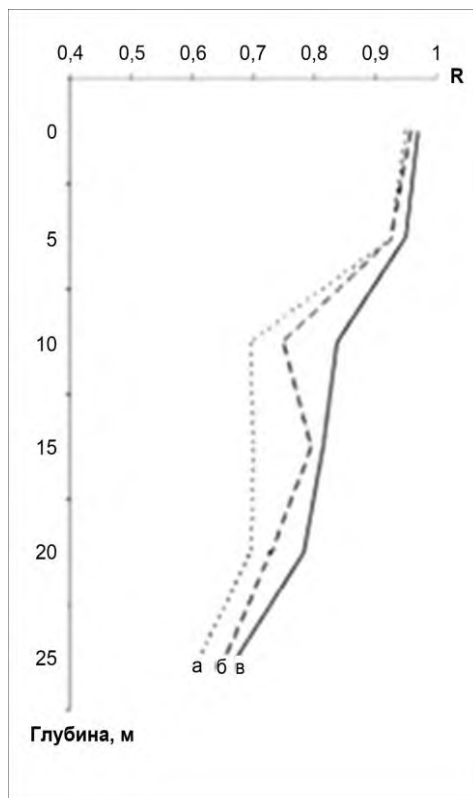
З таблиці видно, що зі збільшенням предикторів, коефіцієнти кореляції збільшуються. Залежно від поставленої задачі кількість предикторів може бути різною. У описаних дослідженнях для точнішої оцінки зв'язку між температурою води моря за горизонтами та приземного атмосферного тиску знадобилося 6 предикторів ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$).

Таблиця 2.1 – Множинні коефіцієнти кореляції (R) між коефіцієнтами розкладання поля атмосферного тиску та температурою води за даними контактних вимірювань, згідно [54]

Глибина, м	Коефіцієнт кореляції (R)				
	2 предиктори	3 предиктори	4 предиктори	5 предикторів	6 предикторів
0	0,95	0,95	0,96	0,97	0,97
5	0,93	0,93	0,93	0,93	0,95
10	0,70	0,71	0,75	0,75	0,84
15	0,70	0,80	0,80	0,81	0,81
20	0,70	0,71	0,73	0,76	0,78
25	0,61	0,61	0,65	0,67	0,67

Коефіцієнти кореляції представлені на рисунку 2.2, на якому можна спостерігати, що зміна R з глибиною при 6-и предикторах проходить більш заглажено, ніж при 2-х або 4-х предикторах. Це поліпшення зв'язку забезпечив предиктор A_{30} .

Виходячи з цих статистичних розрахунків, були побудовані рівняння множинної лінійної регресії, за якими можна відновлювати температуру моря по горизонтах на глибинах 0 – 25 м в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря на основі поля приземного атмосферного тиску. Рівняння регресії із 6-ти предикторами, представлені в таблиці 2.2.



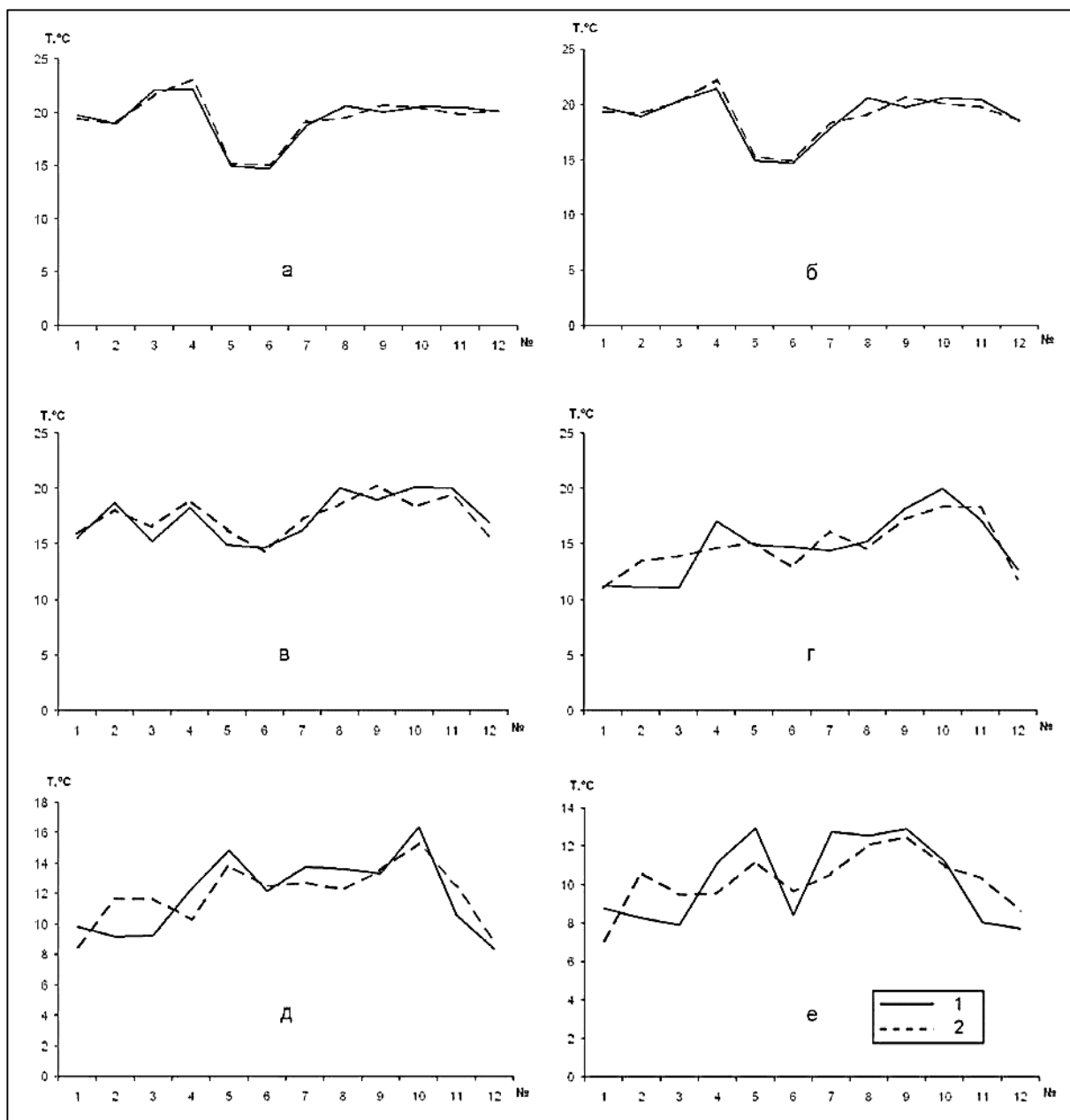
а – 2 предиктори, б – 4 предиктори, в – 6 предикторів

Рисунок 2.2 – Зміна коефіцієнтів кореляції (R) з глибиною, згідно [54]

Таблиця 2.2 – Побудовані рівняння множинної лінійної регресії для відновлення температури моря на горизонтах 0 – 25 м, згідно [54]

Глибина, м	Рівняння регресії
0	$y = 0,73A_{00} - 0,54A_{10} - 0,88A_{20} + 0,12A_{01} - 0,68A_{02} - 1,35A_{30} + 16,07$
5	$y = 0,63A_{00} - 0,87A_{10} - 0,29A_{20} + 0,31A_{01} - 0,29A_{02} - 3,45A_{30} + 15,76$
10	$y = -0,27A_{00} - 1,58A_{10} - 1,25A_{20} - 1,36A_{01} - 0,70A_{02} - 5,78A_{30} + 16,72$
15	$y = 0,17A_{00} - 1,56A_{10} - 2,80A_{20} + 0,29A_{01} + 0,69A_{02} - 1,80A_{30} + 13,18$
20	$y = 0,19A_{00} - 0,37A_{10} + 0,83A_{20} + 0,09A_{01} + 1,26A_{02} + 3,64A_{30} + 11,94$
25	$y = -0,60A_{00} - 0,77A_{10} + 0,08A_{20} + 1,22A_{01} - 0,67A_{02} - 0,49A_{30} + 11,78$

На рисунку 2.3 представлена зміна фактичних та розрахованих за рівняннями регресії (табл. 2.2) кривих температури води по горизонтах.



*a - 0 метрів; б - 5 метрів; в - 10 метрів; г - 15 метрів; д - 20 метрів; е - 25 метрів
(1 - фактичні значення, 2 - значення, розраховані за рівняннями регресії)*

Рисунок 2.3 – Зміна температури води по горизонтах, згідно [54]

У результаті проведених досліджень, автори [54] констатують, що приземний атмосферний тиск суттєво впливає на температуру води в зоні материкового схилу в західній частині Чорного моря в шарі 0 – 10 метрів. Для більш точної апроксимації в рівняннях регресії рекомендується використати 6 предикторів ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$). На думку авторів [54], яка співпадає з думкою авторів [53, 73, 114], для поліпшення точності розрахунків слід також аналізувати ще одну метеорологічну величину, таку як потік тепла через поверхню моря.

Іншими прикладами застосування фізико-статистичних методів для розрахунків вертикального розподілу температури води можуть слугувати дослідження, описані в роботах [53, 73, 114].

Розробка чисельних моделей розрахунку розподілу температури води по вертикалі наштовхується на труднощі з визначенням параметрів моделі. Крім того, при складанні прогнозів за допомогою цих моделей використовується метеорологічний прогноз, що призводить до додаткових похибок в розрахунку температури води за моделлю. Тому розробляються інші підходи до рішення цієї задачі.

Белінський Н. А., Глаголева М. Г. та Л. І. Скриптунова розробили фізико-статистичний метод розрахунків температури води в діяльному шарі на основі даних спостережень за температурою води і повітря, морськими течіями, розподілом атмосферного тиску, швидкістю вітру, вологістю повітря та хмарністю.

Для характеристики температурного профілю в діяльному шарі використовувалися параметри, які можна прогнозувати за наявною гідрометеорологічною інформацією, і, зокрема, температура води на поверхні (t_0), на нижній межі діяльного шару (t_D), середня температура шару (t_{cp}) та сума позитивних відхилень температури на різних горизонтах від середнього значення $\Sigma (+\Delta t)$ (рис. 2.4).

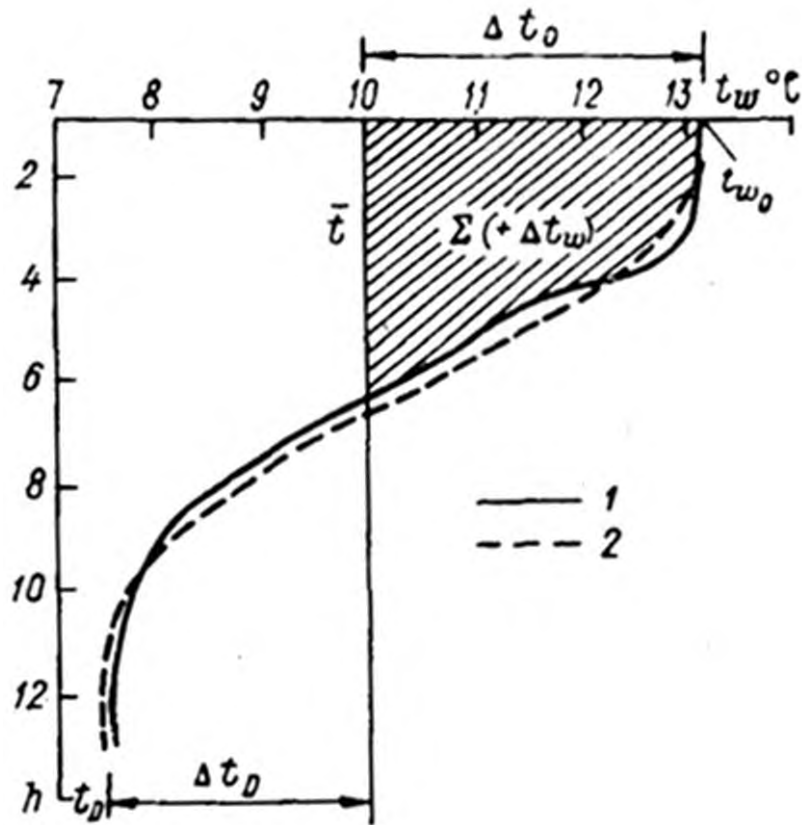
$$\Sigma (+\Delta t) = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3 + \dots + \Delta t_n,$$

Характеристики t_0 , t_{cp} , t_D , $\Sigma (+\Delta t)$ дозволяють розрахувати криву розподілу температури води по вертикалі. Для того, щоб від розрахунку кривої перейти до прогнозу, потрібний прогноз цих характеристик. При прогнозі враховується потік тепла через поверхню океану (Q_n) і адвекція тепла течіями.

Оскільки потоки тепла через поверхню океану розраховуються надійніше, ніж адвекція тепла течіями, то прийнята певна послідовність обліку визначальних чинників. Спочатку визначаються зміни температури води, обумовлені складовими теплового балансу. Потім виділяють зміни температури води, обумовлені адвекцією тепла течіями. І, нарешті, розробляється спосіб прогнозу адвективних змін температури води.

Зміни t_{cp} та $\Sigma (+\Delta t)$ за рахунок потоків тепла через поверхню океану визначаються як $\Sigma Q/(c_p D)$ та $\Sigma Q/(c_p \Delta h)$ відповідно. Тут Δh – відстань між сусідніми горизонтами. Тоді зміни t_{cp} та $\Sigma (+\Delta t)$ за рахунок адвекції

$$(t_{cp})_{adv} = (t_{cp})_f - \Sigma Q/(c_p D);$$
$$\Sigma (+\Delta t)_{adv} = \Sigma (+\Delta t) - \Sigma Q/(c_p \Delta h).$$



1 – фактична, 2 – розрахована

Рисунок 2.4 – Параметри кривої розподілу температури води за $(t_0, t_{cp}, \Sigma(+\Delta t), t_D)$, згідно [53, 73, 114]

При прогнозуванні короткочасних змін температури води можна прийняти, що вертикальний потік тепла, обумовлений $Q_{\text{п}}$, на нижній межі діяльного шару незначний, і зміни t_D визначаються адвекцією тепла течіями. Для обліку адвекції застосовується непрямий спосіб, заснований на зв'язку температури води із швидкістю течій $[t_{\text{адв}} = f(u, v, w)]$ і течій з полем атмосферного тиску $[u, v, w = f(P)]$. Щоб не використовувати в рівняннях для прогнозу температури води прогностичні значення швидкості течії, і тим самим не вводити додаткові похибки, доцільно використовувати залежність адвективних змін температури води безпосередньо від поля атмосферного тиску $[t_{\text{адв}} = f(P)]$. Такий прийом дає можливість врахувати вплив горизонтальної та вертикальної адвекції.

При аналітичному представленні полів атмосферного тиску за допомогою розкладання у ряди за поліномами Чебишева прогностичні рівняння знаходяться за допомогою множинної кореляції у вигляді:

$$(t_{cp})_{\text{адв}} = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_n A_{ij} + c_1;$$

$$\Sigma(+\Delta t)_{\text{адв}} = l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_n A_{ij} + c_2;$$

$$t_D = m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \dots + m_n A_{ij} + c_3,$$

де A_{ij} – коефіцієнти розкладання в ряд полів атмосферного тиску;

k_n, l_n, m_n – коефіцієнти регресії;

c_1, c_2, c_3 – вільні члени.

Завершальний етап прогнозу полягає в тому, щоб за відомими значеннями $t_0, t_{cp}, t_D, \Sigma (+\Delta t)$ розрахувати криву розподілу температури води по вертикалі.

Як відомо, розподіл тепла з глибиною відбувається за експоненціальним законом. Цей закон використовувався для вираження ходу температури води з глибиною:

$$t = t_{cp} + \Delta t_0 e^{-b(h-1)^n} - \Delta t_D e^{-d(D-h)^m},$$

де Δt_0 та Δt_D – відхилення температури води на поверхні і на нижній межі діяльного шару від t_{cp} ;

b, d, m, n – величини, що характеризують розподіл температури води по вертикалі;

h – вертикальна координата, яка відраховується від одиниці на поверхні;

D – товщина шару.

Відмінність температурного профілю від експоненти у верхній його частині при утворенні квазіоднорідного шару враховується параметрами n та m . Для їх визначення побудована номограма, вхідними параметрами якої служать величини $\Sigma (+\Delta t) / \Delta t_0$ і $\Delta t_D / \Delta t_0$ (рис. 2.5).

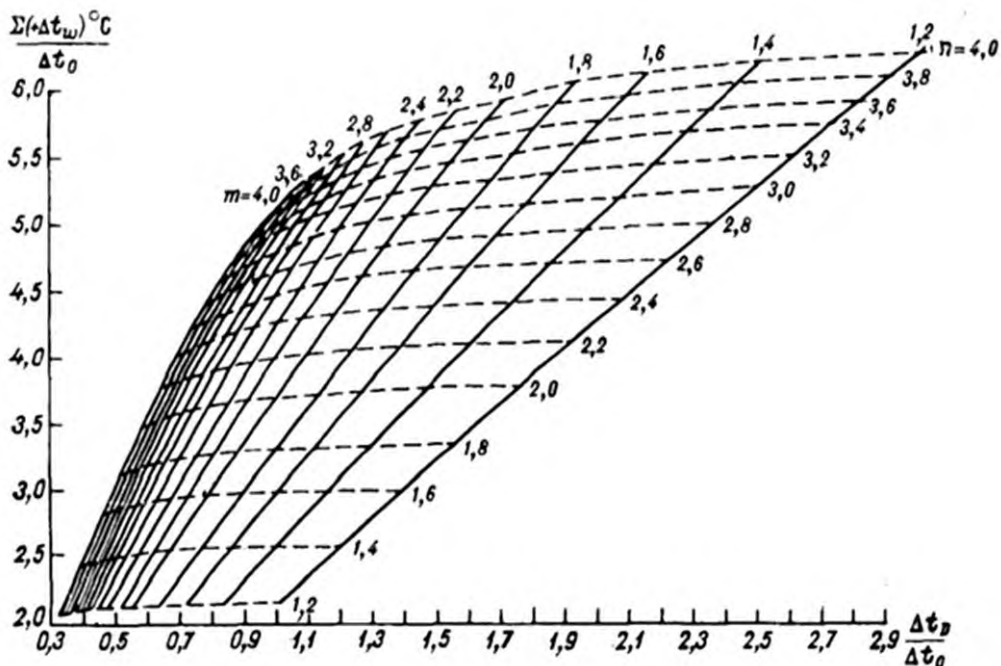


Рисунок 2.5 – Номограма для визначення параметрів m і n , згідно [53, 73]

Таким чином, по значеннях Δt_0 , Δt_D , t_{cp} , $\Sigma (+\Delta t)$ можна розрахувати криву розподілу температури води по вертикалі [53, 73, 114].

2.2 Вихідні дані океанографічних характеристик для розробки методик

Вихідними даними для розробки методик слугували бази даних супутникових вимірювань температури поверхні води Чорного моря (Terra MODIS) [94], а також бази даних контактних вимірювань температури та солоності води на станціях або бази даних суднових вимірювань (OSD – Ocean Station Data) та бази даних вимірювань за допомогою поплавців (PFL – Profiling float data) [75]. Вибрані бази даних контактних вимірювань мають найбільшу кількість вимірювань та мають високу точність даних, а також великі й безперервні довжини рядів.

2.2.1 Вихідні гідрофізичні дані

Для визначення статистичних залежностей між значеннями температури води на сусідніх горизонтах 10, 20, 25, 30, 50 метрів в Чорному морі в період травень – жовтень, а також для побудови рівнянь регресії, вихідними даними фактичних значень температури води були станційні дані або дані суднових вимірювань (OSD – Ocean Station Data) з 1890 по 2005 рр. та дані, які виміряні за допомогою поплавців (PFL – Profiling float data) з 2005 по 2017 рр. [75]. Кількість даних, які були задіяні склало близько 103100 з бази даних OSD та 20300 з бази даних PFL. Через малу кількість контактних даних температури води на горизонті 0 метрів, вихідними даними слугували щомісячні кліматичні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS) з 2000 по 2017 рр. [94].

Для розрахунків вертикального розподілу температури води в Чорному морі вихідними супутниковими даними слугували щоденні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS) [94].

Для визначення статистичних залежностей між значеннями температури води, глибини та швидкості звуку в Чорному морі, а також для

побудови рівнянь регресії, вихідними даними фактичних значень температури води, солоності й глибини були станційні дані або дані суднових вимірювань (OSD – Ocean Station Data) з 1890 по 2005 рр. [75] в період травень – жовтень, кількість яких склало близько 103100.

Для перевірки точності та ефективності розрахунків температури води, швидкості звуку та солоності в Чорному морі, вихідними даними температури води, солоності на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) в Чорному морі в період травень – жовтень були фактичні дані, що виміряні за допомогою поплавців (PFL – Profiling float data) з 2005 по 2018 рр. [75]. Кліматичними термохалінними характеристиками слугували дані на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) в Чорному морі в період травень – жовтень, які опубліковані у [23], а кліматичними даними швидкості звуку були усереднені значення швидкості звуку на кожному горизонті, розраховані на основі даних контактних вимірювань температури та солоності за період травень – жовтень з 1890 по 2017 рр. [75].

Аналіз та порівняльна оцінка результатів розрахунків вертикального розподілу температури води, швидкості звуку та солоності в Чорному морі в період травень – жовтень були проведені між значеннями, розрахованими за розробленими методиками на основі супутникової інформації та фактичними контактними даними (PFL – Profiling float data) температури й солоності води на стандартних горизонтах в 2017 – 2018 рр. [75].

2.3 Статистичні характеристики для оцінки розрахунків

Мірою статистичної залежності між значеннями гідрофізичних характеристик служили: при лінійній залежності – лінійний коефіцієнт кореляції r ($-1 \leq r \leq 1$), коефіцієнт множинної кореляції R ($0 \leq R \leq 1$), при нелінійній залежності – індекс кореляції I ($0 \leq I \leq 1$) [151, 152, 153, 154].

Для перевірки значущості індексу кореляції (I) до експоненціальних рівнянь виду $y = ae^{bx}$ була застосована лінеаризація [152]. Якщо узяти (натуральний) логарифм обох сторін експоненціального рівняння, отримаємо: $\ln(y) = \ln(a) + bx$. Визначаємо $y' = \ln(y)$ та $a' = \ln(a)$, то отримаємо вже лінійне рівняння виду $y' = a' + bx$. Тоді, міру статистичної залежності описуватиме коефіцієнт кореляції r' . У наших розрахунках значення індексу кореляції (I) дорівнює значенню коефіцієнта кореляції r' ($I = r'$).

Перевірка значущості r , R , r' проводилася методом порівняння коефіцієнтів кореляції з критичним значенням коефіцієнтів кореляції $r(\alpha)$ (для парної кореляції) та $R(\alpha)$ (для множинної кореляції) при рівні достовірності $\alpha = 0,95$.

Критичне значення коефіцієнтів кореляції $r(\alpha)$ можна розрахувати за рівнянням:

$$r(0,95) = \sqrt{\frac{\frac{t_{1+\alpha}^2}{2}}{n-2 + \frac{t_{1+\alpha}^2}{2}}} = \sqrt{\frac{t_{0,975}^2}{n-2 + t_{0,975}^2}}, \quad (2.1)$$

де $t_{0,975}$ – t -критерій Стюдента при рівні достовірності $\alpha = 0,975$,
 n – число членів ряду.

Для множинної кореляції критичне значення коефіцієнтів кореляції $R(\alpha)$ розраховується за рівнянням:

$$R(0,95) = \sqrt{\frac{(k-1)F_{\alpha}(f_1, f_2)}{n-k + (k-1)F_{\alpha}(f_1, f_2)}} = \sqrt{\frac{(k-1)F_{0,95}(f_1, f_2)}{n-k + (k-1)F_{0,95}(f_1, f_2)}}, \quad (2.2)$$

де $F_{0,95}$ – F -критерій Фішера з f_1 й f_2 ступенями свободи при рівні достовірності $\alpha = 0,95$, n – число членів ряду,

k – число змінних в рівнянні регресії [152].

Також $r(\alpha)$ та $R(\alpha)$ можна визначити за таблицями [152, 154, 155].

Якщо r (чи R , r') $\geq r(\alpha)$ (чи $R(\alpha)$, $r'(\alpha)$, відповідно), то відповідна кореляція визнається значимою [152].

Оцінка значущості й надійності лінійних рівнянь регресії проводилася за F -критерієм Фішера ($F_{\alpha}(f_1, f_2)$ с $f_1 = k - 1$ та $f_2 = n - k$ ступенями свободи) при рівні достовірності $\alpha = 0,95$.

Якщо розрахункове значення $F_{\text{розрах.}} > F_{\alpha}(f_1, f_2)$ (критичне), то визнається статистична значимість й надійність рівнянь регресії [152, 153].

Розрахункове значення $F_{\text{розрах.}}$ можна визначити за рівнянням [152]:

$$F_{\text{розрах.}} = \frac{r^2}{1-r^2} \frac{n-k}{k-1}, \quad (2.3)$$

де r – коефіцієнт кореляції,

n – число членів ряду,

k – число змінних в рівнянні регресії.

Критичне значення F -критерія Фішера $F_{\alpha}(f_1, f_2)$ можна визначити за таблицями [152, 153].

Мірою точності та ефективності розрахунків були абсолютна та відносна помилки апроксимації. Ці характеристики можна обчислити за рівняннями, які наведені, наприклад, у [153]:

$$\Delta u_{abc} = |u_{\phi} - u_{\text{розрах.}}|, \quad (2.4)$$

$$\delta_{\text{відн}} = \frac{\Delta u_{abc}}{u_{\phi}} \times 100, \quad (2.5)$$

де Δu_{abc} – абсолютна помилка апроксимації;

u_{ϕ} – фактичне значення гідрофізичної характеристики;

$u_{\text{розрах.}}$ – розрахункове значення гідрофізичної характеристики;

$\delta_{\text{відн}}$ – відносна помилка апроксимації.

Серед інших оцінок, точність та ефективність розрахунків характеризувало порівняння результатів з середньоквадратичним відхиленням (σ_u) фактичних значень гідрофізичних характеристик на кожному стандартному горизонті у шарі 0 – 50 метрів.

Точність та ефективність розрахунків вертикального розподілу температури води у шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень за лінійними та експоненціальними рівняннями регресії для визначення критерію ($\pm \Delta T$) оцінювалось середньоквадратичною помилкою (δS) розрахунків.

Величини δS , σ_u можна розрахувати за відомими рівняннями [53, 73, 154, 155, 156]:

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum (u - \bar{u})^2}{n - 1}}, \quad (2.6)$$

$$\delta S = \sqrt{\frac{\sum (u - u_p)^2}{n - m}}, \quad (2.7)$$

де u – це значення гідрофізичної характеристики у багаторічному ряді спостережень,

\bar{u} – середня величина гідрофізичної характеристики за багаторічний ряд спостережень (норма),

u_p – розрахована величина,

n – число членів багаторічного ряду, m – величина, яка дорівнює кількості постійних коефіцієнтів в рівнянні регресії.

2.4 Методика розрахунків вертикального розподілу температури води на прикладі Чорного моря

Розрахунки вертикального розподілу температури води в Чорному морі проводилися в три основні етапи [107, 108].

Перший етап – знаходження статистичних залежностей між значеннями температури води на сусідніх горизонтах в Чорному морі за усередненими даними температури води та побудова рівнянь регресії.

Другий етап – розрахунок поправок на температуру на глибинах 10, 20, 25, 50 метрів.

Третій етап – установка критерію для розрахунку вертикального розподілу температури води ($\pm\Delta T$).

Перший етап розрахунків. Для побудови рівнянь регресії вихідними даними слугували усереднені по умовних 72 квадратах (рис. 2.6) розміром $40' \times 60'$, місяцям та стандартним горизонтам багаторічні (за період з 1890 по 2017 рр.) OSD й PFL дані температури води в Чорному морі (T_{clim}) та через малу кількість контактних даних температури води на горизонті 0 метрів, вихідними даними слугували щомісячні кліматичні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS) з 2000 по 2017 рр. Дані вибиралися для періоду весна – осінь, оскільки в холодний період року даних мало у більшості районів моря.

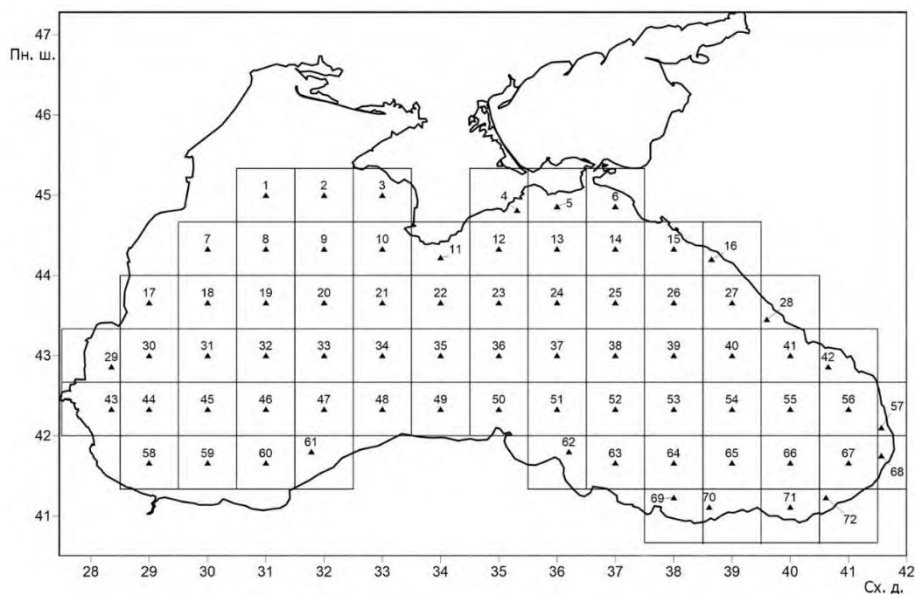


Рисунок 2.6 – Розташування умовних квадратів (розмір квадрата $40' \times 60'$) для розрахунку рівнянь регресії в Чорному морі

У кожному квадраті (рис. 2.6) розраховувалися рівняння експоненціальної та лінійної регресії [3, 107, 108, 152, 153, 154, 155] для певного місяця року, виду

$$y = ae^{bx}, \quad (2.8)$$

та

$$y = ax + b, \quad (2.9)$$

де a та b – коефіцієнти рівняння регресії;

y – температура води на досліджуваному горизонті;

x – температура води на горизонті, який розташований вище досліджуваного.

Другий етап розрахунків. Розрахунок поправок на температуру води (далі – поправки) на глибинах 20, 25, 50 метрів проводився методом знаходження статистичної залежності між сусідніми горизонтами й побудовою лінійних рівнянь регресії виду

$$\delta y_z = ax_k + b, \quad (2.10)$$

де δy_z – температура води на глибині z метрів;

x_k – температура води на глибині k метрів;

a , b – коефіцієнти рівняння регресії.

Для поправки на глибині 20 метрів визначалася залежність між значеннями температури води на горизонтах 25 – 20 метрів, для поправок на глибинах 25 й 50 метрів – на горизонтах 30 – 25 метрів та 30 – 50 метрів, відповідно.

Розрахунок поправки на глибині 10 метрів має складніший характер, ніж для глибин 20, 25, 50 метрів, так як залежність між значеннями температури води на глибині 0 та 10 метрів виявилася доволі низькою. Дослідження показали, що наприклад, у західній частині Чорного моря коефіцієнт кореляції між значеннями температури води на горизонтах 0 та 10 метрів склав близько 0,6 та середньоквадратична помилка побудованого рівняння регресії була близька до багаторічного середньоквадратичного відхилення значень температури води. Отримана точність розрахунків виявилась незадовільною. Тому, для збільшення точності розрахунків були проведені дослідження щодо впливу поля температури поверхні моря, розміром 16 км × 16 км з кроком 4 км по широті та довготі на температуру води на горизонті 10 метрів. Розрахунки проводилися методом аналітичного представлення розподілу температури води на поверхні у вигляді функцій координат, а саме розкладання супутникових даних температури поверхні моря в ряди за алгебраїчними многочленами – за поліномами Чебишева [53,

152, 157].

При розкладанні за поліномами Чебишева крива або поле досліджуваного гідрометеорологічного елемента представляються у вигляді суми елементарних кривих або полів, кожне з яких характеризує окремі риси реального розподілу. Розкладання функції від однієї змінної в ряд за поліномами Чебишева має вигляд

$$f(x) = A_0\varphi_0 + A_1\varphi_1 + A_2\varphi_2 + \dots + A_i\varphi_i, \quad (2.11)$$

де A_i – коефіцієнти розкладання,

φ_i – поліноми, які представляють собою параболи i -того порядку ($i = 1, 2, \dots, n$),

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= 1, \\ \varphi_1 &= x - \frac{n+1}{2}, \\ \varphi_2 &= \varphi_1^2 - \frac{n^2-1}{12}. \end{aligned} \quad (2.12)$$

Формула для розрахунку поліномів будь-якого порядку має вигляд

$$\varphi_{k+1} = \varphi_1\varphi_k - \frac{k^2(n^2 - k^2)}{4(4k^2 - 1)}\varphi_{k-1}, \quad (2.13)$$

де n – число точок, в яких задано значення функції,
 x – номер точки, яка набуває значень $1, 2, 3, \dots, n$.

Характеристиками вихідної кривої $f(x)$ служать коефіцієнти ряду, які визначаються за заданими значеннями функції й поліномів

$$A_i = \frac{\sum f(x)\varphi_i(x)}{\sum \varphi_i^2(x)}. \quad (2.14)$$

Перший член ряду $A_0\varphi_0$ представляє собою середньоарифметичне значення, другий член ряду ($A_1\varphi_1$) – пряму, наступні члени ряду – параболи i -того порядку (рис. 2.7).

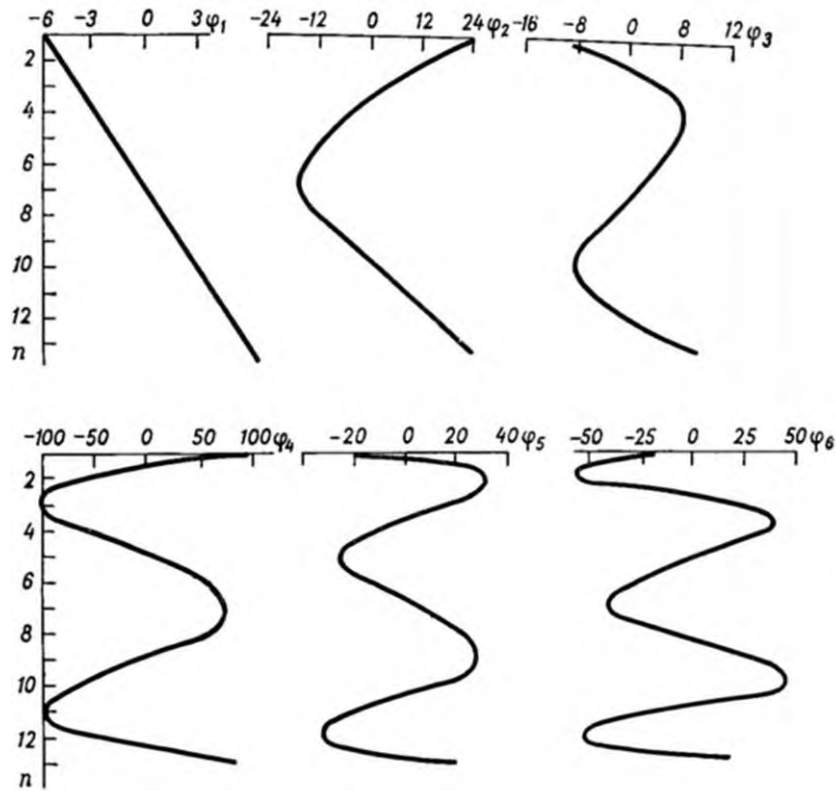


Рисунок 2.7 – Елементарні криві першого – шостого порядків [53]

При розкладанні за поліномами Чебишева поле температури води представляється у вигляді суми елементарних полів, кожне з яких характеризує окремі риси реального розподілу. Розкладання функції від двох змінних в ряд за поліномами Чебишева має вигляд

$$T(x, y) = A_{00}\varphi_0(x)\psi_0(y) + A_{10}\varphi_1(x)\psi_0(y) + \dots + A_{ij}\varphi_i(x)\psi_j(y), \quad (2.15)$$

де $\varphi_i\psi_j$ – поліноми Чебишева, які представляють собою параболи i, j -того порядку ($i = 1, 2, \dots, N; j = 1, 2, \dots, M$),

A_{ij} – коефіцієнти розкладання.

Значення коефіцієнтів розкладання обчислюються за формулою:

$$A_{ij} = \frac{\sum_{m=1}^k \sum_{n=1}^l T(x_m, y_n) \varphi_i(x_m) \psi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^k \varphi_i^2(x_m) \sum_{n=1}^l \psi_j^2(y_n)}, \quad (2.16)$$

де k – число вузлів, в яких задається функція у напрямі осі x ;

l – у напрямі осі y .

Поле функції $P(x_m, y_n)$ представляється у вигляді матриці

$$T(x_m, y_n) = \begin{vmatrix} T(x_1, y_1) & T(x_1, y_2) & \dots & T(x_1, y_l) \\ T(x_2, y_1) & T(x_2, y_2) & \dots & T(x_2, y_l) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ T(x_k, y_1) & T(x_k, y_2) & \dots & T(x_k, y_l) \end{vmatrix}, \quad (2.17)$$

Формула (2.16) для розрахунку коефіцієнтів, у яких хоча б один з індексів дорівнює нулю ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, \dots$), спрощується:

$$A_{00} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l T(x_m y_n)}{kl}, \quad (2.18)$$

$$A_{10} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l T(x_m y_n) \varphi_1(x_m)}{\sum_1^k \varphi_1^2(x_m) l}, \quad (2.19)$$

$$A_{01} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l T(x_m y_n) \psi_1(y_n)}{k \sum_1^l \psi_1^2(y_n)}, \quad (2.20)$$

При розрахунку «змішаних» коефіцієнтів розкладання (A_{11}, A_{21}, A_{12} і т.д.) зазвичай таблиці добутків $\varphi_i \psi_j$ складаються заздалегідь.

Окремі члени ряду Чебишева (принаймні, перші) відповідають певним елементарним полям та їм можна дати фізичне тлумачення. Так, якщо поле температури поверхні моря представити у вигляді ряду Чебишева, то член ряду $A_{00} \varphi_0 \psi_0$ відповідає середньому за площею значенню температури води в розглянутому районі, члени ряду $A_{10} \varphi_1 \psi_0$ й $A_{01} \varphi_0 \psi_1$ характеризують меридіональний та широтний переноси температури води (якщо осі x та y спрямовані вздовж паралелей й меридіанів) (рис. 2.8). Члени ряду Чебишева більш високого порядку характеризують складніші переноси температури води.

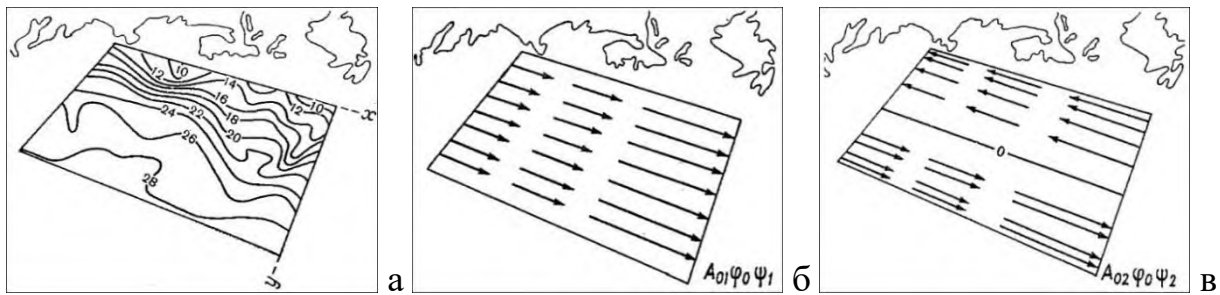


Рисунок 2.8 – Розподіл температури води (а) та елементарні поля температури води при розкладанні за поліномами Чебишева (б, в), згідно [53]

Абсолютні значення коефіцієнтів розкладання A_{ij} показують питому вагу цього елементарного поля в вихідному полі, яке представляється у вигляді ряду. Так, наприклад, якщо при позитивному значенні коефіцієнта A_{10} елементарне поле $A_{10}\varphi_1\psi_0$ характеризує меридіональний потік, спрямований з півдня на північ, то при від'ємному значенні A_{10} – з півночі на південь.

Залежно від поставленої задачі для кількісного вираження полів розподілу гідрометеорологічних елементів береться різна кількість членів ряду. Чим складніше характер розподілу, чим більше просторова мінливість, тим більше число членів ряду потрібно для апроксимації поля. Якщо ж потрібно охарактеризувати лише основні риси досліджуваного поля, то можна обмежитися невеликим числом членів ряду. Сітка, в вузлах якої знімається значення функції $P(x, y)$ (тобто будь-якого гідрологічного або метеорологічного елементу), задається таким чином, щоб відстань між вузлами по кожній осі була рівною між собою.

При використанні коефіцієнтів розкладання у ряд за поліномами Чебишева A_{ij} в якості аргументів у рівняннях регресії для спрощення розрахунків зручно користуватися способом, запропонованим Б.Х. Рибаким [53].

Якщо

$$Z = F(T), \quad (2.21)$$

а розподіл T представляється аналітично поліномами Чебишева, тобто

$$T = f(A_{00}A_{10}\cdots A_{ij}), \quad (2.22)$$

тоді рівняння регресії для Z запишеться у вигляді

$$Z = a_0 + a_1 A_{00} + a_2 A_{10} + a_3 A_{01} + \dots + a_r A_{ij}, \quad (2.23)$$

де a_0, a_1, a_r – числові коефіцієнти рівняння регресії;

$A_{00}, A_{10}, \dots, A_{ij}$ – коефіцієнти розкладання у ряд за поліномами Чебишева елементу T , від розподілу якого залежить функція Z .

Отже, для розрахунку функції Z необхідно попередньо розрахувати коефіцієнти A_{ij} за формулою (2.16), а потім підставити їх в рівняння (2.23).

Послідовність розрахунку поправок на температуру наступна: спочатку розраховується поправка на глибині 25 метрів, потім на глибинах 20 та 10 метрів, а восени ще й на глибині 50 метрів.

Для порівняльної оцінки розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникової інформації зі значеннями контактних вимірювань температури води на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) прив'язка географічних координат супутникових та контактних вимірювань виконувалася шляхом лінійної інтерполяції супутникових даних по широті й довготі.

Третій етап розрахунків. Відомо [114], що зміна вертикального профілю температури води підкоряється експоненціальному закону розподілу. Проведені дослідження показали, що при великих відхиленнях значень температури поверхні моря від кліматичних значень температури води (T_{clim}) переважає лінійна залежність між значеннями температури води на сусідніх горизонтах.

Оцінкою кращих й більш точних результатів розрахунків температури води та відповідно переважаючого виду розрахунків за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії була середньоквадратична помилка розрахунків вертикального розподілу температури води в усьому шарі 10 – 50 метрів, яка обчислювалася за рівнянням (2.7).

Параметром, який визначає спосіб розрахунків вертикального розподілу температури води за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії, служить критерій $\pm \Delta T$. Роль критерію ($\pm \Delta T$) полягає в тому, щоб встановити граничні умови для розрахунку температури води за рівняннями експоненціальної (2.8) або лінійної регресії (2.9). За результатами досліджень для Чорного моря критерій ($\pm \Delta T$) склав $\pm 2^\circ\text{C}$.

Якщо значення температури поверхні моря (T_0) потрапляє в інтервал $[T_{\text{clim}} - 2 < T_0 < T_{\text{clim}} + 2]$, то вертикальний розподіл температури води розраховується за рівняннями експоненціальної регресії, якщо не входить в цей інтервал, то за рівняннями лінійної регресії.

Значення критерію ($\pm\Delta T$) для розрахунку вертикального розподілу температури води визначається експериментально та індивідуально для конкретної акваторії Світового океану залежно від її гідрологічних умов.

2.4.1 Розробка рівнянь регресії для розрахунків вертикального розподілу температури води

У кожному квадраті (рис 2.7) були побудовані рівняння експоненціальної та лінійної регресії (2.8) та (2.9) для кожного місяця в періоді травень – жовтень. Загальна кількість рівнянь експоненціальної регресії склала 432, відповідно й рівнянь лінійної регресії – 432.

Отримані рівняння регресії є основою для розрахунків вертикального профілю температури води [107, 108].

При побудові усіх 864 рівнянь регресії коефіцієнти лінійної та експоненціальної кореляції r та r' (I) між значеннями температури води на сусідніх горизонтах були в межах 0,88 – 0,99. Вони не перевищували критичного значення $r(0,95) = 0,878$ [152, 154]. Розрахункові значення $F_{\text{розрах.}}$ були в межах 10,36 – 1136,43 та більше критичного значення $F_{0,95} = 10,13$. Це означає, що всі розроблені рівняння регресії ефективні, надійні, значимі, показники тісноти зв'язку значимі й відображають стійку залежність між значеннями температури води на сусідніх горизонтах.

Для візуалізації наведемо приклад розрахунку вертикального розподілу температури за супутниковими даними на шести станціях, по одному прикладу для кожного місяця в період травень – жовтень, і порівняємо отримані результати зі значеннями контактних вимірювань (PFL). Станції вибрані так, щоб вони представляли деякий просторовий розподіл по акваторії Чорного моря і дані, контактних й супутникових вимірювань температури води, співпадали на цих станціях за координатами. Координати станцій представлені в таблиці 2.3.

Зважаючи на рисунок 2.6, визначаємо, що станції 1 – 6 потрапляють в умовні квадрати 12, 9, 47, 26, 50 та 54, відповідно.

Таблиця 2.3 – Координати станцій для розрахунку вертикального розподілу температури води в Чорному морі

№ станції	Дата (дд.мм.рррр)	Координати (сх.д., пн.ш.)
1	21.05.2018	35.455°, 44.414°
2	13.06.2017	31.930°, 44.365°
3	30.07.2017	32.471°, 42.183°
4	14.08.2017	38.389°, 43.502°
5	13.09.2017	35.152°, 42.487°
6	15.10.2017	39.080°, 42.275°

Побудовані рівняння регресії за формулами (2.8) та (2.9) для цих квадратів та відповідні критерії оцінки їх значущості та надійності представлені в таблиці 2.4.

Вертикальний розподіл температури води розраховується за рівняннями регресії (табл. 2.4) від поверхні до глибини 50 метрів, де значеннями температури води на поверхні є супутникові дані температури поверхні моря. Критерій значущості та надійності рівнянь регресії ($F_{\text{розрах.}}$) на шести станціях склав 22 – 108, що перевищує критичне значення $F_{0,95} = 10,13$ та свідчить про значущість, надійність та ефективність побудованих рівнянь регресії (табл. 2.4).

Таблиця 2.4 – Рівняння регресії, критерії оцінки їх значущості та надійності при критичному значенні $F_{0,95} = 10,13$

№ станції	Квадрат (Рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	$F_{\text{розрах.}}$
1	12	5	$y = 4,4338e^{0,0674x}$	93
			$y = 0,6794x + 1,9826$	108
2	9	6	$y = 4,5549e^{0,0637x}$	27
			$y = 0,7698x + 0,7010$	64
3	47	7	$y = 4,8830e^{0,0542x}$	45
			$y = 0,6885x + 1,3219$	33
4	26	8	$y = 5,1717e^{0,0501x}$	34
			$y = 0,6721x + 1,5393$	22
5	50	9	$y = 4,2953e^{0,066x}$	30
			$y = 0,8912x - 1,2385$	28
6	54	10	$y = 3,3692e^{0,0852x}$	30
			$y = 1,0771x - 3,5951$	56

Результати розрахунків за рівняннями регресії (табл. 2.4) представлені на рисунку 2.9.

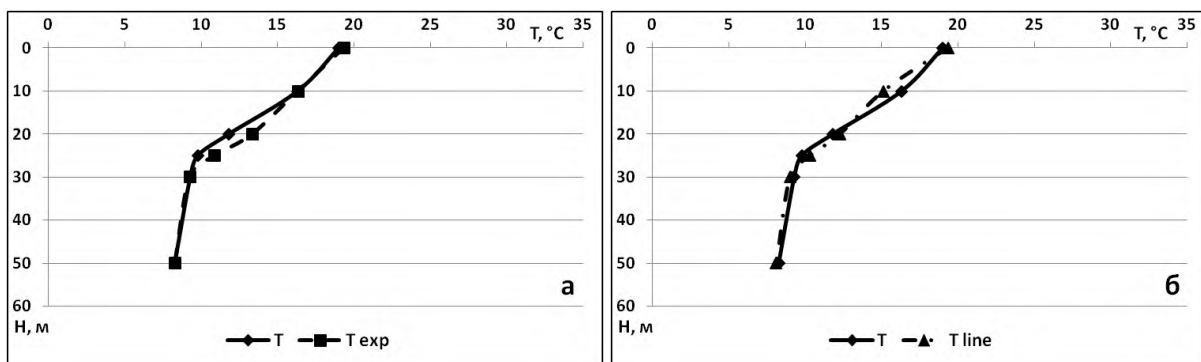
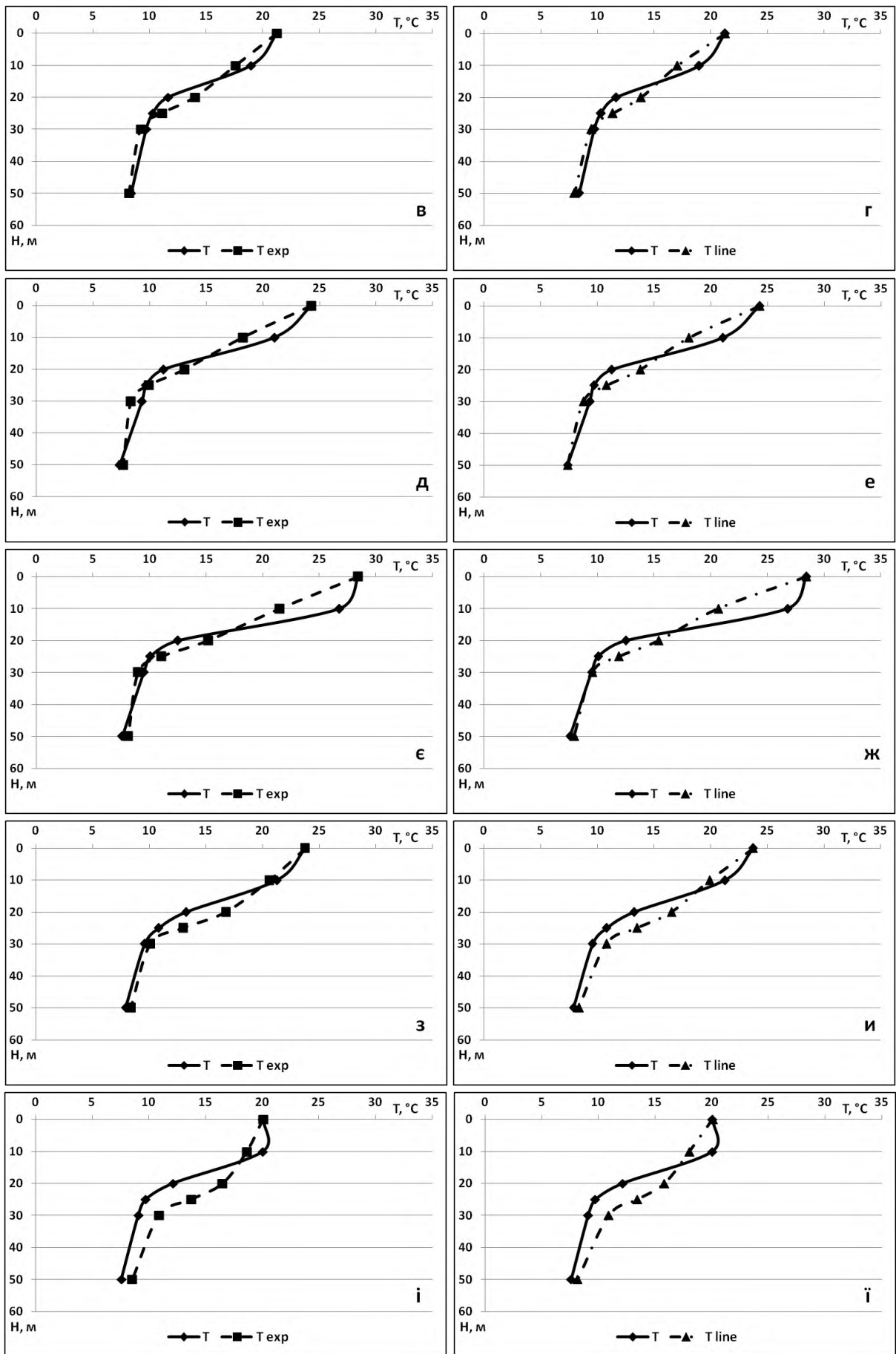


Рисунок 2.9 – Графіки вертикального розподілу температури води на станціях 1 (а, б), 2 (в, г), 3 (д, е), 4 (є, ж), 5 (з, и) та 6 (і, ї), які побудовані за контактними даними (Т) та розрахованими значеннями за рівняннями експоненціальної (T_{exp}) й лінійної (T_{line}) регресії (табл. 2.4) на основі супутникової інформації



Продовження рисунку 2.9

З рисунку 2.9 видно, що фактичні та розрахункові значення температури води на стандартних горизонтах добре узгоджуються. Слабка відповідність між фактичними й розрахованими значеннями спостерігається тільки в зоні термоклину, при великому градієнті температур, що підтверджується і результатами досліджень, проведеними раніше у роботах [3, 158].

Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу температури води (рис. 2.9) приведені в таблиці 2.5.

Таблиця 2.5 – Рівняння регресії, критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу температури води

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	Глибина, м	Абсолютна помилка, °C	СКВ, °C	Відносна помилка, %
1	12	5	$y = 4,4338e^{0,0674x}$	0	0,336	2,23	1,77
				10	0,012	1,65	0,07
				20	1,531	1,54	12,99
				25	1,132	1,37	11,61
				30	0,028	1,31	0,30
				50	0,011	1,12	0,13
			$y = 0,6794x + 1,9826$	0	0,336	2,23	1,77
				10	1,191	1,65	7,30
				20	0,465	1,54	3,94
				25	0,558	1,37	5,73
				30	0,274	1,31	2,96
				50	0,162	1,12	1,97
2	9	6	$y = 4,5549e^{0,0637x}$	0	0,080	2,77	0,38
				10	1,350	2,74	7,11
				20	2,364	2,11	20,31
				25	0,825	2,08	8,02
				30	0,461	2,00	4,75
				50	0,182	1,03	2,17
			$y = 0,7698x + 0,7010$	0	0,080	2,77	0,38
				10	1,925	2,74	10,14
				20	2,191	2,11	18,82
				25	1,059	2,08	10,29
				30	0,270	2,00	2,78
				50	0,425	1,03	5,06
3	47	7	$y = 4,8830e^{0,0542x}$	0	0,200	2,21	0,83
				10	2,787	3,76	13,26
				20	1,882	1,91	16,74
				25	0,266	1,92	2,75
				30	0,943	1,70	10,13
				50	0,326	0,61	4,43
			$y = 0,6885x + 1,3219$	0	0,200	2,21	0,83
				10	2,963	3,76	14,09
				20	2,518	1,91	22,40
				25	1,116	1,92	11,53
				30	0,560	1,70	6,02
				50	0,012	0,61	0,16

Продовження таблиці 2.5

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	Глибина, м	Абсолютна помилка, °С	СКВ, °С	Відносна помилка, %
4	26	8	$y = 5,1717e^{0,0501x}$	0	0,180	1,52	0,64
				10	5,260	4,09	19,67
				20	2,653	2,96	21,19
				25	0,982	1,54	9,75
				30	0,497	1,20	5,23
				50	0,507	0,68	6,66
			$y = 0,6721x + 1,5393$	0	0,180	1,52	0,64
				10	6,101	4,09	22,81
				20	2,893	2,96	23,10
				25	1,821	1,54	18,06
				30	0,039	1,20	0,41
				50	0,337	0,68	4,43
5	50	9	$y = 4,2953e^{0,066x}$	0	0,135	1,77	0,57
				10	0,626	2,40	2,95
				20	3,512	4,24	26,57
				25	2,128	4,04	19,65
				30	0,518	3,52	5,41
				50	0,481	0,50	6,10
			$y = 0,8912x - 1,2385$	0	0,135	1,77	0,57
				10	1,295	2,40	6,10
				20	3,307	4,24	25,02
				25	2,658	4,04	24,55
				30	1,198	3,52	12,50
				50	0,485	0,50	6,15
6	54	10	$y = 3,3692e^{0,0852x}$	0	0,006	1,46	0,03
				10	1,388	2,44	6,92
				20	4,387	3,37	36,16
				25	4,026	3,44	41,35
				30	1,808	3,05	19,92
				50	0,933	1,60	12,31
			$y = 1,0771x - 3,5951$	0	0,006	1,46	0,03
				10	2,003	2,44	9,99
				20	3,709	3,37	30,57
				25	3,729	3,44	38,30
				30	1,833	3,05	20,20
				50	0,572	1,60	7,55

Як видно із таблиці 2.5, на всіх станціях, крім станцій 1 та 5, значення абсолютної помилки розрахунків у різній мірі перевищують значення середньоквадратичного відхилення (СКВ) на горизонтах 10 – 25 метрів. Максимум абсолютної помилки розрахунків дорівнював 6,101°С, що на $\approx 2^\circ\text{C}$ перевищує значення СКВ на горизонті 10 метрів в серпні на станції 4 при розрахунку температури води за лінійним рівнянням регресії.

Оцінка ефективності та якості розрахунків вертикального розподілу температури води у наведених прикладах (табл. 2.5) показала, що відносні помилки, які у різній мірі перевищують значення 10% спостерігаються у 27 випадках в шарі 10 – 50 метрів. Максимальне значення відносної помилки спостерігається на горизонті 25 метрів в жовтні на станції 6 та склало $\approx 41\%$ при розрахунку вертикального розподілу температури води за експоненціальним рівнянням регресії.

Отримані великі абсолютні помилки розрахунків (табл. 2.5) на горизонтах 10 – 25 метрів мають обґрунтоване пояснення. Розраховані значення температури води на цих горизонтах описують наближені значення до середнього розподілу температури води в шарі 10 – 25 метрів при початкових умовах (температура поверхні моря), так як побудовані рівняння регресії (табл. 2.5) описують середній розподіл вертикального профілю температури води, а мінливість фактичних значень в цьому шарі найбільша.

Таким чином, для покращення результатів розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникової інформації, за рівняннями регресії (2.8) та (2.9) необхідно додатково вводити поправки на температуру води на певних горизонтах.

2.4.2 Розрахунки поправок на температуру на глибинах 10, 20, 25, 50 метрів в Чорному морі

Для покращення результатів розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникової інформації, за рівняннями регресії (2.8) та (2.9) були розраховані й побудовані рівняння для поправок на температуру води на глибинах 10, 20, 25 та 50 метрів.

Результати досліджень показали, що поправки на температуру води необхідно вводити залежно від пори року. Так, для періоду весна – літо вводиться поправка на глибинах 10, 20, 25 метрів, а для осені – на глибинах 10, 20, 25 та 50 метрів.

Побудовані рівняння лінійної регресії за рівнянням (2.10) для поправок на глибині 20, 25, 50 метрів та відповідні критерії точності й ефективності рівнянь регресії представлені в таблиці 2.6.

Як видно з таблиці 2.6, всі розраховані статистичні характеристики перевищують критичні значення $r(0,95)$ й $F_{0,95}$. Це свідчить про те, що кореляція між значеннями температури води в Чорному морі в період

весна – осінь є надійною та свідчить про ефективність розроблених рівнянь регресії.

Розрахунок поправки на глибині 10 метрів проводився методом статистичної залежності між супутниковими значеннями температури поверхні моря та контактними значеннями (PFL) температури води на глибині 10 й 20 метрів, з подальшою побудовою рівняння множинної регресії.

Таблиця 2.6 – Рівняння регресії для поправок на глибині 20, 25, 50 метрів, статистичні характеристики та критерії оцінки їх значущості та надійності при критичних значеннях $r(0,95)$ й $F_{0,95} = 3,84$

Сезон року	Глибина, м	Рівняння регресії	r	$r(0,95)$	$F_{\text{розрах.}}$
Весна	20	$y_{20} = 1,08x_{25} + 0,323$	0,93	0,03	25187
	25	$y_{25} = 0,98x_{30} + 0,999$	0,91	0,03	19301
Літо	20	$y_{20} = 1,02x_{25} + 1,756$	0,97	0,02	142229
	25	$y_{25} = 1,08x_{30} + 0,714$	0,98	0,02	208227
Осінь	20	$y_{20} = 0,85x_{25} + 3,933$	0,91	0,03	21691
	25	$y_{25} = 0,90x_{30} + 2,945$	0,94	0,03	33459
	50	$y_{50} = 0,33x_{30} + 4,385$	0,57	0,08	293

Щоденні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 були представлені у вигляді полів температури води й утворювали собою матриці (5x5) з кроком 5 по широті на 5 по довготі. Поля температури води задавалися за 25 точками через 4 км по широті та через 4 км по довготі. На рисунку 2.10 наведений приклад розташування координат значень супутникових даних температури води для розрахунку поправки на глибині 10 метрів на станції 2 (табл. 2.3).

Поля температури поверхні моря були розкладені в ряди за поліномами Чебишева та розраховані коефіцієнти розкладання ($A_{00}, A_{10}, A_{20}, A_{30}, A_{01}, A_{02}, A_{11}, A_{12}, A_{21}$) за формулою (2.16). В таблицях А.1 – А.6 (див. Додаток А) наведені приклади розрахунків коефіцієнтів розкладання для 6 станцій (табл. 2.3).

Як зазначалося вище, залежно від поставленої задачі кількість коефіцієнтів в рівнянні множинної регресії може бути різною. У нашому випадку, для точнішої оцінки зв'язку між температурою поверхні моря та температурою на глибині 10 метрів знадобилося 5 коефіцієнтів розкладання (A_{00} , A_{20} , A_{01} , A_{02} , A_{12}). Також, в рівняння множинної регресії, був доданий ще один коефіцієнт – значення температури води на глибині 20 метрів.

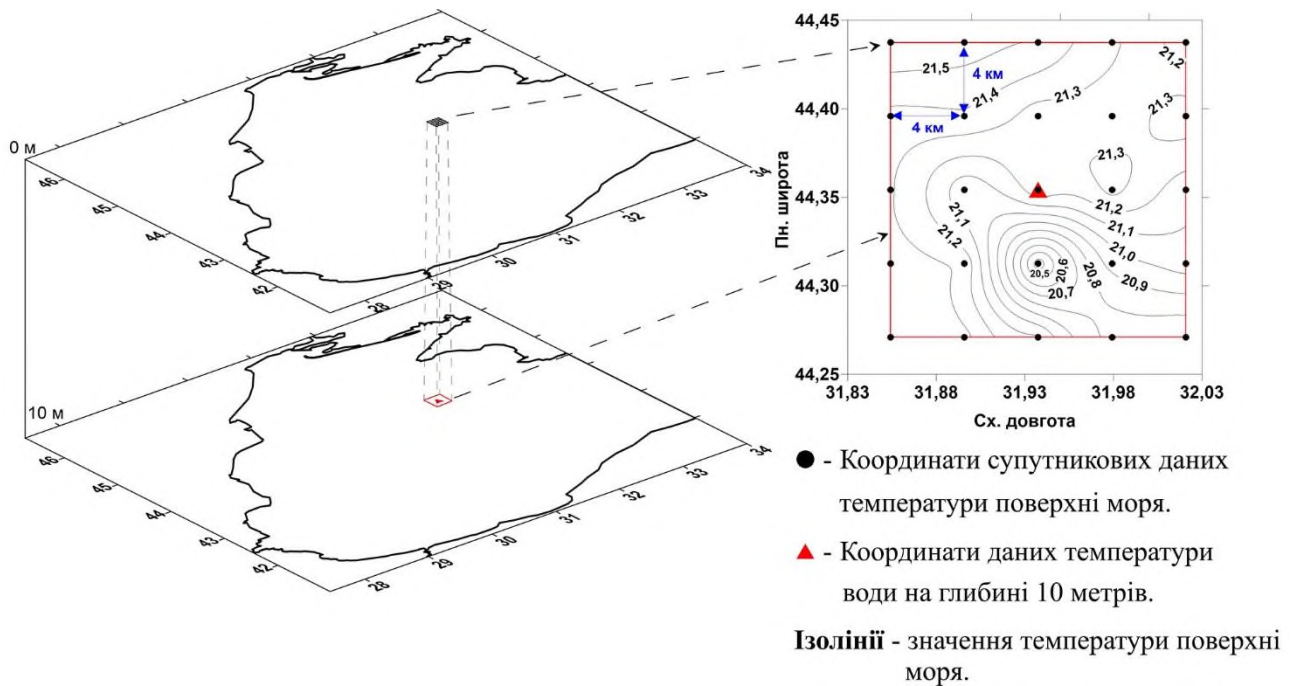


Рисунок 2.10 – Схема розташування супутникових даних температури поверхні моря для розрахунку поправки на глибині 10 метрів на станції 2 (табл. 2.3)

Застосувавши спрощений спосіб розрахунку, рівняння регресії (2.23) запишемо у вигляді:

$$\delta y_{10} = 0,378x_{20} + 0,755A_{00} + 2,822A_{20} + 0,513A_{01} - 1,913A_{02} + 1,911A_{12} - 1,875, \quad (2.24)$$

де δy_{10} – температура води на глибині 10 метрів; x_{20} – температура води на глибині 20 метрів;

A_{00} , A_{20} , A_{01} , A_{02} , A_{12} – коефіцієнти розкладання поля температури поверхні моря.

Результати досліджень показали досить високий кореляційний зв'язок між значеннями температури води на глибині 10 метрів, температури води на глибині 20 метрів та коефіцієнтами розкладання A_{00} , A_{20} , A_{01} , A_{02} , A_{12} у

період весна – осінь. Множинний коефіцієнт кореляції (R) склав 0,90 та був більше критичного значення $R(0,95) = 0,14$, що говорить про значущість R та надійний кореляційний зв'язок.

Розрахункове значення $F_{\text{розрах.}} = 404$ та перевищує критичне значення $F_{0,95} = 2,11$, що свідчить про надійність та ефективність методу розрахунку поправки за рівнянням (2.24).

Для візуалізації наведемо вище описаний приклад розрахунків вертикального розподілу температури води на шести станціях, з урахуванням введення поправок на температуру, розрахованих за рівняннями регресії (табл. 2.6) та рівнянням (2.24). Результати розрахунків представлені на рисунку 2.11.

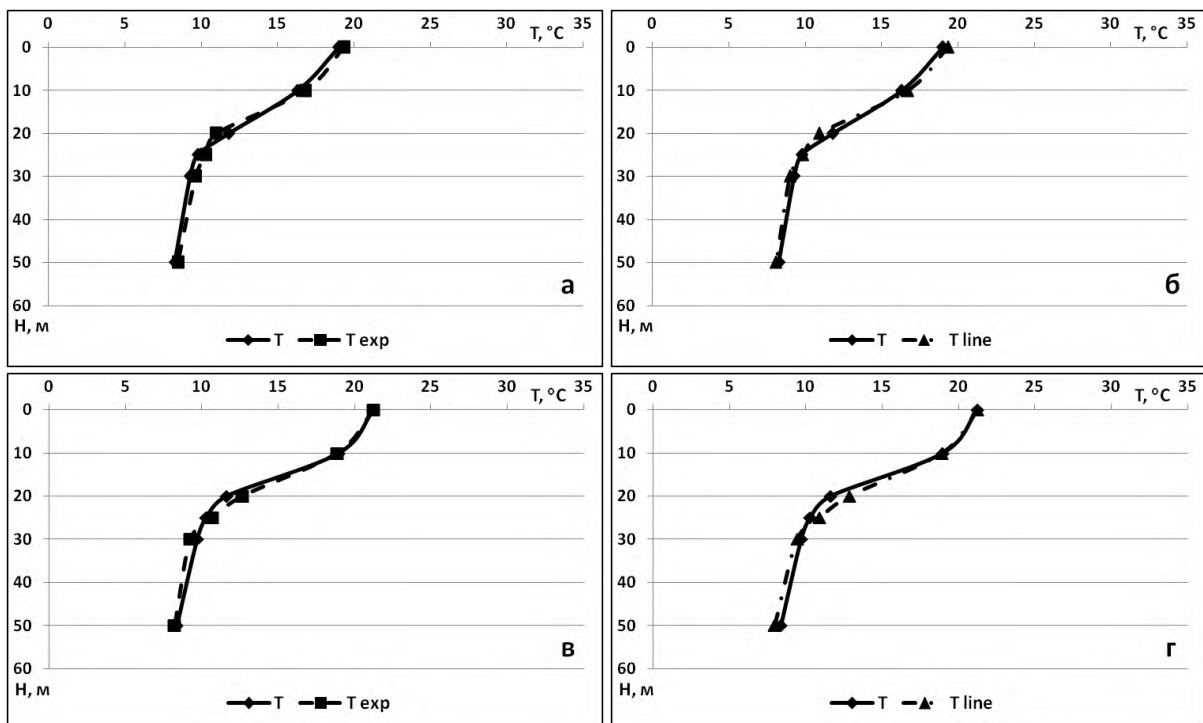
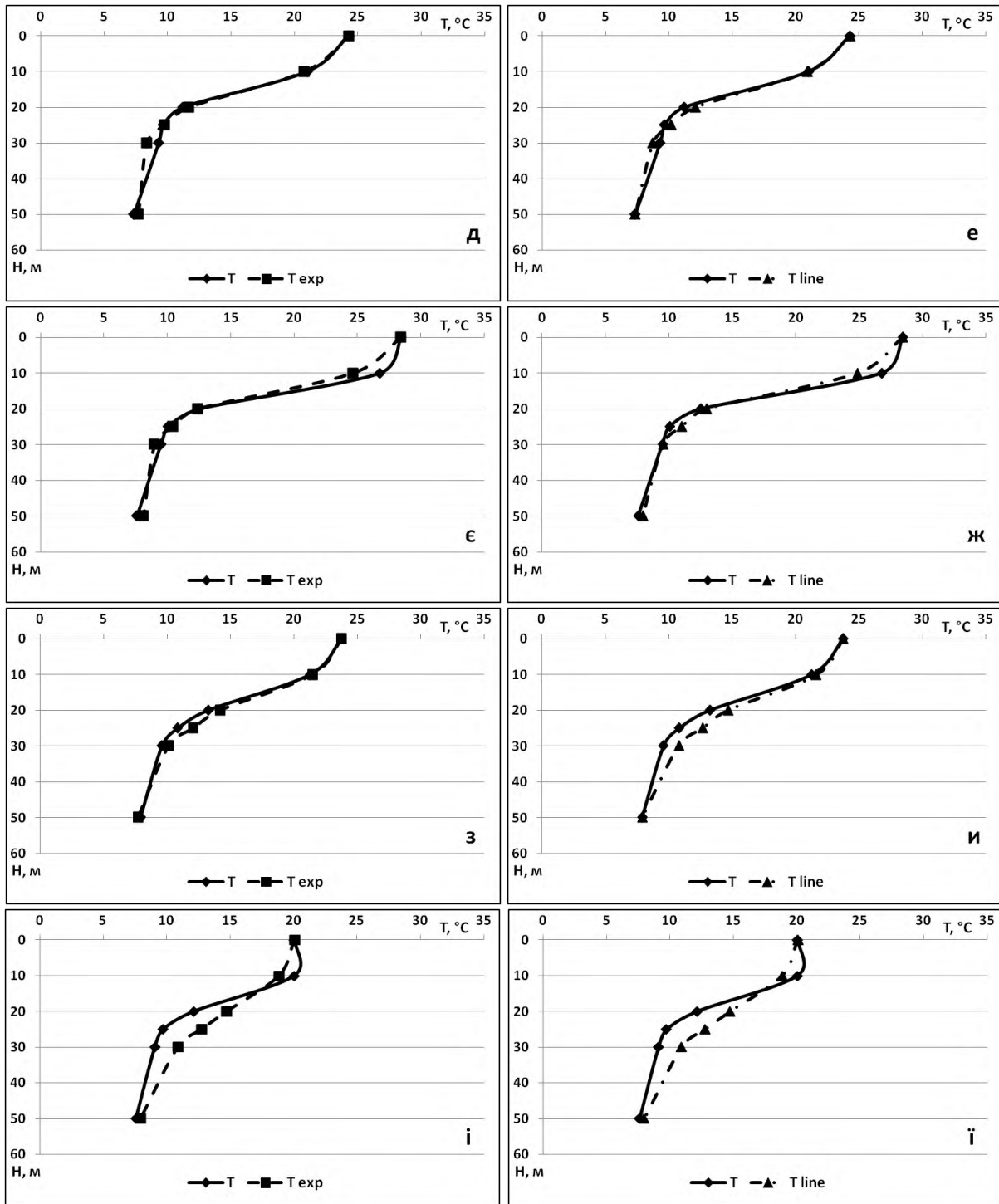


Рисунок 2.11 – Графіки вертикального розподілу температури води на станціях 1 (а, б), 2 (в, г), 3 (д, е), 4 (є, ж), 5 (з, и) та 6 (і, і), які побудовані за контактними даними PFL (T) та розрахованими значеннями за рівняннями експоненціальної (T_{exp}) й лінійної (T_{line}) регресії (табл. 2.4) з урахуванням поправок на температуру води



Продовження рисунку 2.11

На рисунку 2.11 видно значне збільшення точності розрахованих значень температури води на стандартних горизонтах в порівнянні із рисунком 2.9. Поліпшення точності розрахунків вертикального розподілу температури води, також підтверджується значеннями абсолютних та відносних помилок розрахунків, які представлені в таблиці 2.7.

Таблиця 2.7 – Рівняння регресії, критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу температури води з урахуванням поправок на температуру

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	Глибина, м	Абсолютна помилка, °C	СКВ, °C	Відносна помилка, %
1	12	5	$y = 4,4338e^{0,0674x}$	0	0,336	2,23	1,77
				10	0,497	1,65	3,05
				20	0,808	1,54	6,85
				25	0,517	1,37	5,30
				30	0,372	1,31	4,02
				50	0,211	1,12	2,55
			$y = 0,6794x + 1,9826$	0	0,336	2,23	1,77
				10	0,398	1,65	2,44
				20	0,864	1,54	7,33
				25	0,076	1,37	0,77
				30	0,274	1,31	2,96
				50	0,162	1,12	1,97
2	9	6	$y = 4,5549e^{0,0637x}$	0	0,080	2,77	0,38
				10	0,132	2,74	0,70
				20	1,013	2,11	8,70
				25	0,414	2,08	4,02
				30	0,461	2,00	4,75
				50	0,182	1,03	2,17
			$y = 0,7698x + 0,7010$	0	0,080	2,77	0,38
				10	0,053	2,74	0,28
				20	1,223	2,11	10,51
				25	0,620	2,08	6,03
				30	0,270	2,00	2,78
				50	0,425	1,03	5,06
3	47	7	$y = 4,8830e^{0,0542x}$	0	0,200	2,21	0,83
				10	0,220	3,76	1,05
				20	0,452	1,91	4,02
				25	0,080	1,92	0,83
				30	0,943	1,70	10,13
				50	0,326	0,61	4,43
			$y = 0,6885x + 1,3219$	0	0,200	2,21	0,83
				10	0,061	3,76	0,29
				20	0,873	1,91	7,77
				25	0,494	1,92	5,10
				30	0,560	1,70	6,02
				50	0,012	0,61	0,16

Продовження таблиці 2.7

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	Глибина, м	Абсолютна помилка, °С	СКВ, °С	Відносна помилка, %
4	26	8	$y = 5,1717e^{0,0501x}$	0	0,180	1,52	0,64
				10	2,124	4,09	7,94
				20	0,137	2,96	1,10
				25	0,360	1,54	3,58
				30	0,497	1,20	5,23
				50	0,507	0,68	6,66
			$y = 0,6721x + 1,5393$	0	0,180	1,52	0,64
				10	1,901	4,09	7,11
				20	0,452	2,96	3,61
				25	0,939	1,54	9,32
				30	0,039	1,20	0,41
				50	0,337	0,68	4,43
5	50	9	$y = 4,2953e^{0,066x}$	0	0,135	1,77	0,57
				10	0,210	2,40	0,99
				20	0,926	4,24	7,01
				25	1,225	4,04	11,31
				30	0,518	3,52	5,41
				50	0,203	0,50	2,57
			$y = 0,8912x - 1,2385$	0	0,135	1,77	0,57
				10	0,407	2,40	1,92
				20	1,446	4,24	10,94
				25	1,838	4,04	16,98
				30	1,198	3,52	12,50
				50	0,019	0,50	0,25
6	54	10	$y = 3,3692e^{0,0852x}$	0	0,006	1,46	0,03
				10	1,180	2,44	5,89
				20	2,610	3,37	21,52
				25	3,023	3,44	31,05
				30	1,808	3,05	19,92
				50	0,356	1,60	4,69
			$y = 1,0771x - 3,5951$	0	0,006	1,46	0,03
				10	1,173	2,44	5,85
				20	2,630	3,37	21,68
				25	3,046	3,44	31,28
				30	1,833	3,05	20,20
				50	0,364	1,60	4,80

Як видно із таблиці 2.7, всі значення абсолютних помилок менше за СКВ. Оцінка ефективності та якості розрахунків вертикального розподілу температури води у наведених прикладах (табл. 2.7) показала, що відносні помилки, які у різній мірі перевищують значення 10% спостерігаються у 11

випадках в шарі 10 – 30 метрів, що у $\approx 2,5$ рази менше випадків ніж у розрахунках наведених у таблиці 2.5.

Максимальне значення відносної помилки спостерігалось на горизонті 25 метрів в жовтні на станції 6 та склало $\approx 31\%$ при розрахунку вертикального розподілу температури води за лінійним рівнянням регресії, що на 7% менше ніж при розрахунках температури води, наведених у таблиці 2.5. Максимальне значення відносної помилки, яке спостерігалось на горизонті 25 метрів в жовтні на станції 6 (табл. 2.5) знизилось на 10% та склало $\approx 31\%$ при розрахунку вертикального розподілу температури води за експоненціальним рівнянням регресії.

Отримані результати (табл. 2.7) свідчать про підвищення якості та точності розрахунків вертикального розподілу температури води із введенням поправок на температуру та говорить про ефективність розробленого методу розрахунків вертикального розподілу температури води за супутниковими даними.

2.4.3 Установка критерію для розрахунку вертикального розподілу температури води ($\pm\Delta T$)

Визначальним фактором розрахунків вертикального розподілу температури води за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії служив критерій ($\pm\Delta T$).

Як зазначалося вище, що оцінкою кращих й більш точних результатів розрахунків температури води та відповідно переважаючого виду розрахунків за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії була середньоквадратична помилка розрахунків вертикального розподілу температури води в усьому шарі 10 – 50 метрів. Для демонстрації оцінки переважаючого виду розрахунків вертикального розподілу температури води за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії була обчислена середньоквадратична помилка результатів розрахунків наведеного вище прикладу (табл. 2.7). В таблиці 2.8 приведені середньоквадратичні помилки (δS) розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникових даних в шарі 10 – 50 метрів (табл. 2.7).

З таблиці 2.8 можна побачити, що при порівнянні середньоквадратичних помилок розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникових даних в шарі 10 – 50 метрів

меншими були помилки за рівняннями лінійної регресії на станціях 1 та 4, а за рівняннями експоненціальної регресії на станціях 2, 3, 5 та 6.

Таблиця 2.8 – Середньоквадратичні помилки (δS) розрахунків вертикального розподілу температури води на основі супутникових даних в шарі 10 – 50 метрів

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Рівняння регресії	Середньоквадратична помилка (δS), °C
1	12	5	$y = 4,4338e^{0,0674x}$	0,67
			$y = 0,6794x + 1,9826$	0,58
2	9	6	$y = 4,5549e^{0,0637x}$	0,70
			$y = 0,7698x + 0,7010$	0,84
3	47	7	$y = 4,8830e^{0,0542x}$	0,64
			$y = 0,6885x + 1,3219$	0,66
4	26	8	$y = 5,1717e^{0,0501x}$	1,31
			$y = 0,6721x + 1,5393$	1,26
5	50	9	$y = 4,2953e^{0,066x}$	0,95
			$y = 0,8912x - 1,2385$	1,54
6	54	10	$y = 3,3692e^{0,0852x}$	2,62
			$y = 1,0771x - 3,5951$	2,65

Дослідження показали (> 1000 чисельних експериментів), що при відхиленні значень температури поверхні моря від кліматичних значень температури води (T_{clim}) в Чорному морі на $\pm 2^\circ\text{C}$ переважає лінійна залежність між значеннями температури води на сусідніх горизонтах [107, 108].

Таким чином, якщо значення температури поверхні моря (T_0) потрапляє в інтервал $[T_{clim} - 2 < T_0 < T_{clim} + 2]$, то вертикальний розподіл температури води розраховується за рівняннями експоненціальної регресії

(2.8), якщо не входить в цей інтервал, то за рівняннями лінійної регресії (2.9).

Для наведеного вище прикладу інтервали для розрахунків та переважачий вид статистичної залежності представлені в таблиці 2.9.

З таблиці 2.9 видно, що на станціях 1 та 4, розрахунки вертикального розподілу температури води треба проводити за рівняннями лінійної регресії, а на станціях 2, 3, 5 та 6 за рівняннями експоненціальної регресії.

Таблиця 2.9 – Інтервали для визначення переважачого виду статистичної залежності

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	T_0 (супутник)	T_{clim}	Інтервал	Статистична залежність
1	12	5	19,336	15,74	[13,74 – 17,74]	Лінійна
2	9	6	21,250	21,04	[19,04 – 23,04]	Експоненціальна
3	47	7	24,310	24,63	[22,63 – 26,63]	Експоненціальна
4	26	8	28,427	26,30	[24,30 – 28,30]	Лінійна
5	50	9	23,755	23,09	[21,09 – 25,09]	Експоненціальна
6	54	10	20,090	19,96	[17,96 – 21,96]	Експоненціальна

Зважаючи на значення критерію ($\pm\Delta T$) та інтервалів (табл. 2.9), вертикальний розподіл температури води на станціях 1 та 4 розраховується за рівняннями лінійної регресії, а на станціях 2, 3, 5 та 6 – за рівняннями експоненціальної регресії. Це підтверджується й підвищеною точністю розрахунків за цими рівняннями (рис. 2.11, табл. 2.8).

2.4.4 Розрахунок вертикального розподілу полів температури води за супутниковими даними на прикладі Чорного моря

Розрахунки вертикального розподілу температури води в Чорному морі на основі супутникової інформації за розробленою методикою проводилися у шарі 0 – 50 метрів для періоду травень – жовтень 2017 року. Розрахунки проводилися тільки на тих станціях, на яких фактичні дані температури води контактних вимірювань синхронізувалися за датою із супутниковими даними температури поверхні моря.

Оцінку точності розрахунків вертикального розподілу температури води характеризували абсолютні та відносні помилки результату розрахунків. Оцінка якості та ефективності результатів розрахунків проводилася методами:

- порівняння значень абсолютних помилок результатів розрахунків температури води за розробленою методикою на кожному стандартному горизонті із середньоквадратичним відхиленням температури води на цьому ж горизонті на основі багаторічних даних температури води [75];

- порівняння відносних помилок результатів розрахунків за розробленою методикою та за кліматичними даними температури води [23].

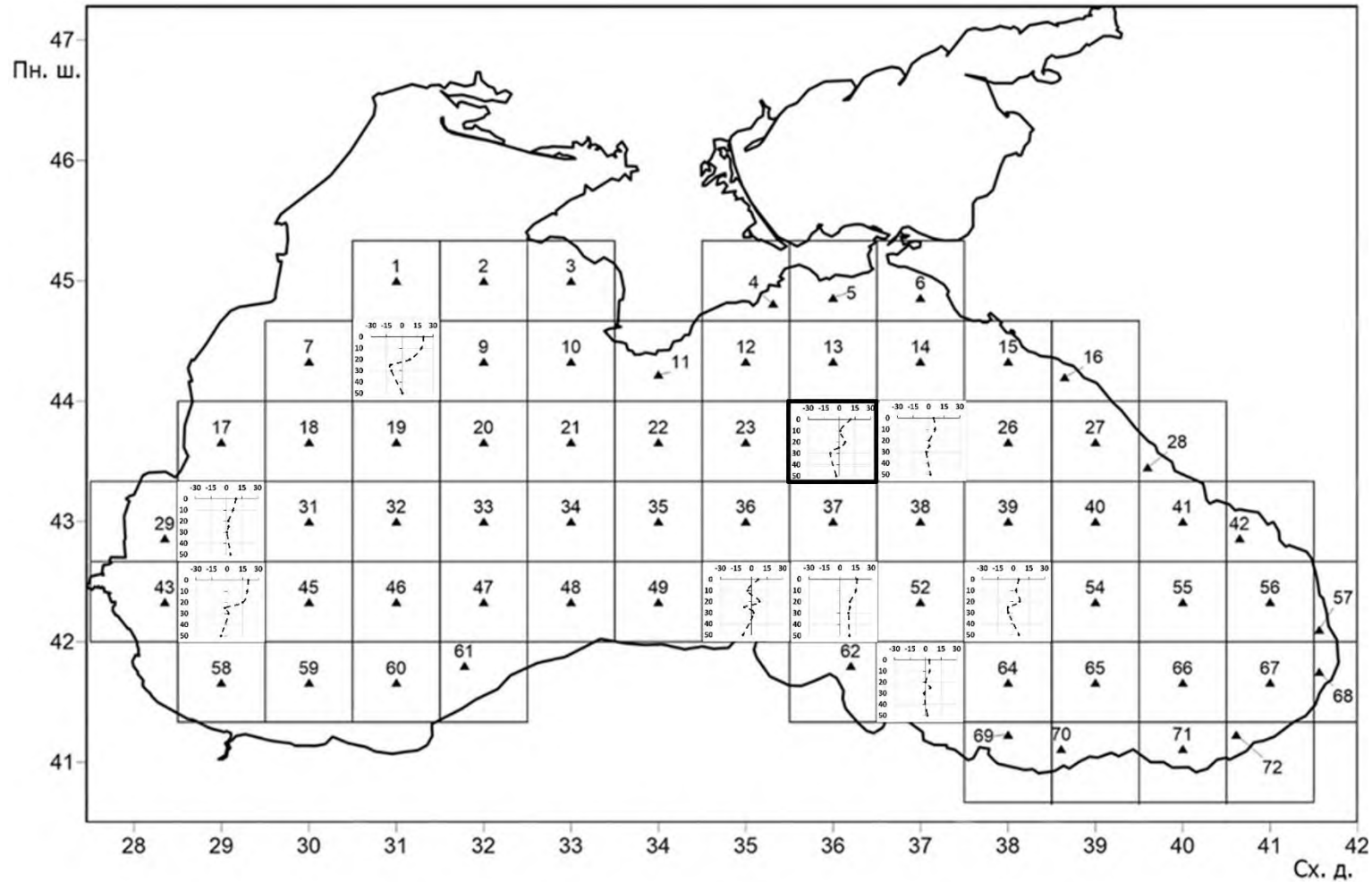
Чисельні значення критеріїв оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу температури води за розробленою методикою та за кліматичними даними температури води наведені у таблиці Б.1 (див. Додаток Б).

За результатами проведених розрахунків вертикального розподілу температури води за розробленою методикою по супутникових даних в період травень – жовтень 2017 року (табл. Б.1 (див. Додаток Б)) можна побачити, що абсолютні помилки розрахунків, які менше за СКВ, складають 92 % від загального числа розрахунків на горизонтах, яке дорівнювало 558. Відносні помилки розрахунків температури води за розробленою методикою, які перевищили відмітку 10% склали близько 33% від загального числа розрахунків з максимумом відносної помилки 42% у квадраті 21 в жовтні 2017 року. Для порівняння, абсолютні помилки за кліматичними даними температури води [23], які менше за СКВ, склали 75% від загального числа розрахунків на горизонтах, а відносні помилки, які перевищили 10% склали близько 43% від загального числа розрахунків з максимумом 107% у квадраті 46 в серпні 2017 року. Великі абсолютні

помилки розрахунків температури води за розробленою методикою (максимум $\approx 5^{\circ}\text{C}$ у квадраті 50 на горизонті 20 м у вересні 2017), які на деяких горизонтах в різній мірі навіть трохи (максимум на $\approx 1^{\circ}\text{C}$ у квадраті 12 на горизонті 20 метрів у вересні 2017) перевищує середньоквадратичне відхилення (кількість перевищень становило 8% від загального числа розрахунків на горизонтах) спостерігається у випадках коли на основі контактних даних температури води робиться висновок про відсутність в деяких ділянках моря чіткої вертикальної стратифікації температури води, тобто спостерігаються 10- и, 20-и та 25-и метрові ізотермічні шари.

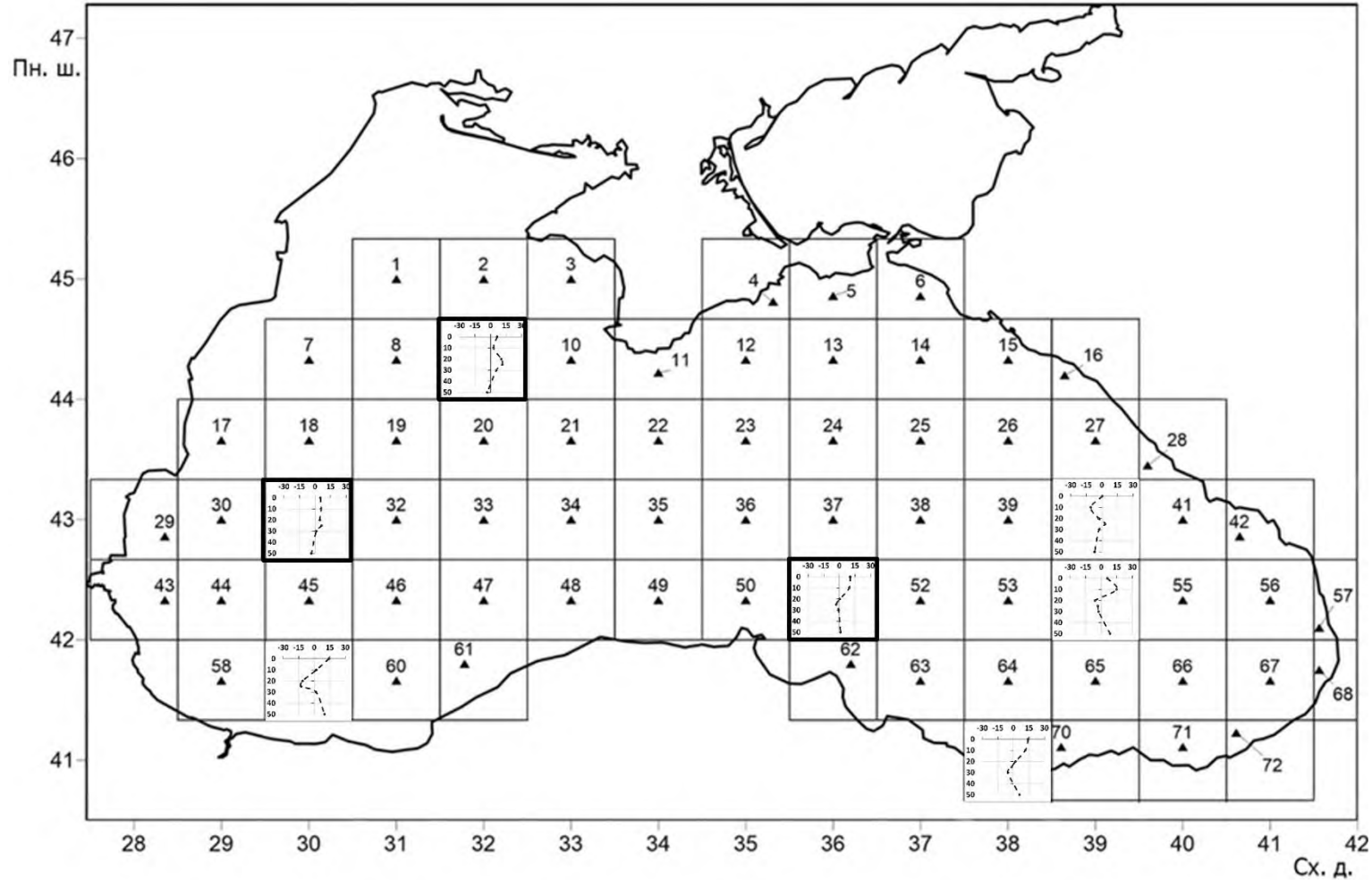
На рисунках 2.12 – 2.17 приведені графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за розробленою методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у періоді травень – жовтень 2017 року. Позитивні значення на графіках означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними. Квадрати, у яких було більше однієї станції, на яких проводилися розрахунки температури води виділені товстими лініями. Графіки, наведені у виділених квадратах, побудовані на основі усереднених значень відносних помилок розрахунків температури води за розробленою методикою та за кліматичними даними, де середні арифметичні значення розраховувались на кожному горизонті.

Порівняння відносних помилок результатів розрахунків вертикального розподілу температури води за розробленою методикою по супутникових даних та за кліматичними даними температури води в період травень – жовтень 2017 року (рис. 2.12 – 2.17) показало, що точність і ефективність розрахунків за розробленою методикою вище приблизно у 2 рази ніж за кліматичними даними температури води та перевага склала у 66% розрахунків, що на 34% вище точності ніж за кліматичними даними.



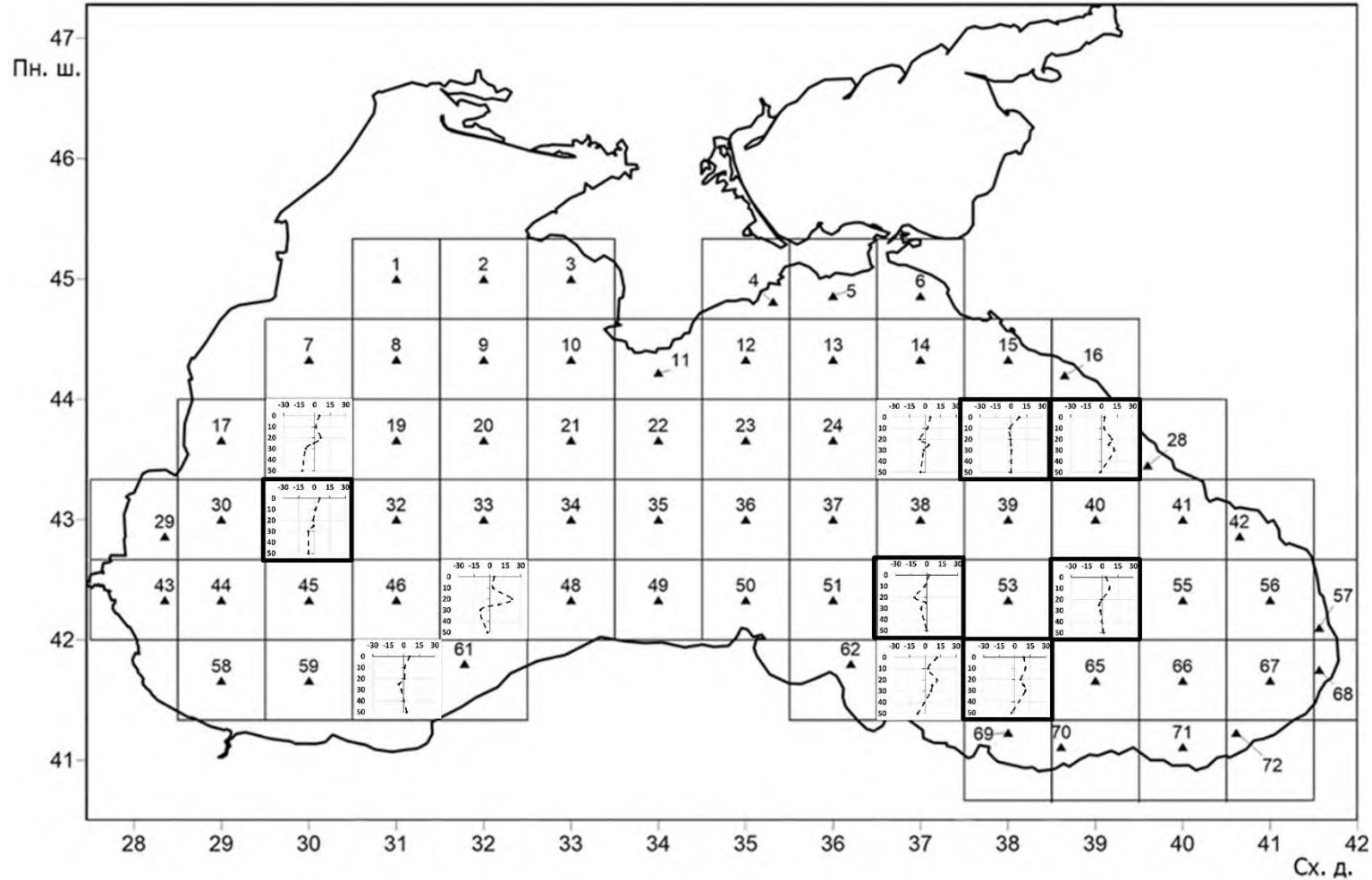
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.12 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у травні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



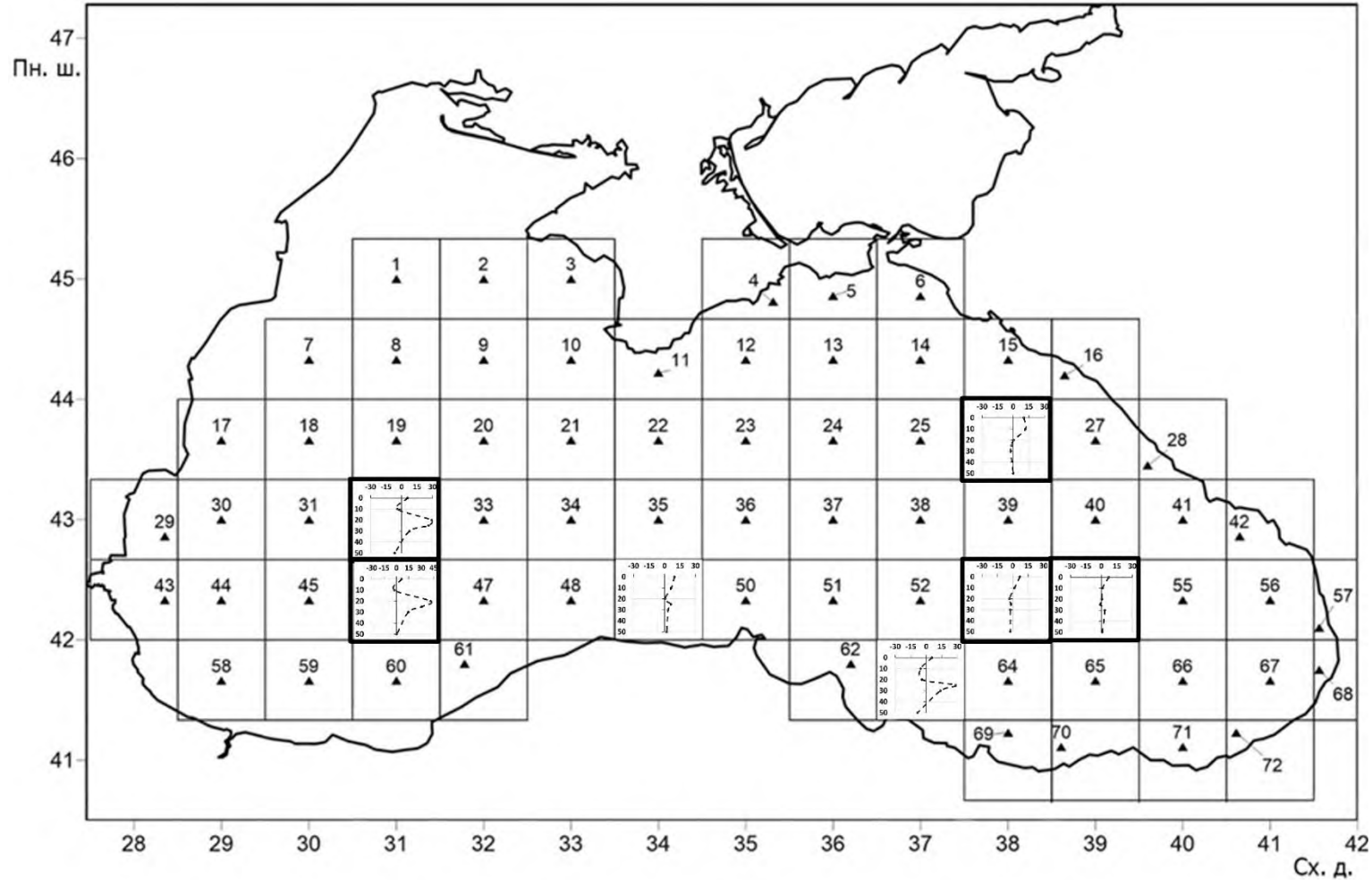
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.13 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у червні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



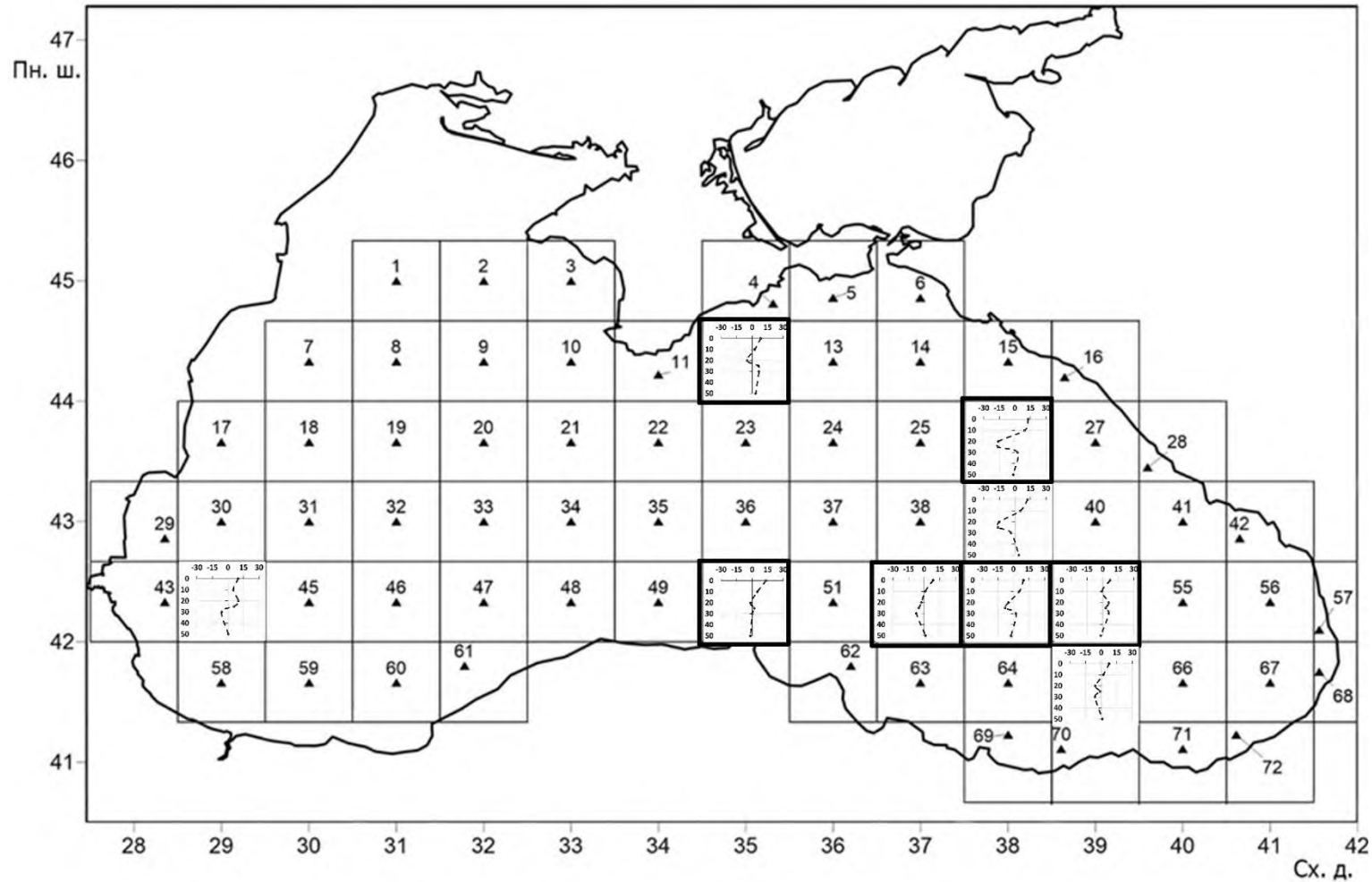
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.14 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у липні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



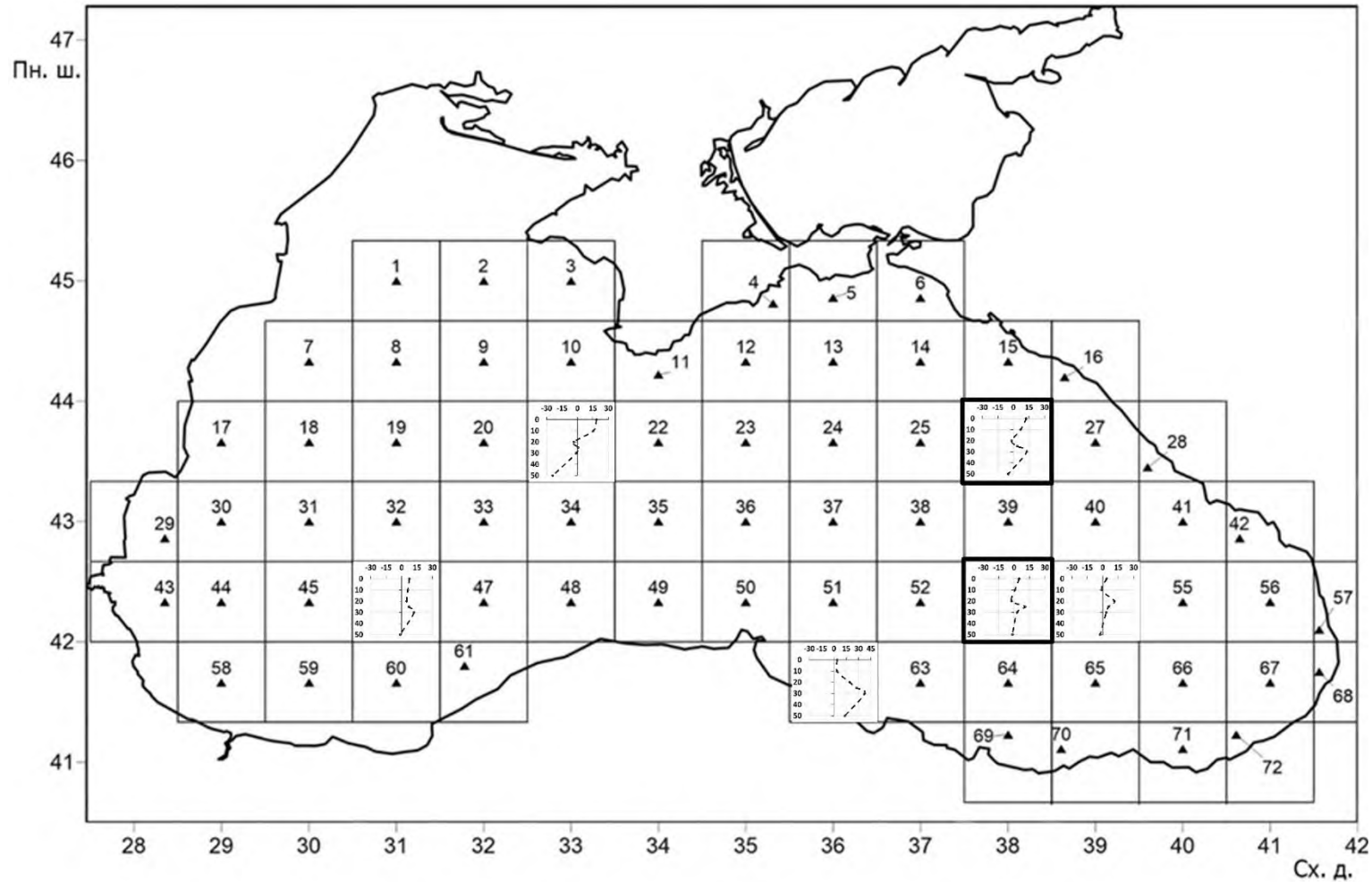
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.15 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у серпні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.16 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у вересні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.17 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків температури води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у жовтні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)

Окремо по кожному місяцю точність і ефективність розрахунків за розробленою методикою вище:

- в травні (рис. 2.12) – у 2,9 рази та перевага склала у 74% розрахунків, що на 48% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в червні (рис. 2.13) – у 1,8 рази та перевага склала у 64% розрахунків, що на 29% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в липні (рис. 2.14) – у 1,4 рази та перевага склала у 58% розрахунків, що на 15% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в серпні (рис. 2.15) – у 2,2 рази та перевага склала у 69% розрахунків, що на 38% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в вересні (рис. 2.16) – у 1,6 рази та перевага склала у 61% розрахунків, що на 22% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в жовтні (рис. 2.17) – у 2,6 рази та перевага склала у 72% розрахунків, що на 44% вище точності ніж за кліматичними даними.

Таким чином, виходячи з вищевикладеного, можна констатувати, що точність розрахунків вертикального розподілу температури води за розробленою методикою по супутникових даних у глибоководній частині Чорного моря в шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень доволі висока. Розроблена методика ефективна та надійна.

Локальний розрахунок вертикального розподілу температури води в Чорному морі за супутниковими даними в шарі 0 – 50 метрів, на декількох станціях, можна легко провести, застосовуючи вищеописані рівняння. Але якщо розраховувати по усій акваторії Чорного моря, то цей процес дуже трудомісткий.

Тому Сриберком А.В. розроблено програмний модуль (далі – Програмний модуль (T_P)) автоматичного використання супутникової інформації для розрахунків вертикального розподілу полів температури води в Чорному морі. Програмний модуль (T_P) включає 864 рівняння експоненціальних й лінійних регресій для розрахунків вертикального розподілу температури води в усіх умовних квадратах (рис. 2.6) у Чорному морі та місяцях в період травень – жовтень; рівняння лінійної регресії, для розрахунків поправок на температуру на стандартних горизонтах (10, 20, 25, 50 метрів) та інтервали для визначення типу розрахунків за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії [107, 108].

Таким чином, Програмний модуль (T_P) автоматично визначає, де і за якими рівняннями розраховувати вертикальний розподіл температури води в Чорному морі і, відповідно, поправки на температуру води.

Вихідними даними для розрахунків є тільки щоденні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS).

Для візуалізації результатів розрахунків Програмного модулю (T_P) побудуємо карти просторового розподілу температури води на стандартних горизонтах, зональний (по широті 44° пн.ш) та меридіональний (по довготі 36° сх.д.) розрізи для 30.05.2017р., 27.06.2017р. та 10.09.2017р., відповідно.

Просторовий розподіл температури поверхні моря за супутниковими даними зображений на рисунку 2.18.

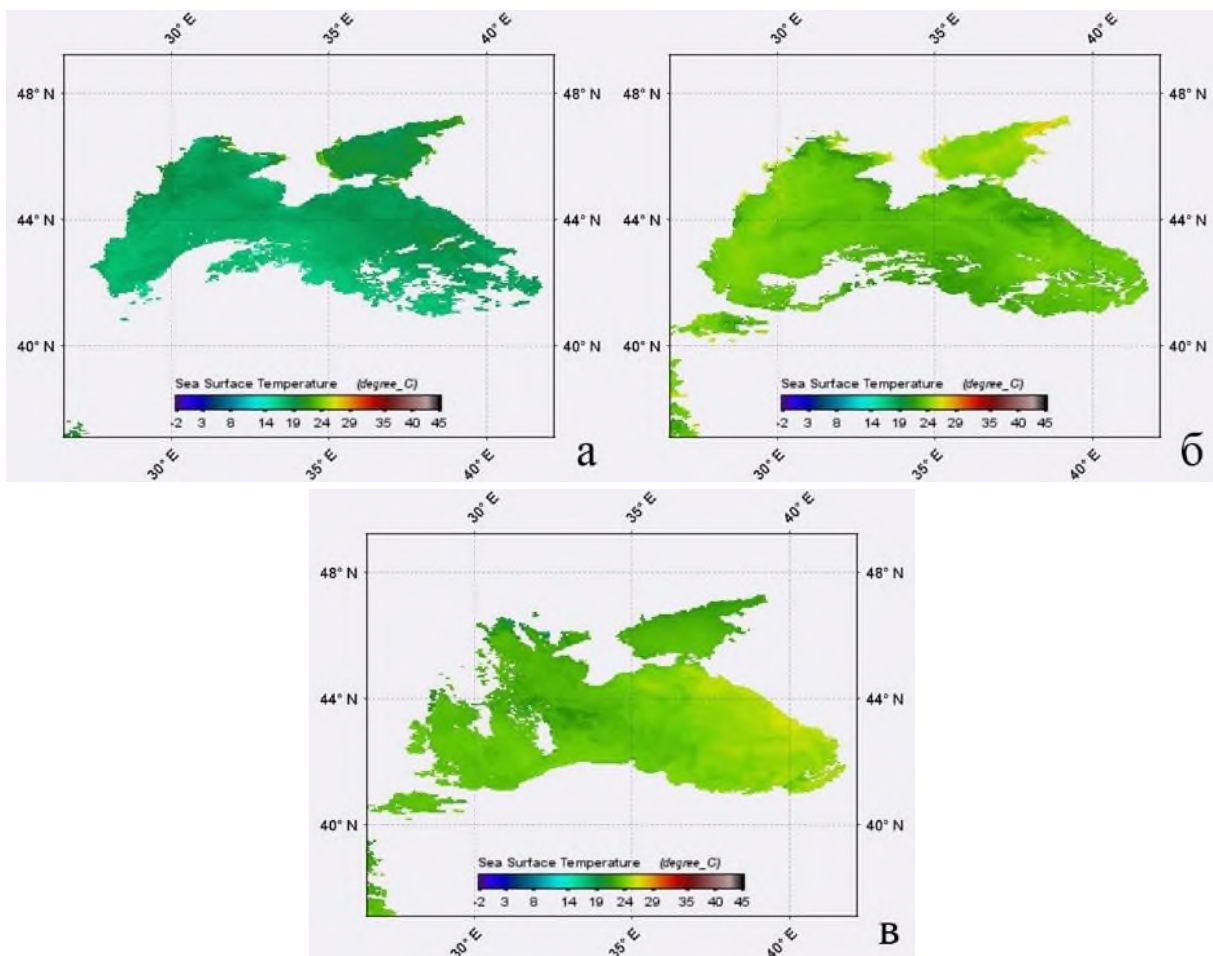


Рисунок 2.18 – Просторовий розподіл температури поверхні Чорного моря за супутниковими даними для 30.05.2017р. (а), 27.06.2017р. (б) і 10.09.2017р. (в)

Карти просторового розподілу температури поверхні Чорного моря за супутниковими даними (рис. 2.18), побудовані за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення NASA – SeaDAS [98].

Білі ділянки на рисунку 2.18 характеризують відсутність супутникових даних, наприклад, через високу хмарність у момент вимірювань. Температурна шкала відповідає оригінальній шкалі для цих вимірювань [94].

Результати розрахунків вертикального розподілу температури води за супутниковими даними на стандартних горизонтах в Чорному морі 30.05.2017г. представлені на рисунку 2.19.

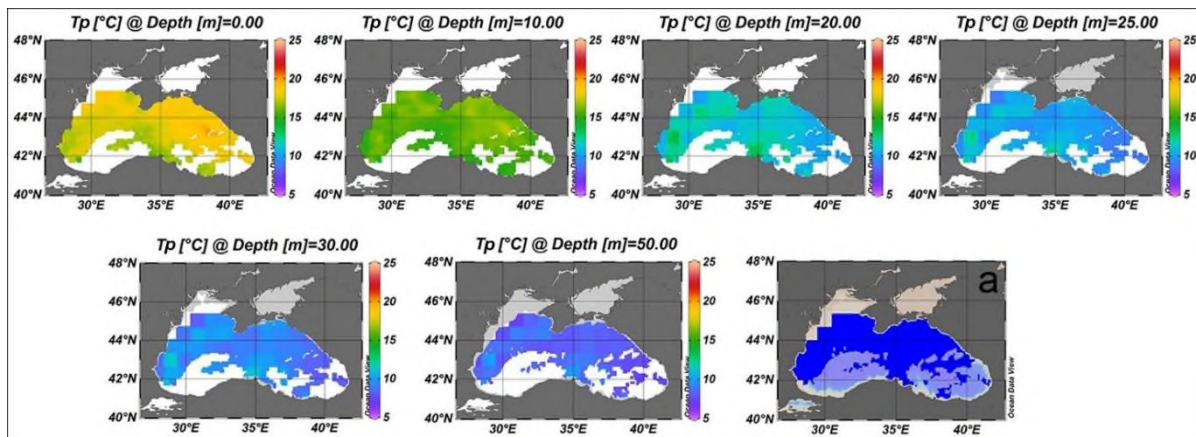


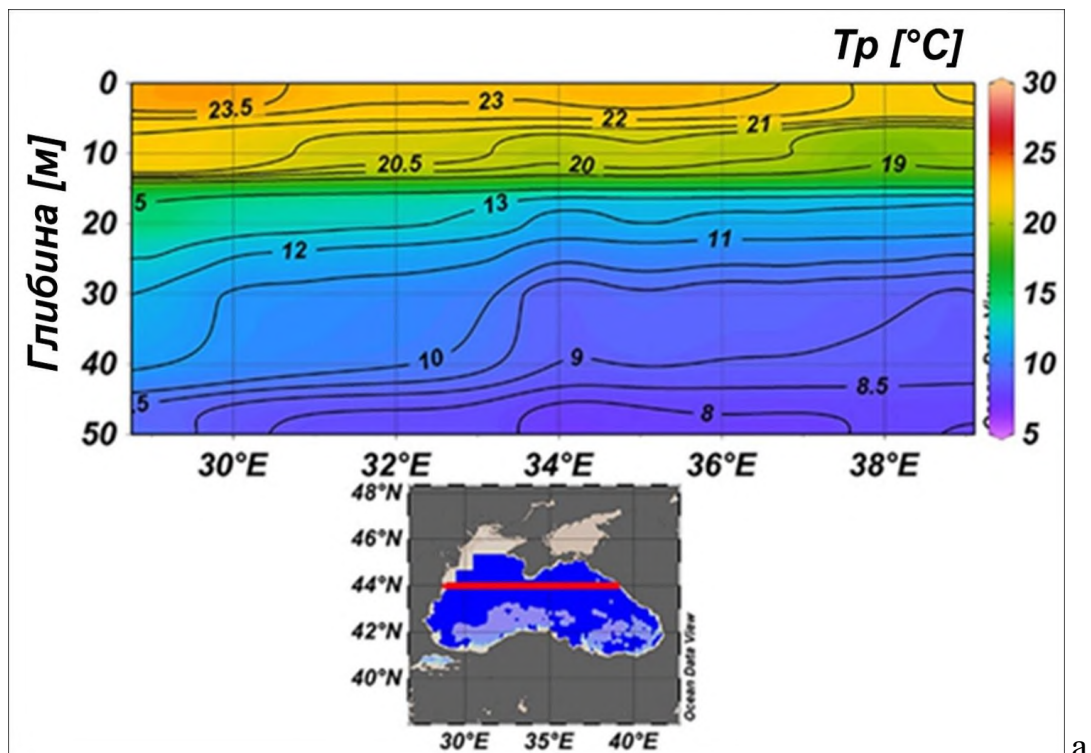
Рисунок 2.19 – Карти просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах в Чорному морі 30.05.2017р. Карта **a** – карта розподілу супутникових даних для розрахунків (темно-синій колір)

Результати розрахунків зонального (по широті 44° пн.ш.) та меридіонального (по довготі 36° сх.д.) розрізів в Чорному морі для 27.06.2017р. й 10.09.2017р., відповідно, представлені на рисунку 2.20.

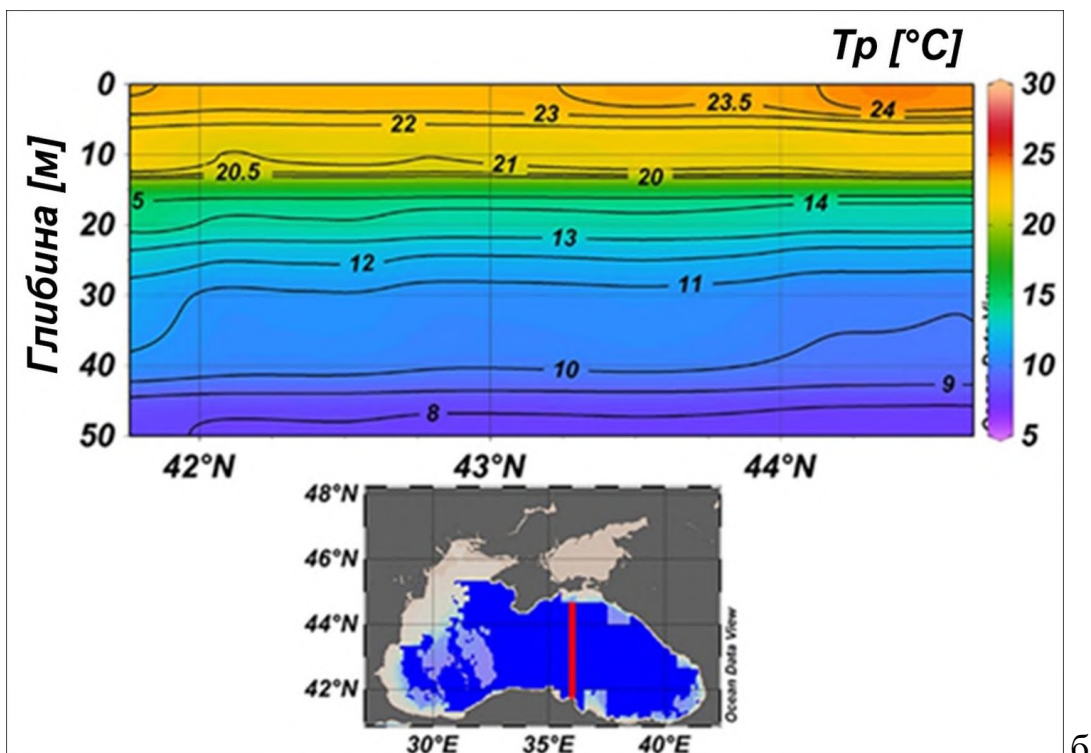
Рисунки 2.19 та 2.20 побудовані за допомогою комп'ютерної програми ODV (Ocean Data View) [77].

Традиційно, критерієм виділення холодного проміжного шару (ХПШ) є ізотерма 8°C [18] на тій підставі, що існують райони Чорного моря (південно-східна частина), де поверхнева температура на опускається нижче даної температури. Таким чином, за критерієм 8°C , на рисунку 2.20 (а) можемо побачити, що у червні 2017 року верхня межа ХПШ спостерігається на глибині приблизно 45 метрів, починаючи з 33° сх.д, та простягається у східному напрямку приблизно до $37,5^\circ$ сх.д. У західному напрямку від 33° сх.д., спостерігається більш прогрітий 50-метровий шар, і чим більше на захід, тим температура більш підвищується. Швидше за все, прогрів цього шару відбувається під впливом більш прогрітих вод північно-західного шельфу Чорного моря. У вересні, згідно з рисунком 2.20 (б), верхня межа

ХПШ спостерігається вздовж усього меридіонального розрізу по довготі 36°сх.д.



а



б

Рисунок 2.20 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) на зональному, по широті 44° пн.ш. (а) та меридіональному, по довготі 36° сх.д. (б) розрізах в Чорному морі для 27.06.2017р. та 10.09.2017р., відповідно. На картах зображено розташування розрізів в Чорному морі

2.5 Методика розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку на прикладі Чорного моря

Верхній 50-ти метровий шар в Чорному морі відрізняється високою сезонною мінливістю температури води [38]. Найбільший вплив на швидкість звуку, в цьому шарі, здійснює зміна температури морської води й тому ми можемо уявити залежність швидкості звуку як функцію температури: $C = f(T)$.

Для апроксимації кривої $C(z)$, були визначені кореляційні зв'язки між температурою води й швидкістю звуку та побудовані рівняння регресії.

Визначення залежностей, для побудови статистичних рівнянь, між значеннями температури води, глибини та швидкістю звуку в Чорному морі проводилися для глибоководної частини моря на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) в період весна – осінь. Цей район досліджень представлений найбільшою кількістю вимірювань й входить в зону Основної Чорноморської течії [8, 10].

2.5.1 Методи для розробки методики розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку

Розрахунки вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за супутниковими даними складається з двох етапів [159]:

Перший етап. Розрахунок вертикального розподілу температури води в Чорному морі на стандартних горизонтах (0, 10, 20, 25, 30, 50 метрів) за супутниковими даними (п. 2.4) [107, 108].

Другий етап. Розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за побудованими рівняннями регресії [8, 10].

Швидкість звуку розраховувалася за рівнянням ЮНЕСКО [37, 160]

$$C(S, T, P) = C_w(T, P) + A(T, P)S + B(T, P)S^{3/2} + D(T, P)S^2, \quad (2.25)$$

де C – швидкість звуку;

C_w, A, B, D – коефіцієнти рівняння;

S – солоність води;

T – температура води;

P – гідростатичний тиск.

Коефіцієнти C_w , A , B , D розраховуються за окремими рівняннями [160]:

$$C_w(T, P) = 1402,388 + 5,03711T - 5,80852 \times 10^{-2}T^2 + 3,3420 \times 10^{-4} \times T^3 - 1,478 \times 10^{-6}T^4 + 3,1464 \times 10^{-9}T^5 + (0,153563 + 6,8982 \times 10^{-4}T - 8,1788 \times 10^{-6}T^2 + 1,3621 \times 10^{-7}T^3 - 6,1185 \times 10^{-10}T^4) \times P + (3,126 \times 10^{-5} - 1,7107 \times 10^{-6}T + 2,5974 \times 10^{-8}T^2 - 2,5335 \times 10^{-10}T^3 + 1,0405 \times 10^{-12}T^4) \times P^2 + ((-9,7729 \times 10^{-9}) + 3,8504 \times 10^{-10}T - 2,3643 \times 10^{-12} \times T^2) \times P^3, \quad (2.26)$$

$$A(T, P) = 1,389 - 1,262 \times 10^{-2}T + 7,164 \times 10^{-5}T^2 + 2,006 \times 10^{-6}T^3 - 3,21 \times 10^{-8}T^4 + (9,4742 \times 10^{-5} - 1,258 \times 10^{-5}T - 6,4885 \times 10^{-8}T^2 + 1,0507 \times 10^{-8}T^3 - 2,0122 \times 10^{-10}T^4) \times P + ((-3,9064 \times 10^{-7}) + 9,1041 \times 10^{-9}T - 1,6002 \times 10^{-10}T^2 + 7,988 \times 10^{-12}T^3) \times P^2 + (1,1 \times 10^{-10} + 6,649 \times 10^{-12}T - 3,389 \times 10^{-13} \times T^2) \times P^3, \quad (2.27)$$

$$B(T, P) = (-1,922 \times 10^{-2}) - 4,42 \times 10^{-5}T + (7,3637 \times 10^{-5} + 1,7945 \times 10^{-7}T) \times P, \quad (2.28)$$

$$D(T, P) = 1,727 \times 10^{-3} - 7,9836 \times 10^{-6}P. \quad (2.29)$$

Рівняння (2.25) дозволяє розраховувати швидкість звуку залежно від температури, солоності та гідростатичного тиску із стандартною помилкою $0,19 \text{ м с}^{-1}$. Рівняння можна застосовувати для таких діапазонів мінливості його змінних: $0^\circ\text{C} < T < 40^\circ\text{C}$, $0 \text{ дБар} < P < 10000 \text{ дБар}$ ($1 \text{ дБар} = 10^{-2} \text{ МПа}$), $0\text{‰} < S < 40\text{‰}$.

Через великий обсяг даних акваторія Чорного моря була поділена на 3 частини (рис. 2.21):

1. Західна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $27,460^\circ\text{сх.д.}$ до $32,500^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $41,090^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$
2. Центральна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $32,500^\circ\text{сх.д.}$ до $36,500^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $41,250^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$
3. Східна частина Чорного моря з координатами: по довготі від $36,500^\circ\text{сх.д.}$ до $41,765^\circ\text{сх.д.}$, по широті – від $40,930^\circ\text{пн.ш.}$ до $45,000^\circ\text{пн.ш.}$



Рисунок 2.21 – Карта частин Чорного моря, для яких виконувались дослідження

Визначення кореляційних зв'язків між значеннями температури води, глибини та швидкістю звуку, яка розрахована за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) в Чорному морі, та побудова рівнянь лінійної регресії проводилися окремо для кожної частини Чорного моря.

Розрахунок вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі на стандартних горизонтах проводився за побудованими рівняннями множинної регресії, які мають вигляд [10]

$$C = aT + bz + d, \quad (2.30)$$

де a , b , d – коефіцієнти рівняння множинної регресії;

C – швидкість звуку (м с^{-1});

T – розраховане значення температури води за методикою (п. 2.4) ($^{\circ}\text{C}$);

z – глибина моря (м).

Для більш коректного проведення оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку на основі супутникової інформації рівняння (2.30) було перетворено у типове рівняння для розрахунків швидкості звуку виду:

$$C = C_0 + aT + bz + d, \quad (2.31)$$

де C – швидкість звуку (м с^{-1});

C_0 – швидкість звуку при $T, S, z = 0$ та дорівнює $C_0 = 1402,388(\text{м с}^{-1})$;

a, b, d – коефіцієнти рівняння множинної регресії;

T – розраховане значення температури води за методикою (п. 2.4) ($^{\circ}\text{C}$);

z – глибина моря (м).

Оцінка точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку проводилася на основі значень, які представляють собою відхилення значень швидкості звуку від $1402,388 \text{ м с}^{-1}$, тобто без урахування першого члена рівняння (2.31) C_0 .

2.5.2 Розробка методики розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку

Результати розрахунків показали досить високий кореляційний зв'язок між температурою води, глибиною та швидкістю звуку в усіх частинах Чорного моря в період весна – осінь. Множинні коефіцієнти кореляції (R) дорівнювали 0,99 та перевищували критичне значення $R(\alpha)$ (табл. 2.10).

Таблиця 2.10 – Побудовані рівняння множинної регресії, статистичні характеристики та критерії оцінки їх значущості та надійності при критичних значеннях $r(0,95)$ й $F_{0,95} = 3$

Частини Чорного моря	R	$R(0,95)$	$F_{\text{розрах.}}$	Рівняння регресії
Західна	0,99	0,01	1314264	$y = 3,295x - 0,028z + 1435,904$
Центральна	0,99	0,02	2558485	$y = 3,240x - 0,011z + 1437,650$
Східна	0,99	0,01	2830613	$y = 3,185x - 0,003z + 1437,896$

Розрахункові значення $F_{\text{розрах.}}$ були в межах $1,3 \times 10^6 - 2,8 \times 10^6$ та перевищували критичне значення $F_{0,95} = 3$. Це свідчить про те, що усі побудовані рівняння регресії ефективні, надійні та значимі.

Для візуалізації, розрахунки вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за рівняннями регресії проводився по 6-ти гідрологічних розрізах (по 1 розрізу для кожного місяця) виконаних в 2018 році. Станції вибиралися так, щоб розрізи були розподілені по всіх частинах глибоководної акваторії Чорного моря (рис. 2.22).

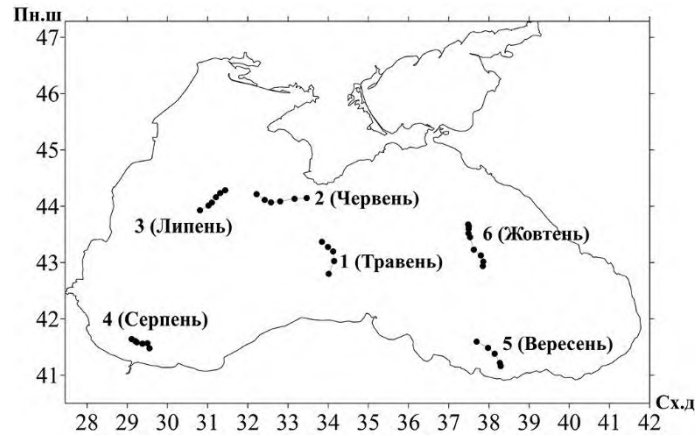


Рисунок 2.22 – Схема розташування гідрологічних розрізів, використаних для аналізу та розрахунку вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі в 2018 році. Позначення на карті означають номер розрізу та місяць року

Результати розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) та за рівняннями регресії (табл. 2.10) представлені на (рис. 2.23). Рисунок 2.23 побудований за допомогою комп'ютерної програми ODV (Ocean Data View) [77].

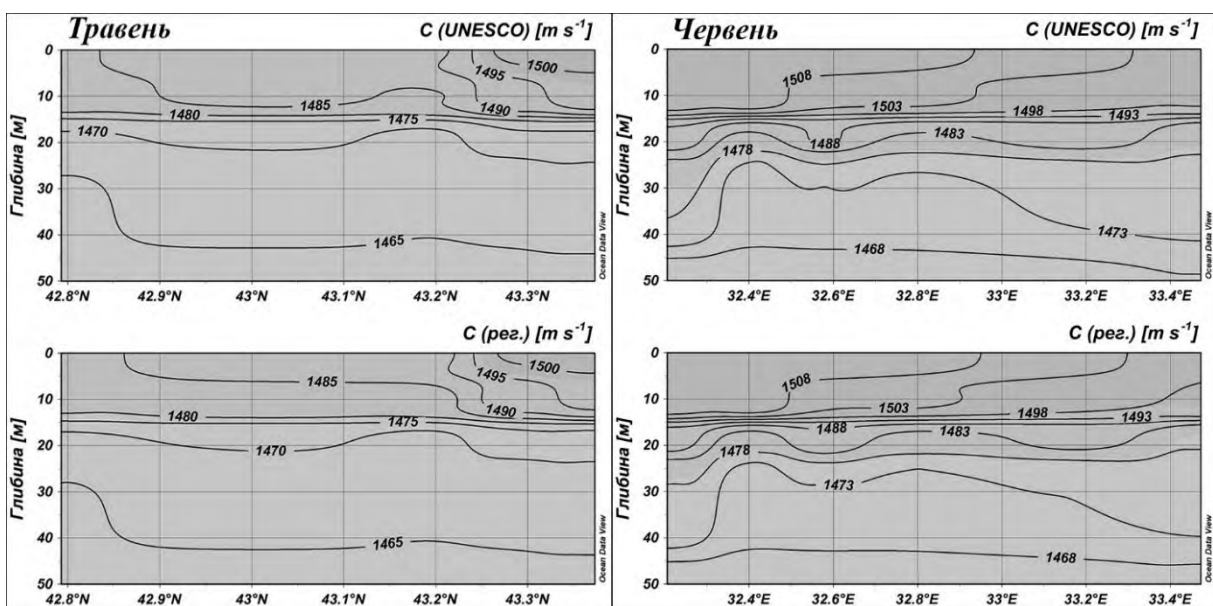
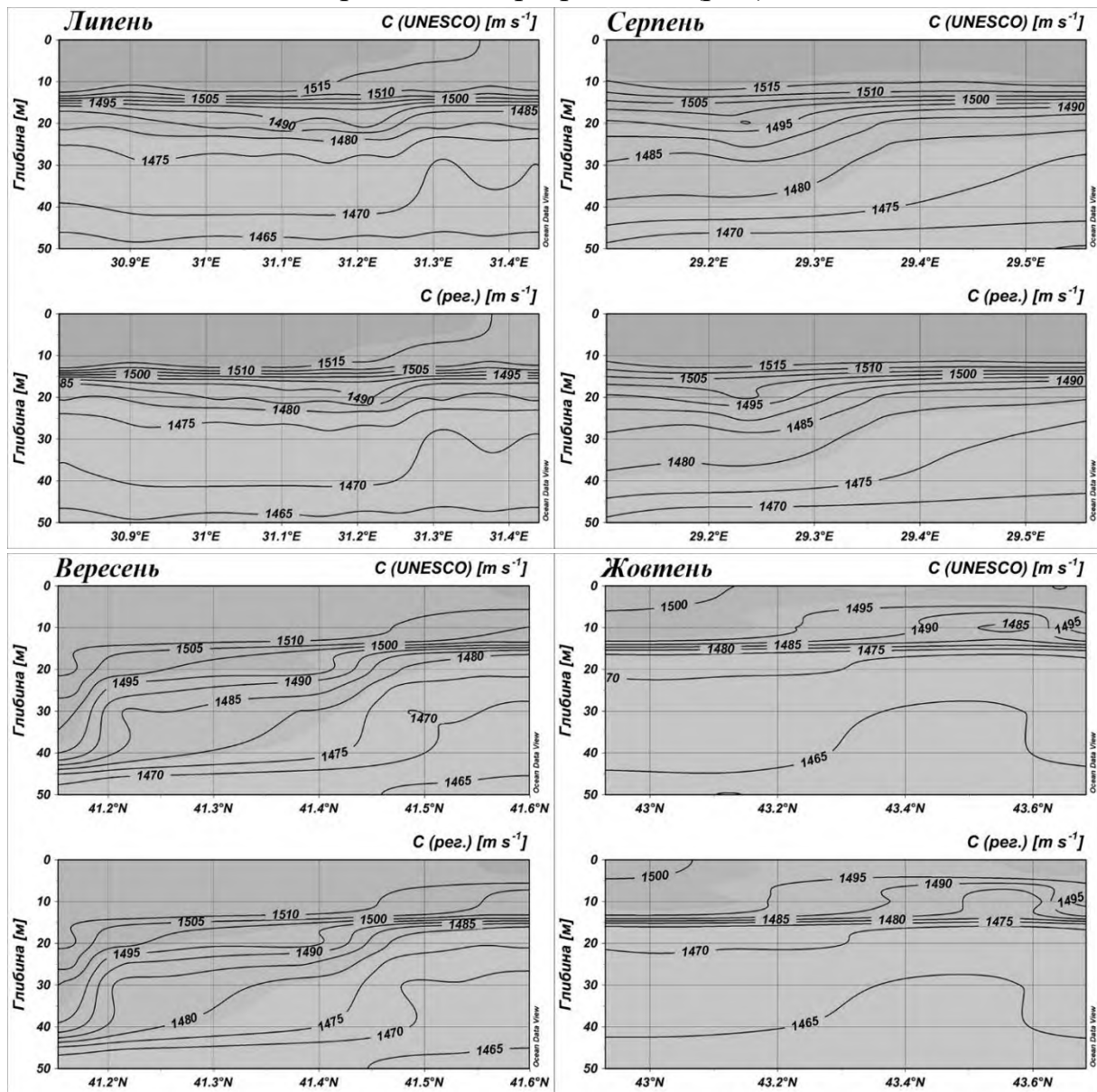


Рисунок 2.23 – Вертикальний розподіл швидкості звуку на розрізах (рис. 2.22), розрахований за рівнянням ЮНЕСКО – С (UNESCO) та рівняннями регресії – С (рег.)



Продовження рисунку 2.23

З рисунку 2.23 видно, що ізолінії вертикального розподілу швидкості звуку, розрахованого за рівняннями регресії та за рівняннями ЮНЕСКО практично когерентні.

Відзначимо, що на основі побудованих рівнянь регресії (табл. 2.10) можна прогнозувати вертикальний розподіл швидкості звуку на стандартних горизонтах до глибини 50 метрів по усій глибоководній акваторії Чорного моря в період весна – осінь, підставляючи в рівняння регресії прогностичні (змодельовані) значення температури води.

2.5.3 Розрахунки вертикального розподілу полів швидкості звуку за супутниковими даними на прикладі Чорного моря

Побудовані рівняння регресії (табл. 2.10) є основою для розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за супутниковими даними.

Для візуалізації результатів розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за супутниковими даними наведемо вище описаний приклад (п. 2.4.2), де в рівняння регресії (табл. 2.10) замість x , підставимо розраховані значення вертикального розподілу температури води на шести станціях за рівняннями регресії (табл. 2.4), з урахуванням введення поправок на температуру (табл. 2.6, рівняння 2.24) та критерію ($\pm\Delta T$), тобто з урахуванням переважаючого виду кореляційного зв'язку між значеннями температури води (табл. 2.9).

Результати розрахунків значень швидкості звуку, розрахованих за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) та рівняннями регресії (табл. 2.10) на основі супутникових даних представлені на (рис. 2.24).

З рисунку 2.24 видно, що різниця між розрахованими значеннями швидкості звуку за рівняннями регресії та значеннями швидкості звуку, розрахованими за рівнянням ЮНЕСКО досить мала. Їх вертикальні профілі практично співпадають.

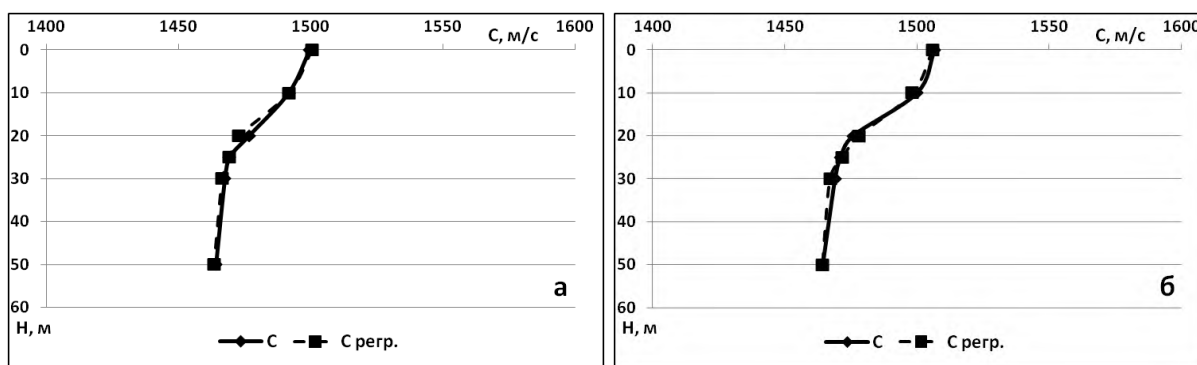
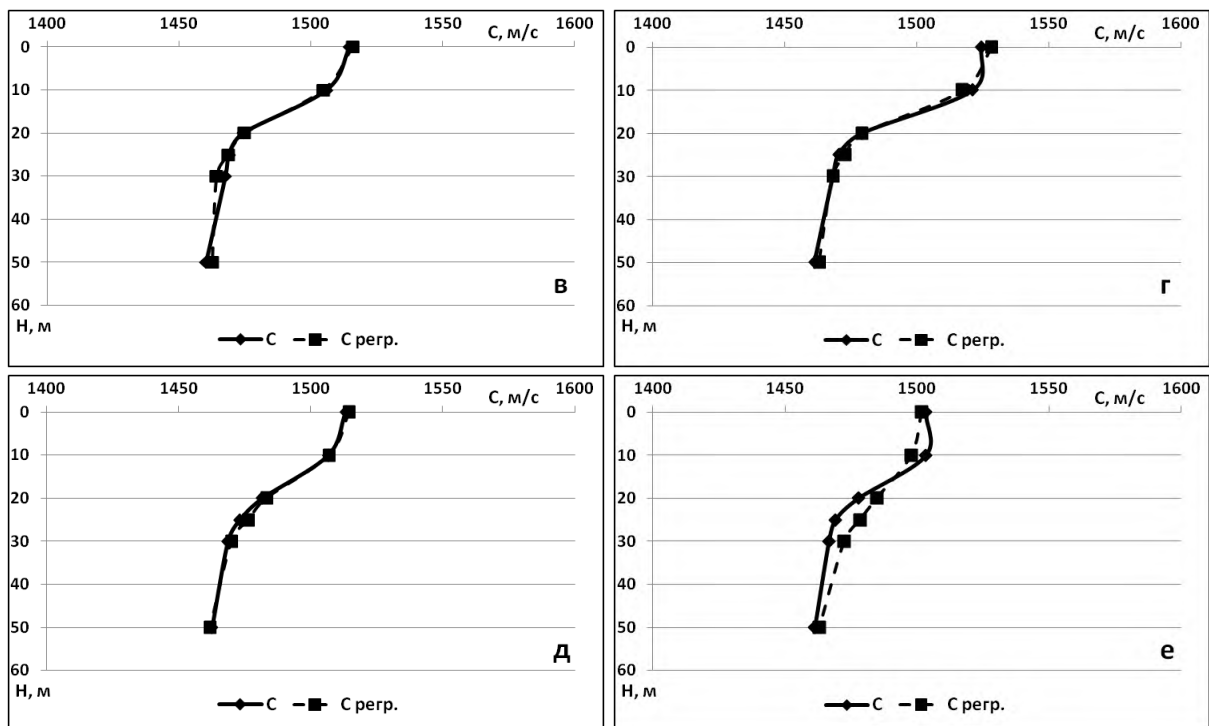


Рисунок 2.24 – Графіки вертикального розподілу швидкості звуку на станціях 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д) та 6 (е), які побудовані по значенням, розрахованих за рівнянням ЮНЕСКО (C) та за рівняннями регресії ($C_{\text{регр.}}$) (табл. 2.10)



Продовження рисунку 2.24

При порівнянні результатів розрахунків температури води на основі супутникової інформації (рис. 2.11) та швидкості звуку ($C_{\text{перр.}}$) (рис.2.20), видно, що ці характеристики повністю когерентні.

Для проведення оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку на основі супутникової інформації перетворимо рівняння регресії (табл. 2.10) у рівняння типу (2.31). Перетворені рівняння наведені у таблиці 2.11.

Таблиця 2.11 – Перетворені рівняння множинної регресії для Чорного моря в період весна – осінь

Частини Чорного моря	Рівняння регресії
Західна	$y = C_0 + 3,295x - 0,028z + 33,516$
Центральна	$y = C_0 + 3,240x - 0,011z + 35,262$
Східна	$y = C_0 + 3,185x - 0,003z + 35,508$

Оцінка точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку (рис. 2.24) по супутниковим даним температури поверхні моря проводилася на основі значень без урахування першого члену рівнянь

регресії $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (табл. 2.11). Критерії оцінки приведені в таблиці 2.12.

Як видно із таблиці 2.12, всі значення критерію точності та ефективності розрахунків менше за СКВ, що свідчить про надійність та ефективність розробленої методики розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за супутниковими даними температури поверхні моря.

Таблиця 2.12 – Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку на основі супутникової інформації

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Глибина, м	Абсолютна помилка, м с^{-1}	СКВ, м с^{-1}	Відносна помилка, %
1	12	5	0	0,701	7,26	0,72
			10	0,073	5,73	0,08
			20	3,740	5,75	5,04
			25	0,081	5,22	0,12
			30	0,954	5,02	1,47
			50	0,705	4,49	1,14
2	9	6	0	0,618	8,57	0,59
			10	1,690	8,64	1,73
			20	2,262	7,21	3,08
			25	0,809	7,39	1,18
			30	1,805	7,28	2,71
			50	0,052	4,10	0,08
3	47	7	0	1,289	5,85	1,15
			10	1,299	11,01	1,25
			20	0,330	6,53	0,46
			25	0,237	6,83	0,36
			30	3,418	6,33	5,23
			50	2,161	2,49	3,72
4	26	8	0	3,311	3,80	2,70
			10	4,038	11,38	3,40
			20	0,041	9,73	0,05
			25	2,573	5,52	3,79
			30	0,101	4,47	0,15
			50	1,709	2,55	2,90

Продовження таблиці 2.12

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Глибина, м	Абсолютна помилка, м с ⁻¹	СКВ, м с ⁻¹	Відносна помилка, %
5	50	9	0	1,233	4,84	1,11
			10	0,324	6,85	0,31
			20	1,639	13,99	2,07
			25	3,295	13,66	4,66
			30	1,461	12,24	2,21
			50	0,527	1,96	0,88
6	54	10	0	1,344	4,46	1,33
			10	5,362	7,74	5,31
			20	7,009	11,38	9,30
			25	9,360	11,90	14,03
			30	5,773	10,67	8,98
			50	1,646	5,93	2,79

Для більш детальної оцінки точності та ефективності результатів обчислення за розробленою методикою були проведені розрахунки вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі на основі супутникової інформації у шарі 0 – 50 метрів для періоду травень – жовтень 2017 року. Як зазначалося вище, оцінка точності та ефективності розрахунків проводилася на основі значень швидкості звуку без урахування першого члену рівнянь регресії $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (табл. 2.12).

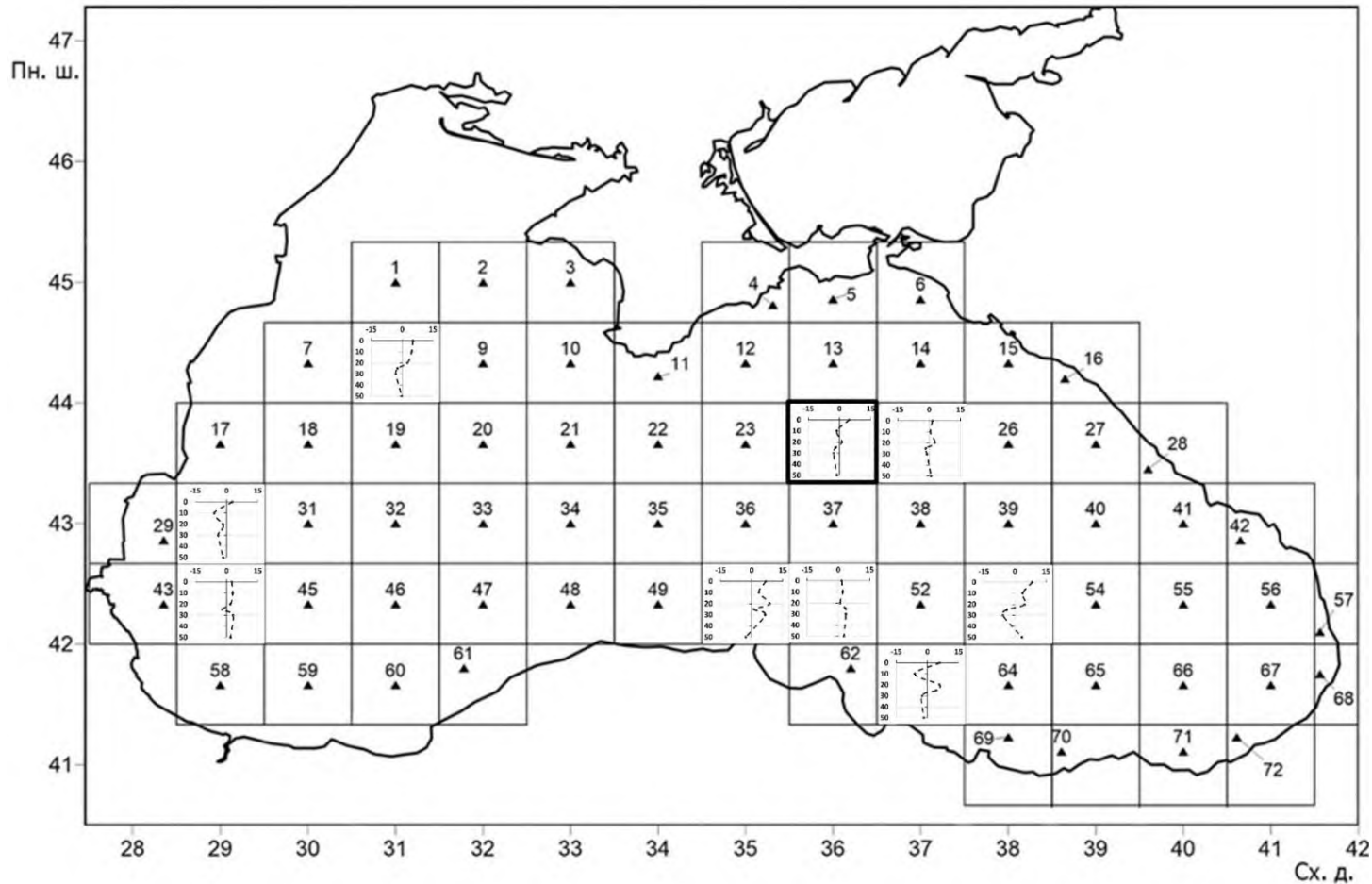
Чисельні значення критеріїв оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за розробленою методикою та за кліматичними даними температури води наведені у таблиці Б.2 (див. Додаток Б).

За результатами проведених розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за розробленою методикою по супутникових даних в період травень – жовтень 2017 року (табл. Б.2 (див. Додаток Б)) можна побачити, що абсолютні помилки розрахунків, які менше за СКВ, складають 91% від загального числа розрахунків на горизонтах, яке дорівнювало 558. Відносні помилки розрахунків швидкості звуку за розробленою методикою, які перевищили відмітку 10% склали близько 9% від загального числа розрахунків з максимумом відносні помилки $\approx 19\%$ у квадраті 50 в вересні 2017 року.

Для порівняння, абсолютні помилки за кліматичними даними швидкості звуку, які менше за СКВ, склали 81 % від загального числа розрахунків на горизонтах, а відносні помилки, які перевищили 10% склали близько 16% від загального числа розрахунків з максимумом 44% у квадраті 46 в серпні 2017 року. Великі абсолютні помилки розрахунків швидкості звуку за розробленою методикою (максимум $\approx 18 \text{ м с}^{-1}$ у квадраті 50 на горизонті 20 м у вересні 2017), які на деяких горизонтах в різній мірі навіть трохи (максимум на $\approx 5 \text{ м с}^{-1}$ у квадраті 52 на горизонті 20 метрів у вересні 2017) перевищує середньоквадратичне відхилення (кількість перевищень становило 9% від загального числа розрахунків на горизонтах) в основному залежать від точності розрахунків вертикального розподілу температури води, значення яких використовуються для розрахунків швидкості звуку.

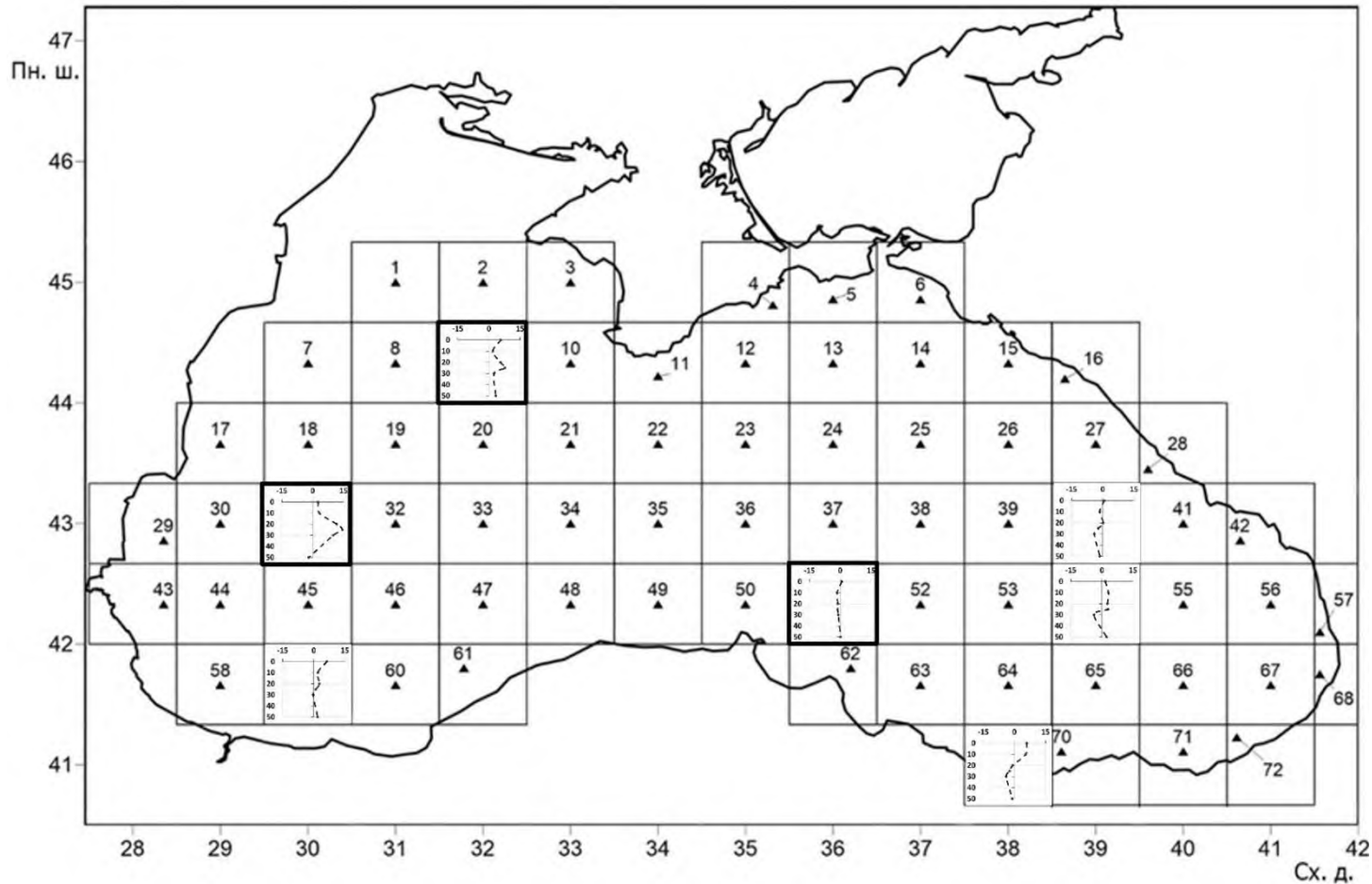
На рисунках 2.25 – 2.30 приведені графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за розробленою методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у періоді травень – жовтень 2017 року. Позитивні значення на графіках означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними. Квадрати, у яких було більше однієї станції, на яких проводилися розрахунки швидкості звуку виділені товстими лініями. Графіки, наведені у виділених квадратах побудовані на основі усереднених значень відносних помилок розрахунків швидкості звуку за розробленою методикою та за кліматичними даними, де середнє арифметичні значення розраховувались на кожному горизонті.

Порівняння відносних помилок результатів розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за розробленою методикою по супутникових даних та за кліматичними даними швидкості звуку в період травень – жовтень 2017 року (рис. 2.25 – 2.30) показало, що точність та ефективність розрахунків за розробленою методикою вище у 1,6 рази ніж за кліматичними даними швидкості звуку та перевага склала у 62% розрахунків, що на 23% вище точності ніж за кліматичними даними.



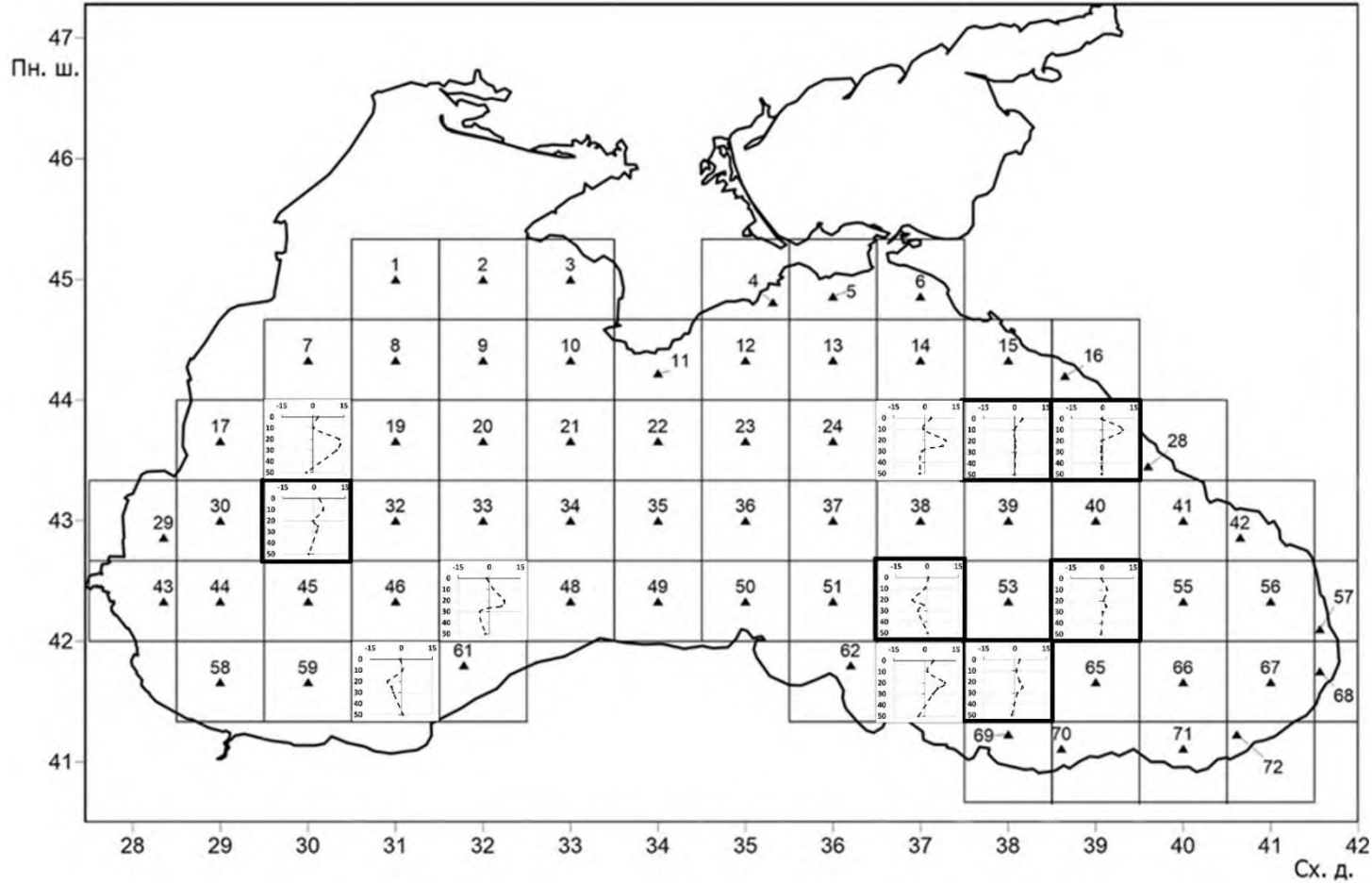
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.25 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у травні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



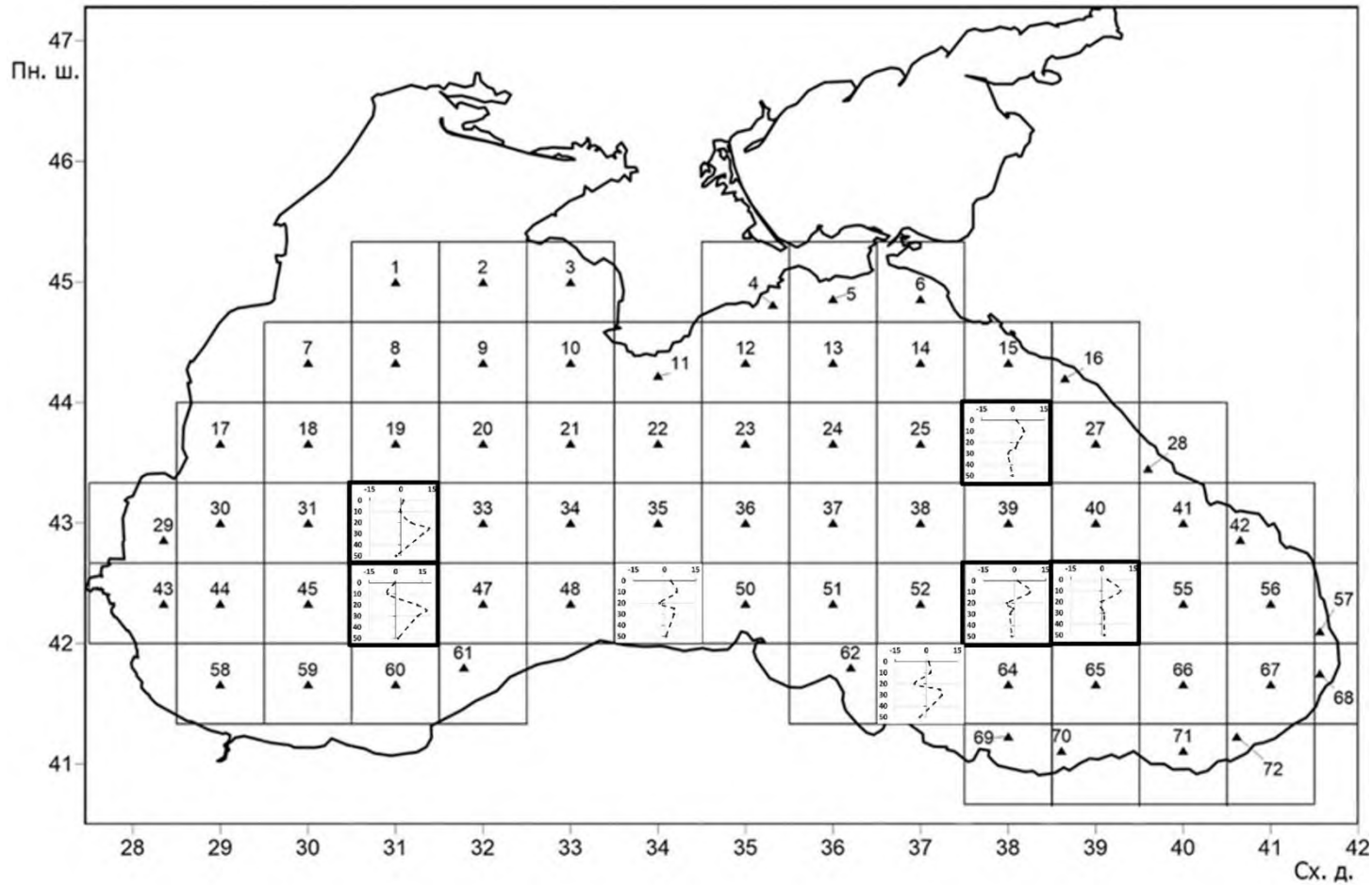
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.26 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у червні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



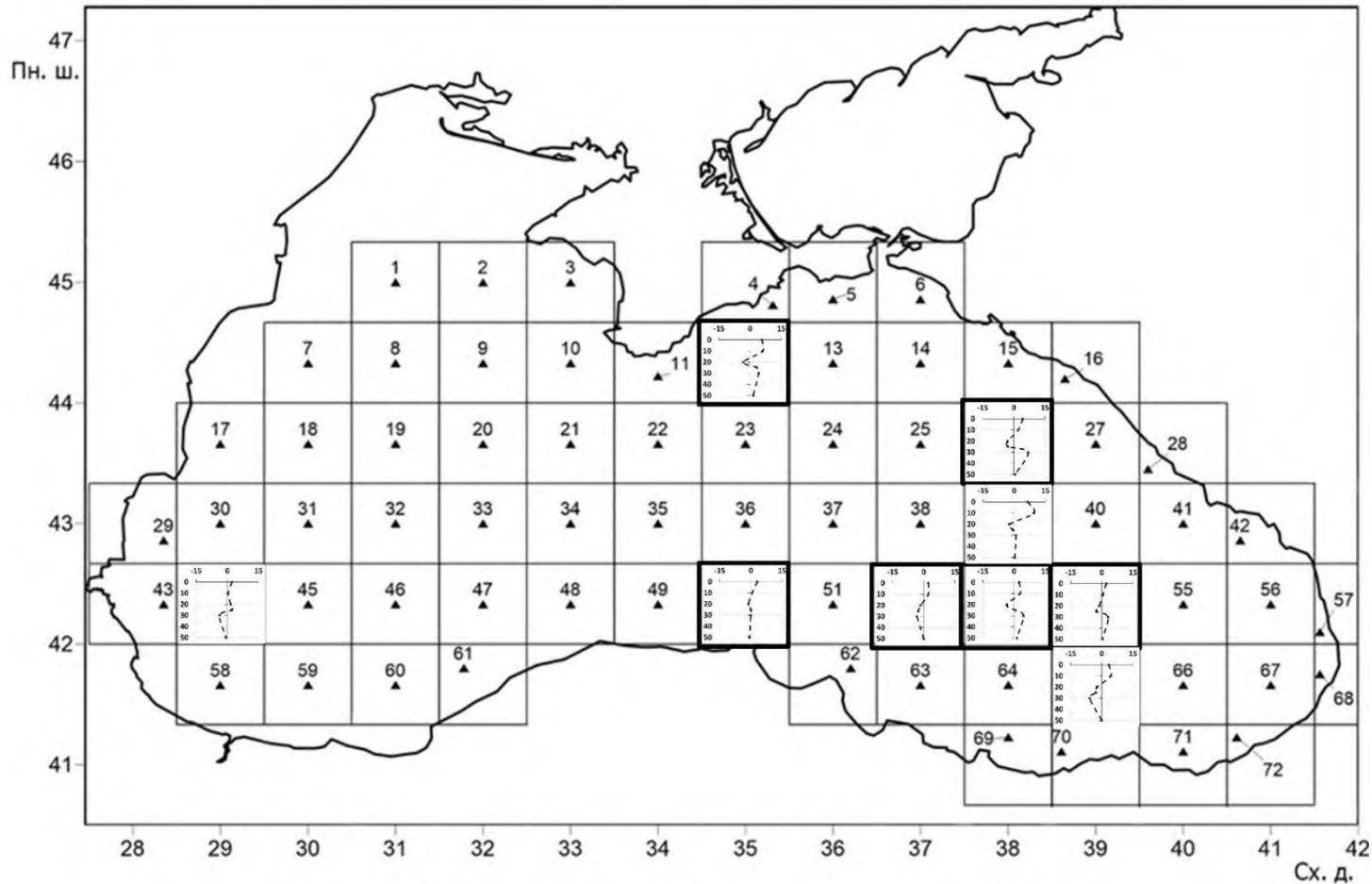
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.27 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у липні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



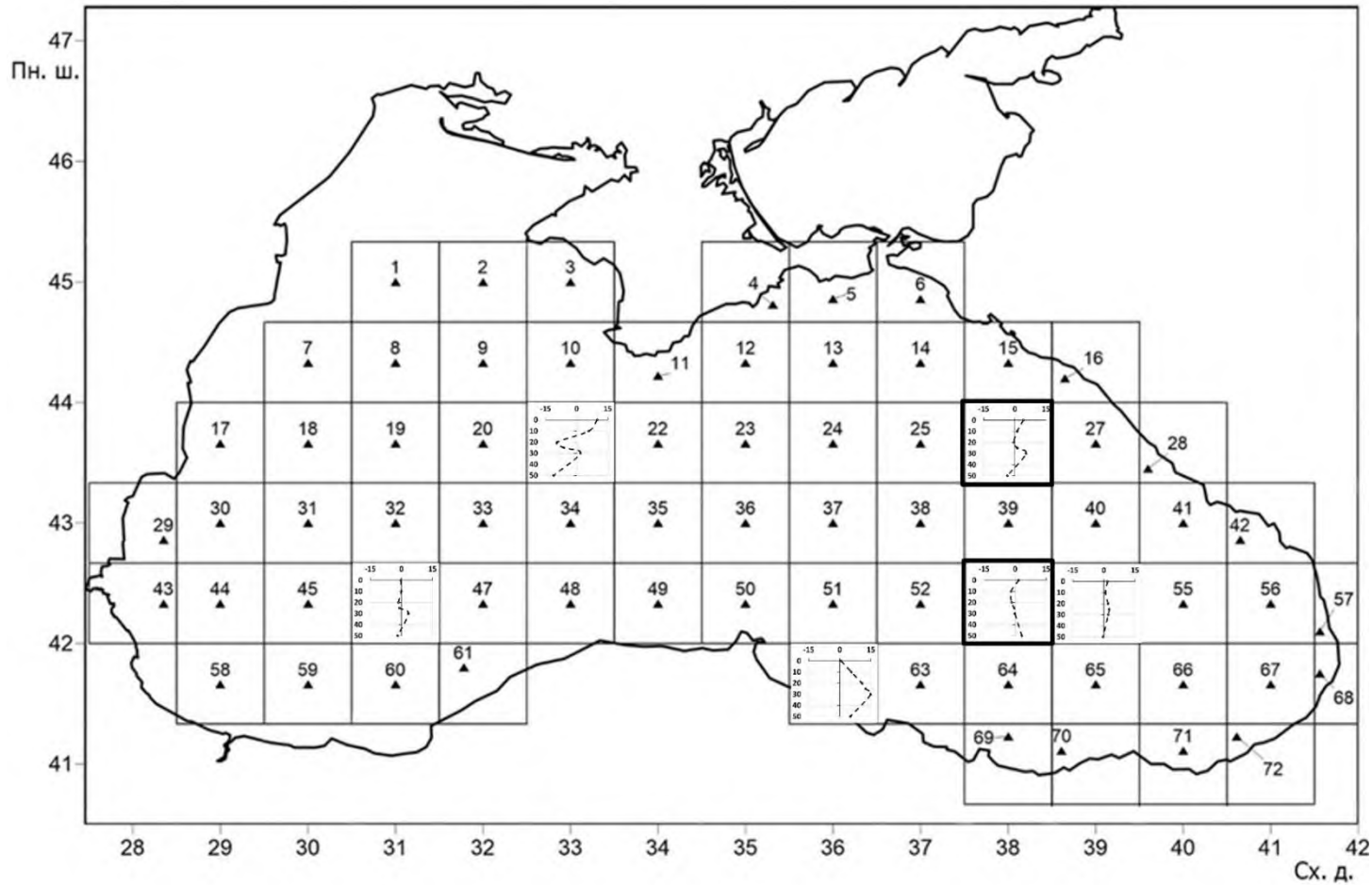
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.28 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у серпні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.29 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у вересні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.30 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків швидкості звуку за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у жовтні 2017 року без урахування $C_0 = 1402,388 \text{ м с}^{-1}$ (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)

Окремо по кожному місяцю точність і ефективність розрахунків за розробленою методикою вище:

- в травні (рис. 2.25) – у 1,6 рази та перевага склала у 61% розрахунків, що на 22% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в червні (рис. 2.26) – у 1,8 рази та перевага склала у 64% розрахунків, що на 29% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в липні (рис. 2.27) – у 1,4 рази та перевага склала у 58% розрахунків, що на 15% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в серпні (рис. 2.28) – у 2 рази та перевага склала у 67% розрахунків, що на 33% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в вересні (рис. 2.29) – у 1,7 рази та перевага склала у 62% розрахунків, що на 26% вище точності ніж за кліматичними даними;
- в жовтні (рис. 2.30) – у 1,4 рази та перевага склала у 58% розрахунків, що на 17% вище точності ніж за кліматичними даними.

В цілому, результати оцінки точності та ефективності розрахунків швидкості звуку збігаються з результатами оцінки точності розрахунків температури води. Деякі невеликі розбіжності обох результатів виникають тому, що кліматичні дані температури води та швидкості звуку були з різних джерел даних.

Таким чином, виходячи з вищевикладеного, можна зробити висновок про те, що точність розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку за розробленою методикою по супутникових даних температури поверхні моря у глибоководній частині Чорного моря в шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень також доволі висока. Розроблена методика ефективна та надійна.

Для автоматизації та полегшення розрахунків Сриберком А.В. розроблений програмний модуль (далі – Програмний модуль (C_p)) автоматичного використання супутникової інформації для розрахунків вертикального розподілу полів швидкості звуку в Чорному морі. Програмний модуль (C_p) автоматично визначає, де і за якими рівняннями розраховувати вертикальний розподіл полів температури води й швидкості звуку в Чорному морі [159].

Вихідними даними для розрахунків є тільки щоденні стандартні дані супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря (SST4) з рівнем обробки L3 та розрізненістю 4 км по широті й довготі, вимірювані супутником NASA (Terra MODIS).

Для візуалізації результатів розробленої методики розрахунків вертикального розподілу полів швидкості звуку у діяльному шарі Чорного моря за супутниковими даними температури поверхні Чорного моря (SST4) наведемо приклад розрахунків Програмного модулю (C_p) швидкості звуку на стандартних горизонтах та на зональному розрізі (по широті 43,00° пн.ш.) для 21.06.2018р. (рис. 2.31 та 2.32).

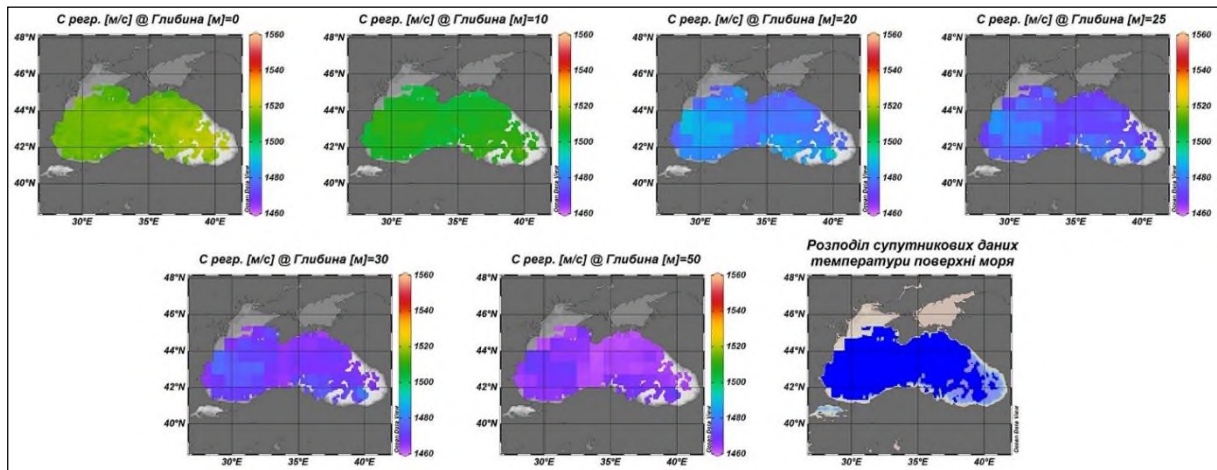


Рисунок 2.31 – Карти просторового розподілу розрахованої швидкості звуку ($C_{regr.}$) на стандартних горизонтах в Чорному морі 21.06.2018р. [8]

Рисунки 2.31 та 2.32 побудовані за допомогою комп'ютерної програми ODV (Ocean Data View), призначеної для інтерактивного дослідження та графічного відображення океанографічних профілів, траєкторій або часових рядів даних [77].

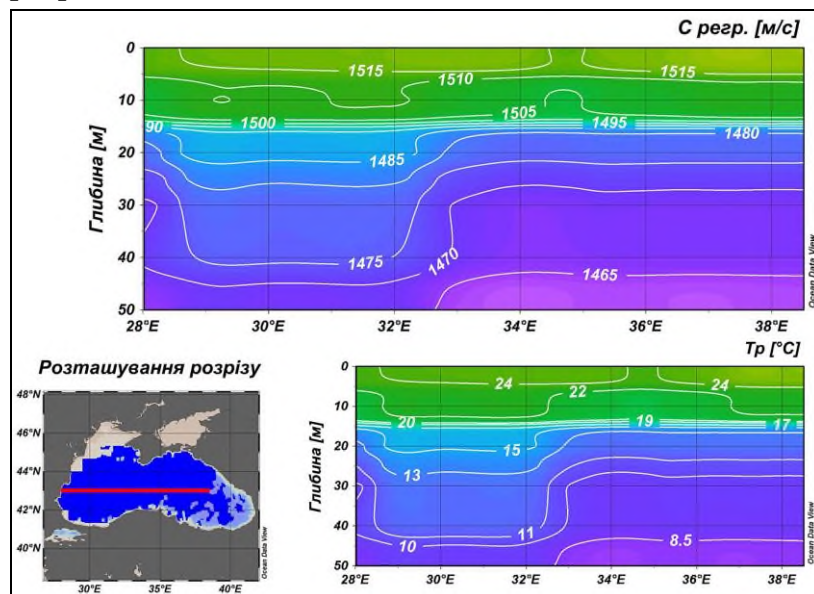


Рисунок 2.32 – Розподіл розрахованої швидкості звуку ($C_{regr.}$) та температури води (T_p) на зональному, по широті 43° пн.ш. розрізі в Чорному морі для 21.06.2018 року

При порівнянні результатів розрахунків температури води на основі супутникової інформації (T_p) та швидкості звуку ($C_{рег.}$) (рис. 2.32), видно, що їх ізолінії повністю когерентні.

2.6 Методика розрахунків вертикального розподілу солоності на прикладі Чорного моря

2.6.1 Оцінка зв'язку швидкості звуку та солоності

До початку досліджень з розробки методики розрахунків вертикального розподілу солоності була проведена оцінка зв'язку швидкості звуку та солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25). Тому, для проведення точнішої оцінки на підставі застосування авторами загальноприйнятих математичних операцій були проведені дослідження зв'язку швидкості звуку та солоності у шарі 0 – 50 метрів на стандартних горизонтах. В результаті були проведені розрахунки швидкості звуку на основі значень температури води, солоності та гідростатичного тиску у різних діапазонах та відновлення значень солоності методом рішення рівняння ЮНЕСКО (2.25) через S за допомогою комп'ютерної програми Mathcad. Температура води задавалася у діапазоні значень від 0°C до 30°C з кроком 5°C, солоність – від 0‰ до 30‰ з кроком 5‰, гідростатичний тиск – на стандартних горизонтах у шарі 0 – 50 метрів від 0 МПа до 0,5 МПа.

На рисунку 2.33 приведені графіки зв'язку швидкості звуку та солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) при постійному гідростатичному тиску 0 МПа й 0,5 МПа та діапазоні температур від 0 до 30°C з кроком 5°C.

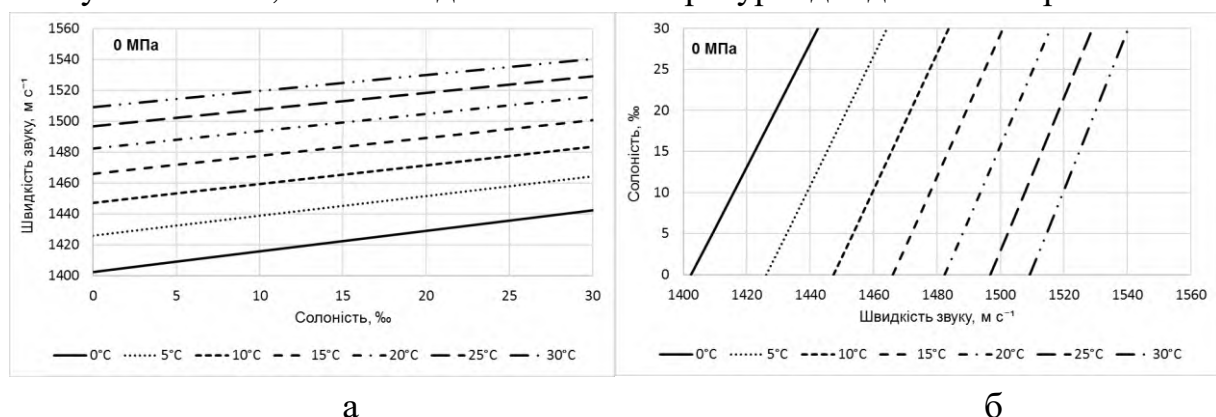
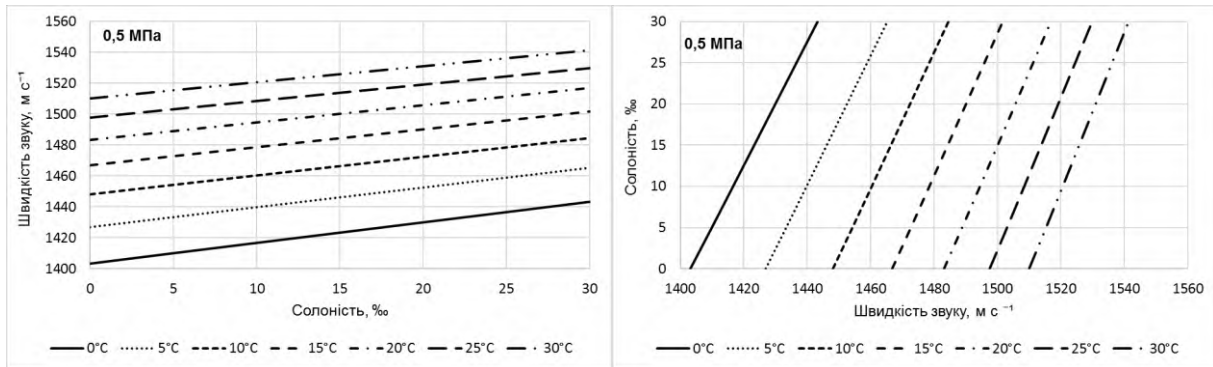


Рисунок 2.33 – Графіки зв'язку швидкості звуку та солоності, побудовані за розрахованими значеннями швидкості звуку (а, в) та за відновленими значеннями солоності (б, г) за рівнянням ЮНЕСКО при постійному гідростатичному тиску 0 МПа та 0,5 МПа



В

Г

Продовження рисунку 2.33

З рисунку 2.33 видно, що графіки залежності між швидкістю звуку та солоністю мають практично лінійний характер. Максимальна абсолютна помилка при відновленні солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) склала $1,99 \times 10^{-13} \text{ ‰}$ при постійному гідростатичному тиску 0 МПа та $2,66 \times 10^{-13} \text{ ‰}$ при 0,5 МПа.

На рисунку 2.34 приведені графіки зв'язку швидкості звуку та солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) при постійній температурі води 0°C та 30°C на стандартних горизонтах в шарі 0 – 50 метрів, що відповідає діапазону гідростатичного тиску 0 МПа – 0,5 МПа.

З рисунку 2.34 видно, що графіки залежності між швидкістю звуку та солоністю також мають практично лінійний характер. Незважно помітити, що змінення гідростатичного тиску у шарі 0 – 50 метрів має незначний вплив у розрахунках. Максимальна абсолютна помилка при відновленні солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) склала $1,95 \times 10^{-13} \text{ ‰}$ при постійній температурі води 0°C та $2,52 \times 10^{-13} \text{ ‰}$ при 30°C.

Результати проведених досліджень зв'язку швидкості звуку та солоності у шарі 0 – 50 метрів показали, що залежність між швидкістю звуку та солоністю має практично лінійний характер. Точність відновлення значень солоності за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) свідчить про те, що його доцільно використовувати для розрахунків солоності в шарі 0 – 50 метрів у морському середовищі.

Ще одним важливим параметром оцінки залежності між швидкістю звуку та солоністю є перевірка чутливості рівняння ЮНЕСКО (2.25) щодо розрахунків солоності до змінення швидкості звуку. Оцінка чутливості рівняння ЮНЕСКО (2.25) щодо розрахунків солоності до змінення швидкості звуку проводилася методом порівняння розрахованих значень солоності з розрахованими значеннями солоності при збільшенні значень

швидкості звуку на 1 м с^{-1} . Температурний діапазон був від 0°C до 30°C з кроком 5°C , а солоність – від 0‰ до 30‰ з кроком 5‰ . Як показали наведені вище результати зв'язку швидкості звуку та солоності, змінення гідростатичного тиску у шарі $0 - 50$ метрів практично не впливає на розрахунки, тому чутливість розрахунків солоності до його змінення є недоцільним, так як вона буде майже однаковою на усіх горизонтах.

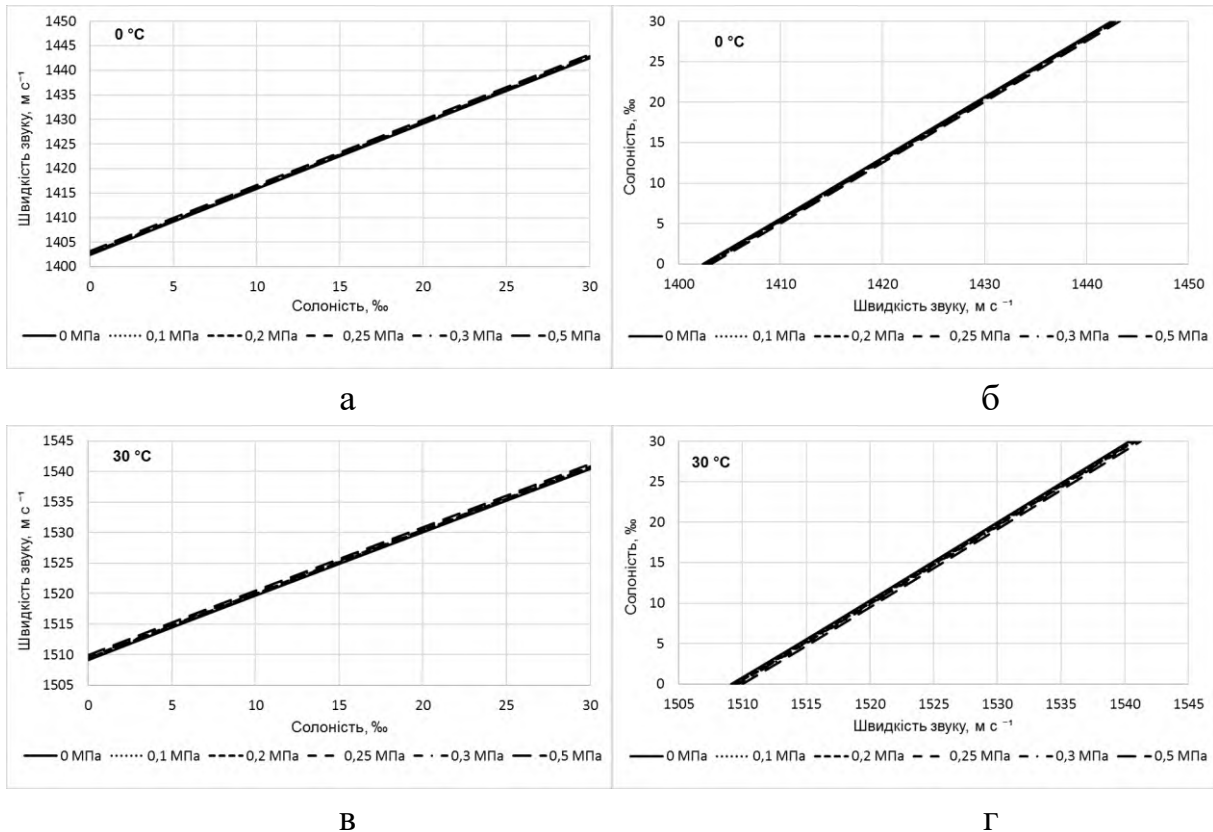


Рисунок 2.34 – Графіки зв'язку швидкості звуку та солоності, побудовані за розрахованими значеннями швидкості звуку (а, в) та за відновленими значеннями солоності (б, г) за рівнянням ЮНЕСКО при постійній температурі води 0°C та 30°C

На рисунку 2.35 приведений графік розподілу чутливості рівняння ЮНЕСКО (2.25) щодо розрахунків солоності до змінення швидкості звуку на 1 м с^{-1} .

З рисунку 2.35 видно, що графіки розподілу чутливості мають нелінійний характер та очевидний вплив температури води до збільшення чутливості. Чутливість розрахунків солоності до змінення швидкості звуку в усьому температурному діапазоні $0 - 30^\circ\text{C}$ збільшуються в діапазоні значень солоності $0 - 10\text{‰}$, далі, при збільшенні солоності чутливість майже однакова.

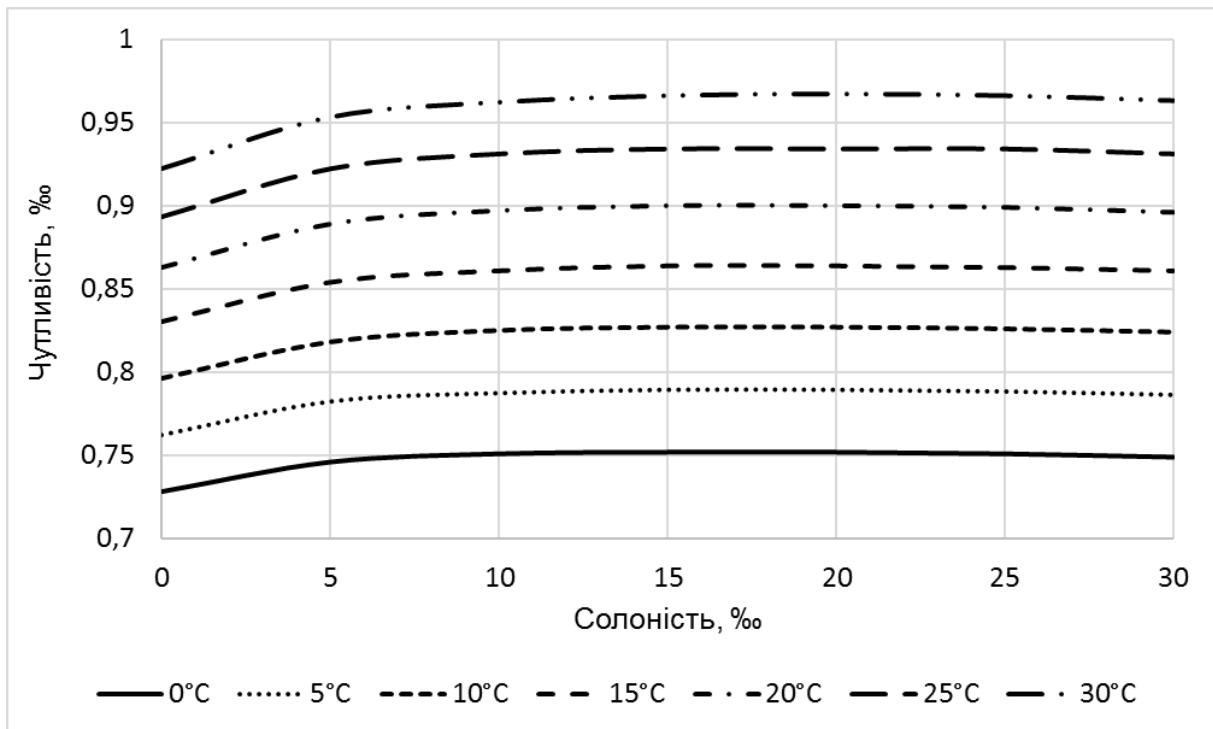


Рисунок 2.35 – Графік розподілу чутливості рівняння ЮНЕСКО (2.25) щодо розрахунків солоності при збільшенні швидкості звуку на 1 м с^{-1}

Таким чином, приймаючи до уваги діапазон значень термохалинних характеристик глибоководної частини Чорного моря у шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень, можна зробити висновок про те, що чутливість рівняння ЮНЕСКО (2.25) щодо розрахунків солоності до змінення швидкості звуку доволі висока.

2.6.2 Розробка методики розрахунків вертикального розподілу солоності

Розробка методики розрахунків вертикального розподілу полів температури та солоності води за даними дистанційних вимірювань полягала у визначенні регресійних залежностей та кореляційних зв'язків між значеннями досліджуваних характеристик на стандартних горизонтах. На прикладі Чорного моря за супутниковими даними були виконані розрахунки вертикального розподілу полів термохалинних характеристик в діяльному шарі, які доцільно представити за трьома основними етапами [9, 106, 161].

Перший етап. Розрахунки вертикального розподілу температури води в Чорному морі на основі супутникової інформації за методикою [107, 108] мають наступну послідовність (п. 2.4):

1. Знаходження статистичних залежностей між значеннями температури води на сусідніх горизонтах в Чорному морі за усередненими даними температури води та побудова рівнянь регресії;

2. Розрахунок поправок на температуру на глибинах 10, 20, 25, 50 метрів.

3. Установка критерію для розрахунку вертикального розподілу температури води ($\pm\Delta T$).

Другий етап. Розрахунки швидкості звуку в Чорному морі за супутниковими даними проводилися за методикою [8, 10] та мають наступну послідовність (п. 2.5):

1. Розрахунки вертикального розподілу температури води в Чорному морі на стандартних горизонтах за супутниковими даними [108];

2. Розрахунки вертикального розподілу швидкості звуку в Чорному морі за побудованими рівняннями регресії, за методикою [8, 10].

Для збільшення точності подальших розрахунків вертикального розподілу солоності були побудовані рівняння лінійної регресії щодо розрахунку швидкості звуку на глибині 50 метрів. Окремо для західної, центральної та східної частин Чорного моря (рис. 2.21) визначались кореляційні зв'язки між значеннями температури води та швидкістю звуку, що розрахована за рівнянням ЮНЕСКО (2.25) та були побудовані рівняння парної лінійної регресії, де предиктантом є швидкість звуку, а предиктором – значення температури води на горизонті 50 метрів. Побудовані рівняння регресії було перетворено у рівняння типу (2.31). Перетворені рівняння регресії наведені у таблиці 2.13.

Результати розрахунків швидкості звуку показали досить високий кореляційний зв'язок між температурою води та швидкістю звуку на глибині 50 метрів в усіх частинах Чорного моря в період весна – осінь. Коефіцієнти кореляції (r) були в межах 0,97 – 0,99 та більше критичного значення $r(\alpha) = 0,03$ (табл. 2.13), що говорить про значущість r та надійний кореляційний зв'язок між температурою води та швидкістю звуку в усіх частинах Чорного моря в період весна – осінь.

Розрахункові значення F були в межах $9,4 \times 10^4$ – $5,6 \times 10^5$ та більше критичного значення $F_{0,95} = 3,8$. Це свідчить про те, що усі побудовані рівняння регресії ефективні, надійні та значимі. Максимальна абсолютна помилка розрахованих значень за перетвореними рівняннями (табл. 2.13) становила $4,7 \text{ м с}^{-1}$, а максимальна відносна помилка склала 7%. В цілому,

кількість випадків в яких відносна помилка перевищувала 5% склала 0,6% від загального числа розрахунків, які склали близько 2680.

Таблиця 2.13 – Перетворені рівняння регресії, статистичні характеристики та критерії оцінки їх значущості та надійності при критичних значеннях $r(0,95)$ й $F_{0,95} = 3,8$

Частини Чорного моря	r	$r(0,95)$	F	Рівняння регресії
Західна	0,97	0,02	93905	$y_{50} = C_0 + 4,013x_{50} + 28,246$
Центральна	0,99	0,03	430729	$y_{50} = C_0 + 3,652x_{50} + 31,053$
Східна	0,99	0,03	558560	$y_{50} = C_0 + 3,675x_{50} + 30,877$

Третій етап. Розрахунки вертикального розподілу полів солоності в Чорному морі проводилися за розрахованими значеннями температури води та швидкості звуку на основі супутникової інформації. Рівняння ЮНЕСКО для розрахунку швидкості звуку у воді (2.25) встановлює залежність між значеннями солоності, температури води, швидкості звуку у воді та гідростатичного тиску.

Для визначення солоності (S) та збільшення точності розрахунків, нам необхідно було перетворити рівняння (2.25) у рівняння для розрахунку солоності. Приведемо основні перетворення рівняння (2.25) для розрахунку солоності [162].

Замінімо $C = C_{sound}$ та $D = C$

Рівняння (2.25) матиме вигляд

$$C_{sound} = C_W + AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (2.32)$$

Перенесемо перший член C_W рівняння (2.32) в ліву його частину:

$$C_{sound} - C_W = AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (2.33)$$

Представимо ліву частину рівняння у вигляді:

$$C_{sound} - C_W = N \quad (2.34)$$

Перепишемо рівняння (2.32) у вигляді:

$$N = AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (2.35)$$

Виведемо з рівняння (2.35) S та перетворимо його для розрахунків солоності. Відмітимо, що ця процедура дуже трудомістка та рівняння для розрахунку солоності буде досить велике.

$$\begin{aligned}
S = & 0,01 - \frac{0,5(-0,5B^2 + AC)}{C^2} + 0,5 \left(\frac{(-0,5B^2 + AC)^2}{C^4} + \frac{0,333333(A^2 - 2CN)}{C^2} + \frac{2(-0,5A^2 + CN)}{C^2} + \right. \\
& + (0,419974(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)) / (C^2(108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + \\
& + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3 + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + \\
& + (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - \\
& - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3} + \frac{1}{C^2} \times 0,264567(108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - \\
& - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3 + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + (108A^2C^2N^2 + \\
& + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3})^{1/2} + \\
& + 0,5 \left(\frac{2(-0,5B^2 + AC)^2}{C^4} + \frac{0,333333(A^2 - 2CN)}{C^2} + \frac{2(-0,5A^2 + CN)}{C^2} + (0,419974(A^4 - 6AB^2N + 8A^2 \times \right. \\
& \times CN + 16C^2N^2)) / (C^2(108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2 \times \\
& \times (A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3 + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + \\
& + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3} + \frac{1}{C^2} \times \quad (2.36) \\
& \times 0,264567(108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + \\
& + 2(A^2 - 2CN)^3 + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + \\
& + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3} + \\
& + (0,25 \left(\frac{8(-0,5B^2 + AC)^3}{C^6} + \frac{16AN}{C^2} - \frac{16(-0,5B^2 + AC)(-0,5A^2 + CN)}{C^4} \right)) / \left(\frac{2(-0,5B^2 + AC)^2}{C^4} + \right. \\
& + \frac{0,333333(A^2 - 2CN)}{C^2} + \frac{2(-0,5A^2 + CN)}{C^2} + (0,419974(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)) / (C^2 \times \\
& \times (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + \\
& + 2(A^2 - 2CN)^3 + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + \\
& + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3} + \frac{1}{C^2} \times 0,264567(108A^2 \times \\
& \times C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N(A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3 + \\
& + (-4(A^4 - 6AB^2N + 8A^2CN + 16C^2N^2)^3 + (108A^2C^2N^2 + 27(-B^2 + 2AC)^2N^2 + 18A(-B^2 + 2AC)N \times \\
& \times (A^2 - 2CN) - 72C^2N^2(A^2 - 2CN) + 2(A^2 - 2CN)^3)^2)^{1/2})^{1/3})^{1/2})^{1/2}
\end{aligned}$$

На перший погляд, рівняння (2.36) дуже велике й складне, але якщо написати його, наприклад, в програмі Microsoft Office Excel, то можна постійно, швидко та легко розраховувати значення солоності в морському середовищі. Також можливі розрахунки солоності за допомогою комп'ютерної програми Mathcad, однак це займає дуже багато часу.

Точність оберненого рівняння (2.36) перевірялася методом порівняння значень фактичної солоності та розрахованих значень солоності на основі контактних даних температури води та гідростатичного тиску й розрахованих значеннях швидкості звуку на стандартних горизонтах в період травень – жовтень з 2005 по липень 2018 рр., кількість розрахунків склало близько 16770. Результати проведених розрахунків солоності за оберненим рівнянням (2.36) показали, що при максимальному значенні

солоності $S_{max} = 22,236\text{‰}$, абсолютна помилка склала $\approx 0,001\text{‰}$, а мінімальному значенні $S_{min} = 14,506\text{‰}$, абсолютна помилка склала $\approx 0,005\text{‰}$ [162]. Максимальна абсолютна помилка розрахованих значень становила $0,0049\text{‰} \approx 0,005\text{‰}$, а максимальна відносна помилка склала $0,027\% \approx 0,03\%$. Як видно з результатів, максимальна абсолютна помилка доволі мала, але значно більша за максимальні абсолютні помилки, наведені у підрозділі 2.6.1. Цю різницю у точності можна пояснити округленням постійних коефіцієнтів при оберненні рівняння (2.36). В цілому, на основі отриманих оцінок точності розрахунків солоності можна констатувати доцільність використання рівняння (2.36) для розрахунків солоності.

2.6.3 Розрахунки вертикального розподілу солоності за даними дистанційних вимірювань

На підставі даних фактичних значень солоності станційних, суднових вимірювань (OSD) та поплавців Арго (PFL) встановлено, що за двадцятирічний період з 1999 – 2018 рр. в середньому середньоквадратичне відхилення значень у локальному, тобто в конкретно узятій точці та в певний момент часу, вертикальному розподілі солоності у глибоководній частині Чорного моря в шарі 0 – 50 метрів в період весна – осінь, було порядку $0,24\text{‰}$. Для достатньо високої апроксимації вертикального профілю солоності це відхилення свідчить про не великий розкид значень солоності, тому у розрахунках приймалося, що локальний вертикальний розподіл солоності практично однорідний в цьому шарі. Таким чином, розрахунок локального вертикального розподілу солоності за виведеним рівнянням проводився для глибини 50 метрів. Розрахована величина солоності на горизонті 50 метрів була постійною величиною для усього шару 0 – 50 метрів.

Для візуалізації результатів розрахунків солоності за даними дистанційних вимірювань наведемо вище описаний приклад (п. 2.4, п. 2.5), де вихідними даними були розраховані значення вертикального розподілу температури води, на основі супутникової інформації, на шести станціях за рівняннями регресії (табл. 2.4), з урахуванням введення поправок на температуру (табл. 2.6, рівняння 2.23) та критерію ($\pm\Delta T$), тобто з урахуванням переважаючого виду кореляційного зв'язку між значеннями температури води (табл. 2.9) та значення швидкості звуку, що розраховані за рівняннями регресії (табл. 2.13)

Результати розрахунків значень солоності, які розраховані за рівнянням (2.36) на основі даних дистанційних вимірювань представлені на (рис. 2.36).

З рисунку 2.36 видно, що різниця між значеннями фактичної солоності (S) та розрахованими значеннями солоності за рівнянням (2.36), на основі даних дистанційних вимірювань (S_p) доволі мала. Їх вертикальні профілі практично співпадають.

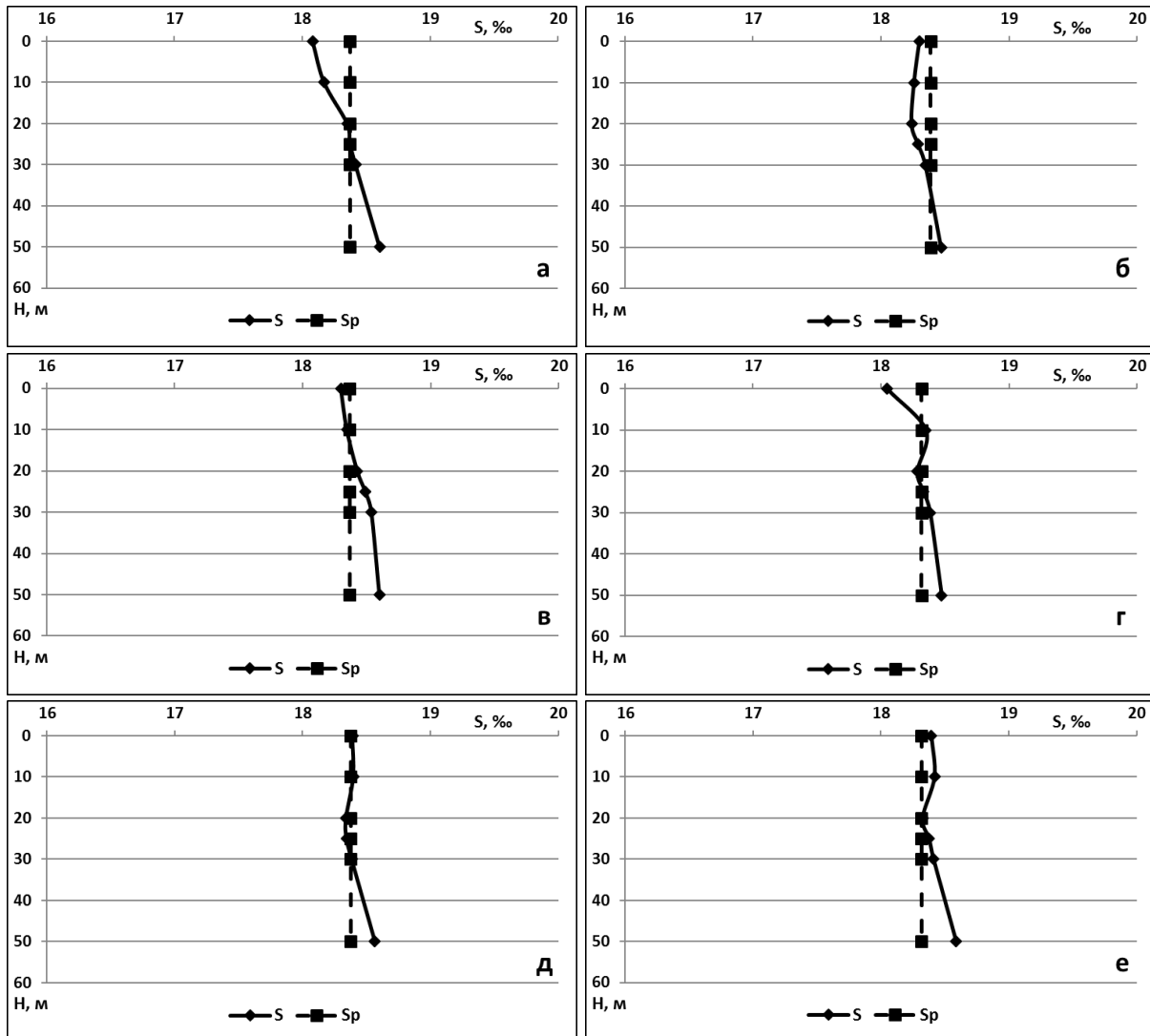


Рисунок 2.36 – Графіки вертикального розподілу солоності на станціях 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д) і 6 (е), які побудовані за контактними даними солоності (S) й значеннями, які розраховані за рівнянням (2.36) (S_p), на основі даних дистанційних вимірювань

Для перевірки точності та ефективності розрахунків, значення солоності в Чорному морі, які розраховані за рівнянням (2.36)

порівнювалися зі значеннями фактичних даних солоності, вимірянних за допомогою поплавців (PFL – Profiling float data).

Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу солоності (рис. 2.36) приведені в таблиці 2.14.

Таблиця 2.14 – Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу солоності на основі супутникової інформації

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Глибина, м	Абсолютна помилка, ‰	СКВ, ‰	Відносна помилка, %
1	12	5	0	0,292	0,33	1,61
			10	0,202	0,34	1,11
			20	0,021	0,31	0,11
			25	0,002	0,30	0,01
			30	0,045	0,31	0,25
			50	0,234	0,43	1,26
2	9	6	0	0,007	0,46	0,48
			10	0,128	0,35	0,70
			20	0,147	0,23	0,81
			25	0,096	0,22	0,53
			30	0,040	0,20	0,22
			50	0,082	0,19	0,44
3	47	7	0	0,068	0,31	0,37
			10	0,022	0,21	0,12
			20	0,059	0,22	0,32
			25	0,121	0,24	0,66
			30	0,169	0,23	0,91
			50	0,231	0,23	1,24
4	26	8	0	0,269	0,22	1,49
			10	0,033	0,15	0,18
			20	0,034	0,22	0,19
			25	0,016	0,19	0,09
			30	0,066	0,19	0,36
			50	0,156	0,26	0,85

Продовження таблиці 2.14

№ станції	Квадрат (рис. 2.6)	Місяць	Глибина, м	Абсолютна помилка, ‰	СКВ, ‰	Відносна помилка, %
5	50	9	0	0,013	0,22	0,07
			10	0,020	0,19	0,11
			20	0,035	0,19	0,19
			25	0,032	0,18	0,17
			30	0,008	0,14	0,05
			50	0,189	0,17	1,02
6	54	10	0	0,076	0,25	0,41
			10	0,101	0,19	0,55
			20	0,008	0,13	0,04
			25	0,059	0,14	0,32
			30	0,094	0,18	0,51
			50	0,271	0,23	1,46

Як видно із таблиці 2.14, всі значення критерію точності та ефективності розрахунків менше за СКВ, крім трьох випадків незначного перевищення СКВ на 0,05‰, 0,02‰ та 0,04‰ на станції 4 на глибині 0 метрів; на станції 5 на глибині 50 метрів та на станції 6 на глибині 50 метрів, відповідно. Відносна помилка розрахунків солоності склала менше 2% з максимумом 1,6% на станції 1 на глибині 0 метрів, що свідчить про задовільну точність та ефективність розробленої методики розрахунків вертикального розподілу солоності за супутниковими даними та розрахованими значеннями швидкості звуку.

Для більш детальної оцінки точності та ефективності результатів обчислення за розробленою методикою були проведені розрахунки вертикального розподілу солоності в Чорному морі за супутниковими даними температури поверхні моря та розрахованими значеннями швидкості звуку за рівняннями регресії у шарі 0 – 50 метрів для періоду травень – жовтень 2017 року.

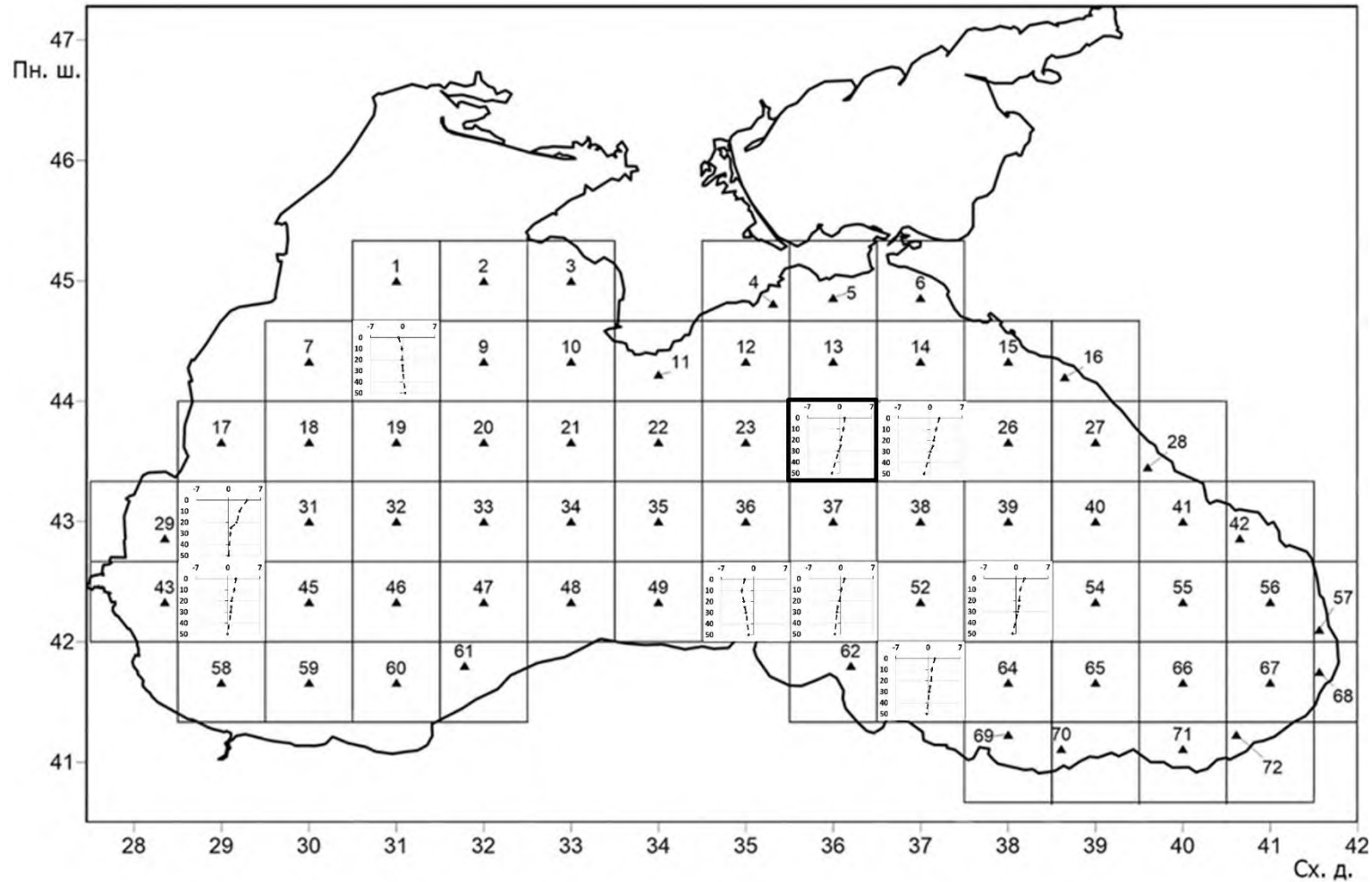
На рисунках 2.37 – 2.42 приведені графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності за розробленою методикою від відносної помилки за кліматичними даними [23] на горизонтах 0 – 50 метрів у періоді травень – жовтень 2017 року. Чисельні значення критеріїв оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу солоності за

розробленою методикою та за кліматичними даними солоності наведені у таблиці Б.3 (див. Додаток Б).

За результатами проведених розрахунків вертикального розподілу солоності за розробленою методикою за супутниковими даними температури поверхні моря та розрахованими значеннями швидкості звуку в період травень – жовтень 2017 року можна побачити, що абсолютні помилки розрахунків, які менше за СКВ, складають 76% від загального числа розрахунків на горизонтах, яке дорівнювало 558. Відносні помилки розрахунків солоності за розробленою методикою, які перевищили відмітку 5% склали близько 1% від загального числа розрахунків з максимумом відносні помилки $\approx 7\%$ у квадраті 54 в липні 2017 року.

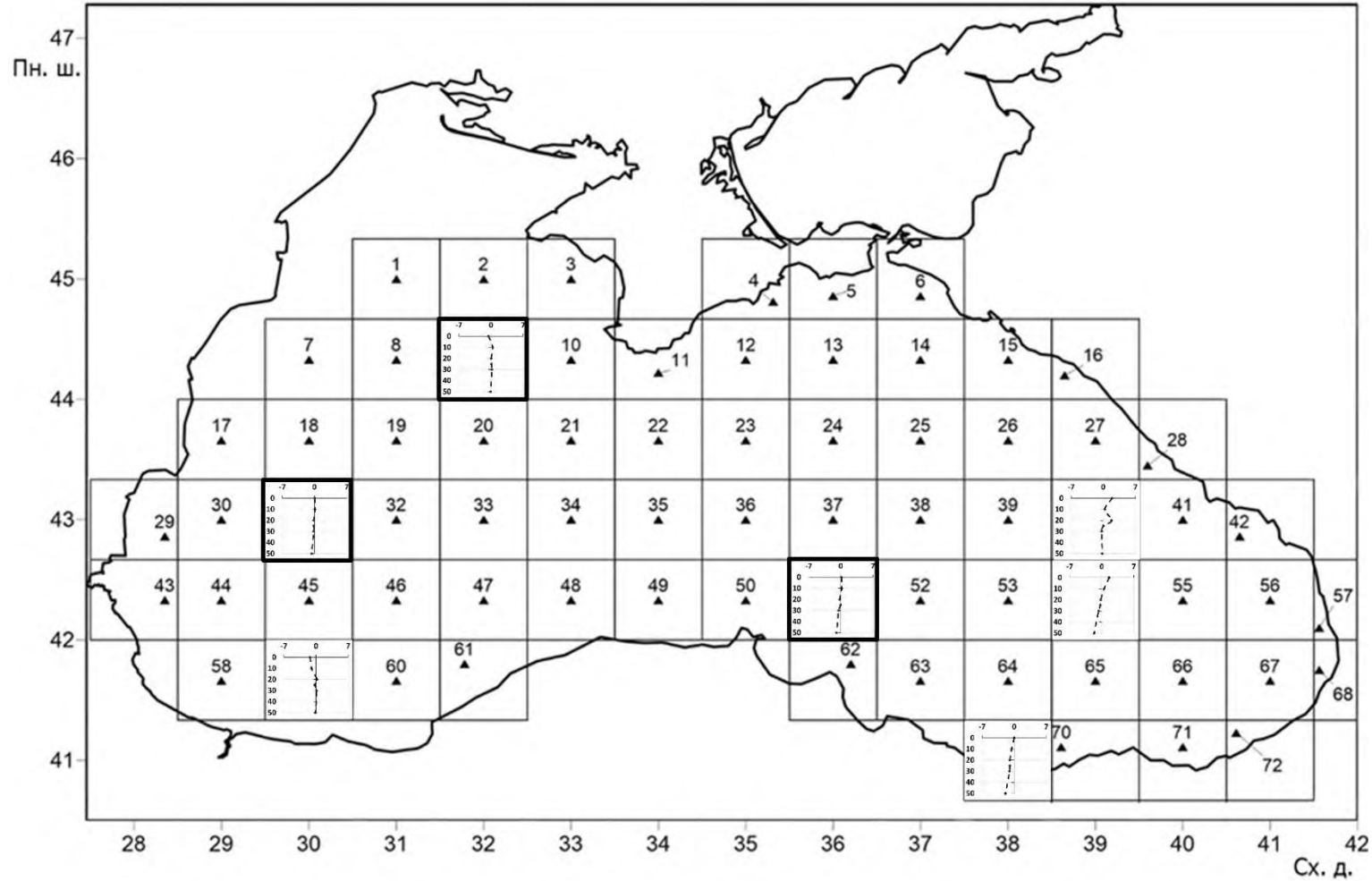
Порівняння відносних помилок результатів розрахунків вертикального розподілу солоності за розробленою методикою та за кліматичними даними солоності в період травень – жовтень 2017 року (рис. 2.37 – 2.42) показало, що точність та ефективність розрахунків за розробленою методикою висока але перевага склала у 48% розрахунків, що практично співпадає із точністю за кліматичними даними солоності.

Внаслідок малих значень середньоквадратичного відхилення локального вертикального розподілу солоності, точність розрахунків солоності за розробленою методикою на основі даних дистанційних вимірювань в глибоководній частині Чорного моря у шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень можна вважати задовільною для науково-дослідницьких та прикладних цілей в різних сферах діяльності.



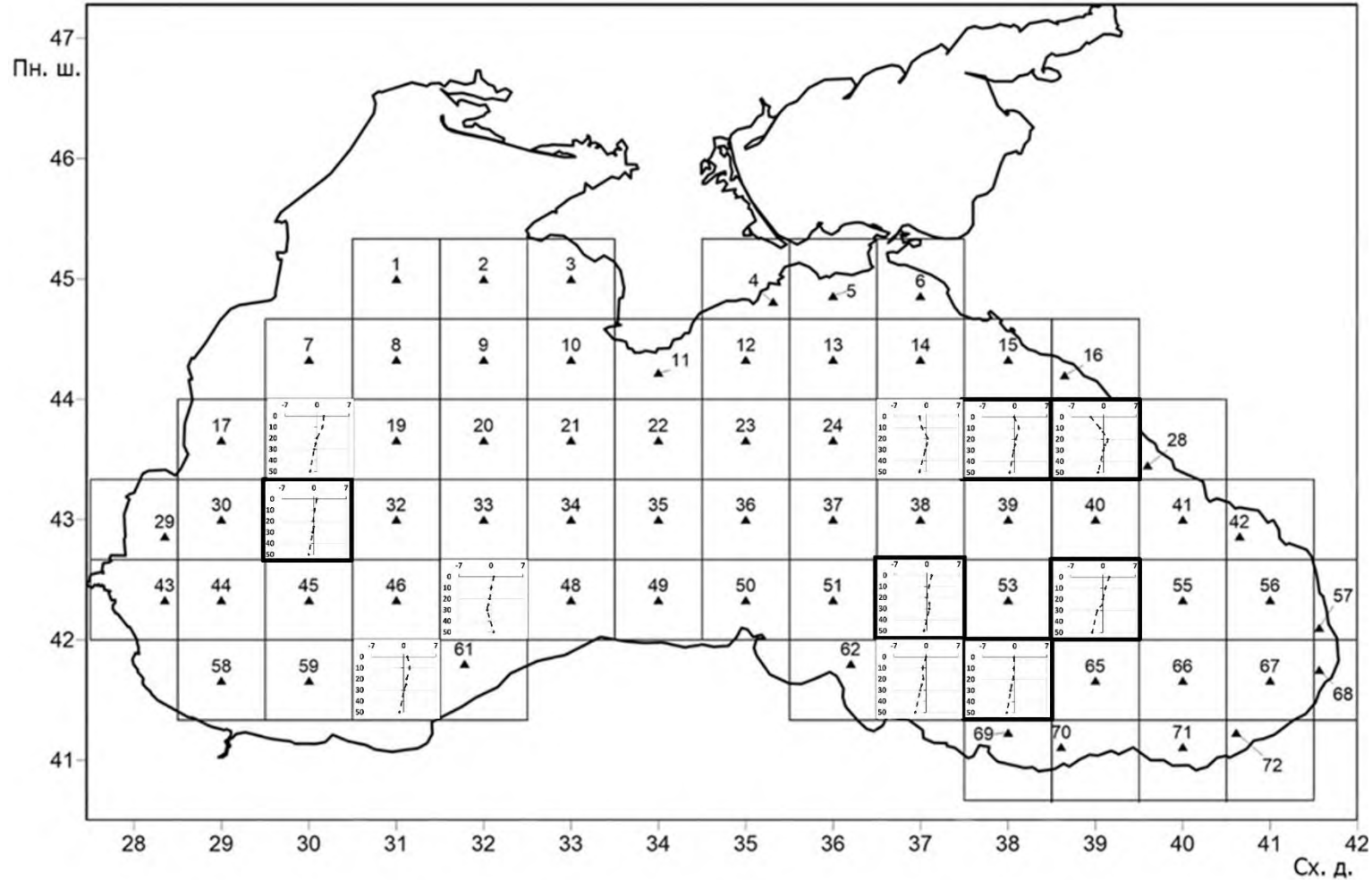
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.37 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у травні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



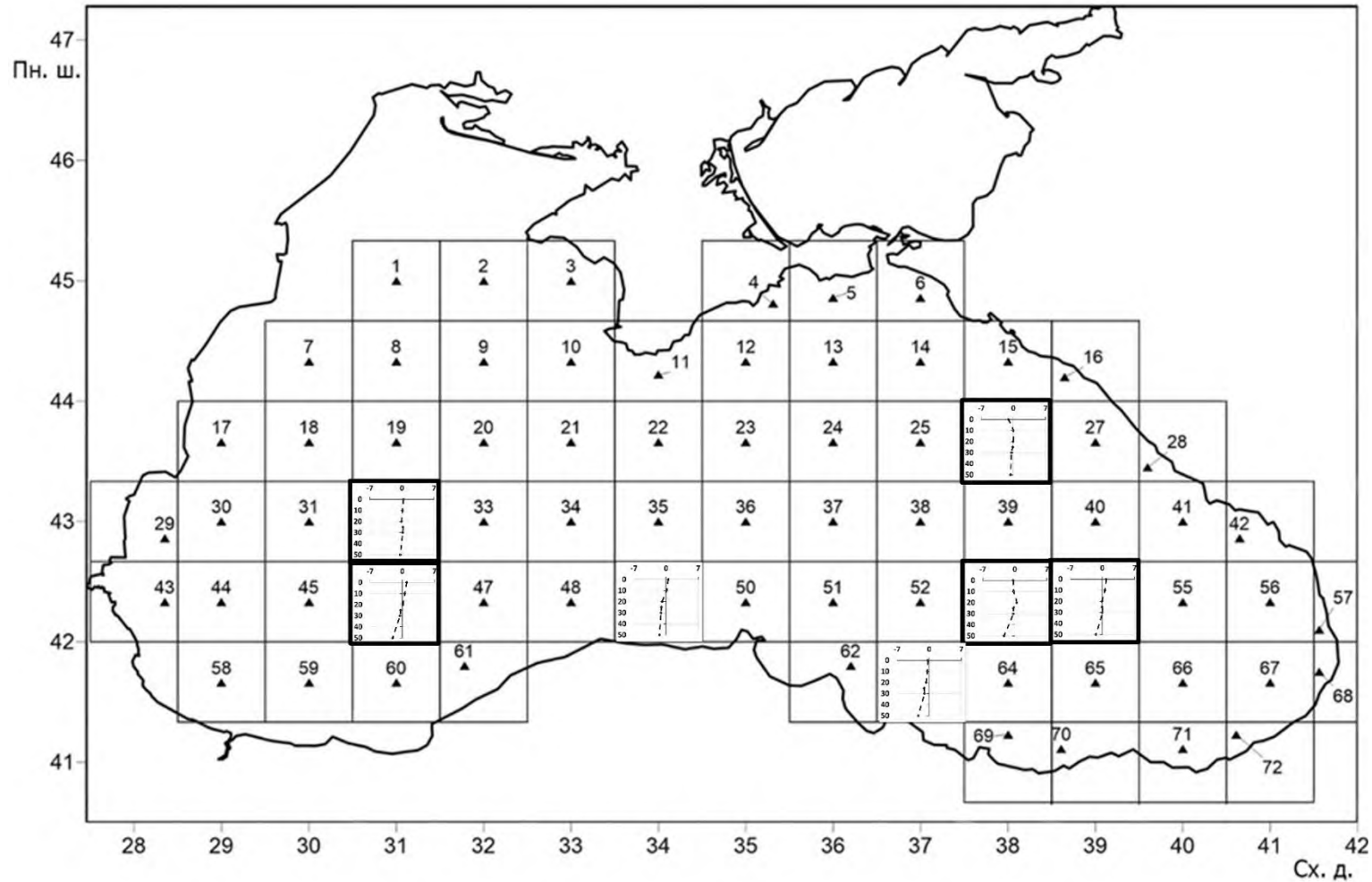
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.38 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у червні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



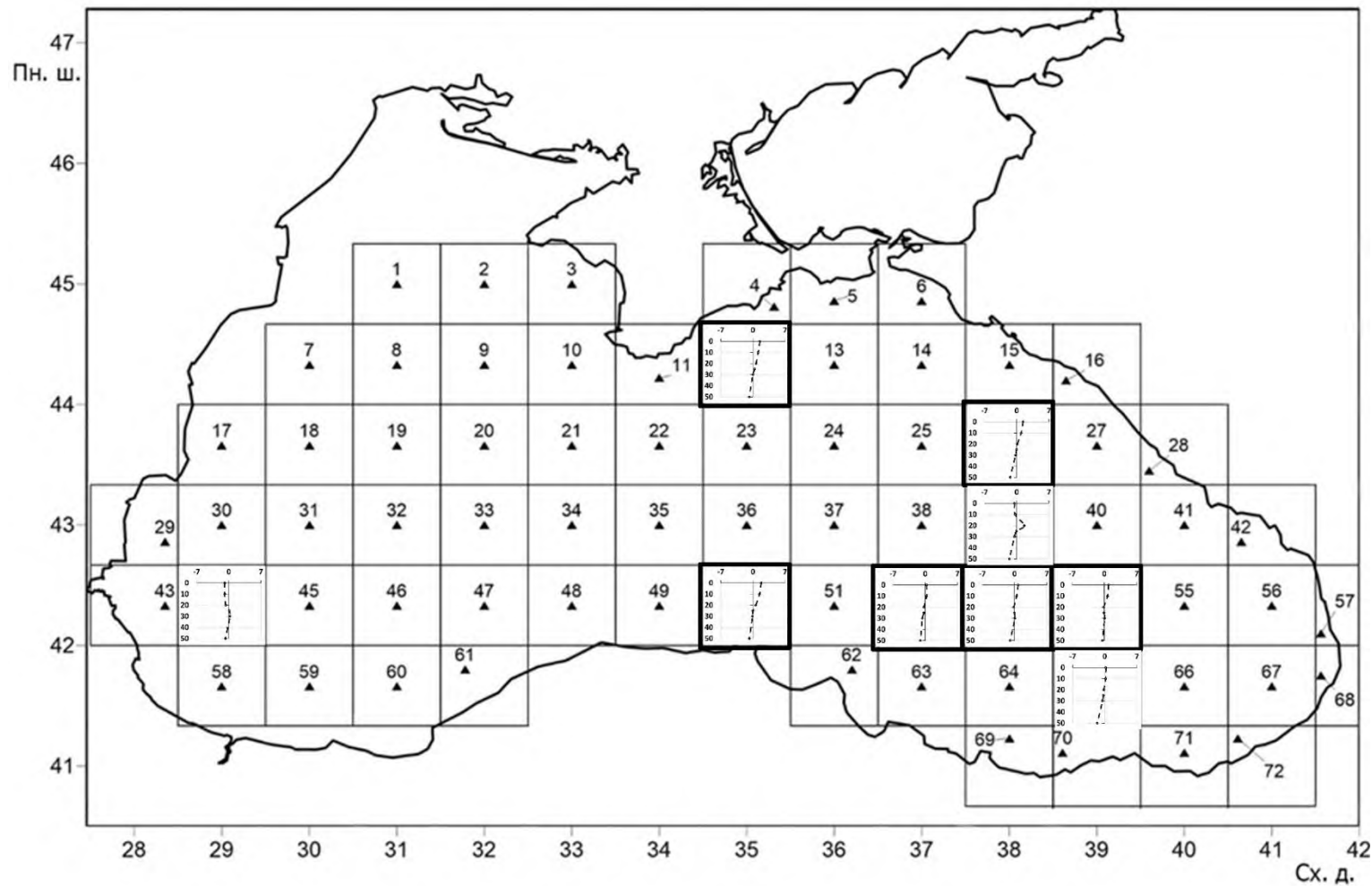
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.39 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у липні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



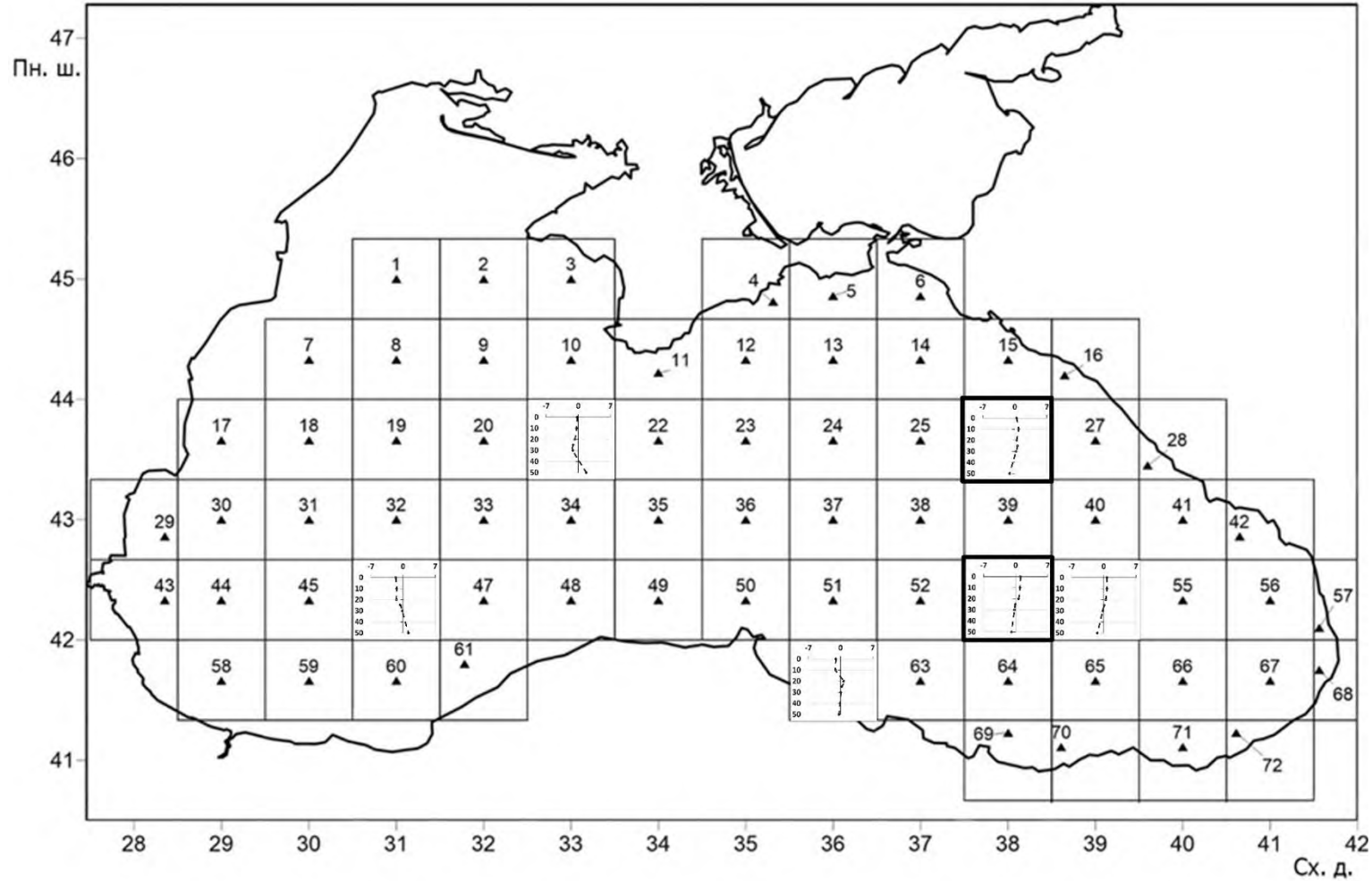
Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.40 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у серпні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.41 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у вересні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)



Виділений товстими лініями квадрат – графік побудований за усередненими значеннями

Рисунок 2.42 – Графіки різниці відносної помилки розрахунків солоності води за методикою від відносної помилки за кліматичними даними на горизонтах 0 – 50 метрів у жовтні 2017 року (позитивні значення означають, що відносна помилка за методикою менше відносної помилки за кліматичними даними)

РОЗДІЛ 3

ОЦІНКА ЕФЕКТИВНОСТІ ЗАСТОСУВАННЯ РОЗРОБЛЕНОЇ МЕТОДИКИ

3.1 Порівняльна оцінка отриманих результатів досліджень

Для додаткової перевірки точності та ефективності розрахунків за розробленою методикою вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря на основі супутникової інформації температури поверхні моря та розрахованими значеннями швидкості звуку у воді в період травень – жовтень було проведено порівняння отриманих результатів з результатами розрахунків термохалинних характеристик у Чорному морі на основі інших відомих методів, описаних у підрозділі 2.1 даної роботи.

Порівняння з гідродинамічними методами розрахунків термохалинних характеристик у Чорному морі.

У 2009 році Президія НАН України відзначила, що у МГІ створено сучасну оперативну систему, яка дозволяє прогнозувати динаміку морської товщі та поверхневе хвилювання [163]. Внаслідок затвердження Постанови Президії НАН України № 218 від 08.07.2009р [163] МГІ з 2009 по 2014 рр. був одним з основних виконавців проектів 7-ої рамкової програми Європейської Комісії *MyOcean* та *MyOcean2*, метою яких було створення інтегрованої загальноєвропейської системи аналізу й прогнозу стану Світового океану та морів Європи. На базі МГІ був створений Чорноморський центр морських прогнозів, у рамках якого розроблена й реалізована функціонуюча в оперативному режимі по теперішній час система аналізу й прогнозу стану Чорного моря [150].

Порівняння отриманих результатів розрахунків за розробленою методикою вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря на основі супутникової інформації з результатами розрахунків термохалинних характеристик у Чорному морі на основі чисельної гідродинамічної моделі МГІ проводилося у точності їх розрахунків.

В роботі [59] наведений аналіз прогнозу тривимірних полів температури та солоності у Чорному морі за період січень-грудень 2012 року. Розрахунки проводився за допомогою моделі МГІ (розрізненість по горизонталі 5 км).

Розрахунок статистичних характеристик точності проводився зіставленням змодельованих полів температури і солоності з вимірюваннями буїв Арго. Статистичні оцінки середнього та середньоквадратичного відхилень (СКВ) прогнозу температури та солоності від спостережень представлені по шести шарах: 0 – 5, 5 – 30, 30 – 100, 100 – 300, 300 – 800, 800 – 2000 метрів [59]. Для наглядного прикладу порівняння у таблиці 3.1 наведені результати тільки для шару 5 – 30 метрів.

Таблиця 3.1 – Оцінки точності розрахунків тривимірних полів температури та солоності за моделлю у шарі 5 – 30 метрів Чорного моря за період січень-грудень 2012 р.

Характеристика	Прогноз на одну добу		Прогноз на дві доби		Прогноз на три доби	
	Середнє	СКВ	Середнє	СКВ	Середнє	СКВ
Температура, °С	0,68	2,90	0,68	2,89	0,72	2,98
Солоність, ‰	0,01	0,25	0,01	0,25	0,01	0,26

У роботі [59] наведено, що чималі похибки спостерігаються у шарі 5 – 30м. Додатковий аналіз показав, що найбільші відхилення спостерігалися переважно у літній та осінній сезони, тобто у період існування яскраво вираженого сезонного термоклину, який має у Чорному морі невелику товщину. У цьому випадку невеликі помилки з розрахунку положення нижньої межі верхнього перемішаного шару моря призводять до великих похибок у розрахунку температури в межах сезонного термоклину. Аналіз статистичних оцінок точності розрахунків тривимірного поля солоності показав, що найбільші помилки та середньоквадратичні відхилення розрахованого поля солоності від спостережень зосереджені у шарах 30 – 100 м та 100 – 300 м, що захоплюють верхню та нижню межі галоклину.

Для порівняння розрахунків за розробленою методикою вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря на основі супутникової інформації в період травень – жовтень 2017 р. результати були приведені для шару 10 – 30 метрів, який містить розраховані значення на чотирьох горизонтах. Відхилення між розрахованими та вимірюваними значеннями температури і солоності визначались на кожному горизонті.

У таблиці 3.2 наведені середні та середньоквадратичні (СКВ) відхилення між розрахованими за розробленою Сриберком А.В. методикою та вимірюваними значеннями температури і солоності.

Таблиця 3.2 – Оцінки точності розрахунків температури та солоності за розробленою Сриберком А.В. методикою у шарі 10 – 30 метрів Чорного моря за період травень-жовтень 2017 р.

Характеристика	Статистичні оцінки	
	Середнє	СКВ
Температура, °С	-0,18	1,62
Солоність, ‰	-0,04	0,13

Порівняння значень у таблиці 3.1 та таблиці 3.2 дає підставу свідчити про те, що середньоквадратичні відхилення (СКВ) між розрахованими за розробленою Сриберком А.В. методикою та вимірюваними значеннями температури і солоності приблизно у два рази менші ніж СКВ помилок прогнозу термохалинних характеристик за допомогою моделі МПІ. Це дає підставу зробити висновок про достатньо високу точність розрахунків за розробленою Сриберком А.В. методикою вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря на основі супутникової інформації в періоді травень – жовтень 2017 р.

Порівняння з фізико-статистичними методами розрахунків температури води у Чорному морі.

У роботі [54] проводився аналіз взаємозв'язку приземного атмосферного тиску та температури води по вертикалі в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря. В результаті досліджень були побудовані рівняння множинної лінійної регресії, за якими можна відновлювати температуру моря по горизонтах на глибинах 0 – 25 м в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря на основі поля приземного атмосферного тиску у червні місяці.

Оцінку точності розрахунків вертикального розподілу температури води по горизонтах в західній частині Чорного моря за побудованими рівняннями множинної лінійної регресії на основі поля приземного атмосферного тиску та за розробленою методикою на основі супутникової інформації температури поверхні моря було проведено зіставленням відновлених полів температури і солоності з вимірюваннями на гідрологічних станціях та буях Арго. Відхилення між розрахованими та вимірюваними значеннями температури і солоності визначались на кожному горизонті.

Таким чином, на основі розрахунків [54] та рисунку 2.3 даної монографії (див. п. 2.1.2) були визначені СКВ між розрахованими та вимірюваними значеннями температури, а також природна мінливість

температури (σ_T) на кожному горизонті. Аналогічно були визначені СКВ та природна мінливість температури (σ_T) для результатів розрахунків температури води за розробленою методикою на основі супутникової інформації. Отримані результати наведені у таблиці 3.3.

Таблиця 3.3 – Середньоквадратичні відхилення та природна мінливість температури у західній частині Чорного моря у червні місяці

Горизонт, м	Розрахунки на основі поля приземного атмосферного тиску		Розрахунки на основі супутникової інформації температури поверхні моря	
	СКВ температури, °С	σ_T температури, °С	СКВ температури, °С	σ_T температури, °С
0	0,779	2,429	0,285	2,586
10	1,157	2,210	0,944	2,380
20	1,713	2,637	0,643	2,296
25	1,644	2,202	0,565	2,134

З таблиці 3.3 видно, що СКВ температури результатів розрахунків за розробленою методикою на основі супутникової інформації температури поверхні моря менше майже у двічі СКВ температури результатів розрахунків за побудованими рівняннями множинної лінійної регресії на основі поля приземного атмосферного тиску. Отримані результати підкреслюють достатньо високу точність розрахунків за розробленою методикою вертикального розподілу температури в діяльному шарі Чорного моря на основі супутникової інформації.

Було проведено ще одне порівняння результатів розрахунків вертикального розподілу температури води в діяльному шарі за розробленою методикою на основі супутникової інформації та за методом (див. п.2.1.2), який розробили Белінський Н. А., Глаголева М. Г. та Л. І. Скриптунова [53, 73, 114].

Порівняння результатів розрахунків вертикального розподілу температури води в діяльному шарі проводилось для станцій 1 – 6 (табл. 2.3). Для цього, на основі прикладу, наведеного у [53], був відновлений вертикальний розподіл температури води на цих станціях за методом, розробленим Белінським Н. А. та іншими авторами. Чисельні результати розрахунків наведені у додатку В даної монографії (див. Додаток В).

Графічне відображення результатів розрахунків вертикального розподілу температури води в діяльному шарі Чорного моря в період травень – жовтень для станцій 1 – 6 (табл. 2.3) за розробленою методикою

на основі супутникової інформації та за методом Белінського Н. А. та інших авторів [53, 73, 114] наведено на рисунку 3.1.

Як видно з рисунку 3.1 та чисельних розрахунків (див. табл. 2.7 з урахуванням критерію $\pm\Delta T$; Додаток В), точність розрахунків вертикального розподілу температури води в діяльному шарі Чорного моря в період травень – жовтень для станцій 1 – 6 (табл. 2.3) за розробленою методикою на основі супутникової інформації вища, ніж за методом Н. А. Белінського.

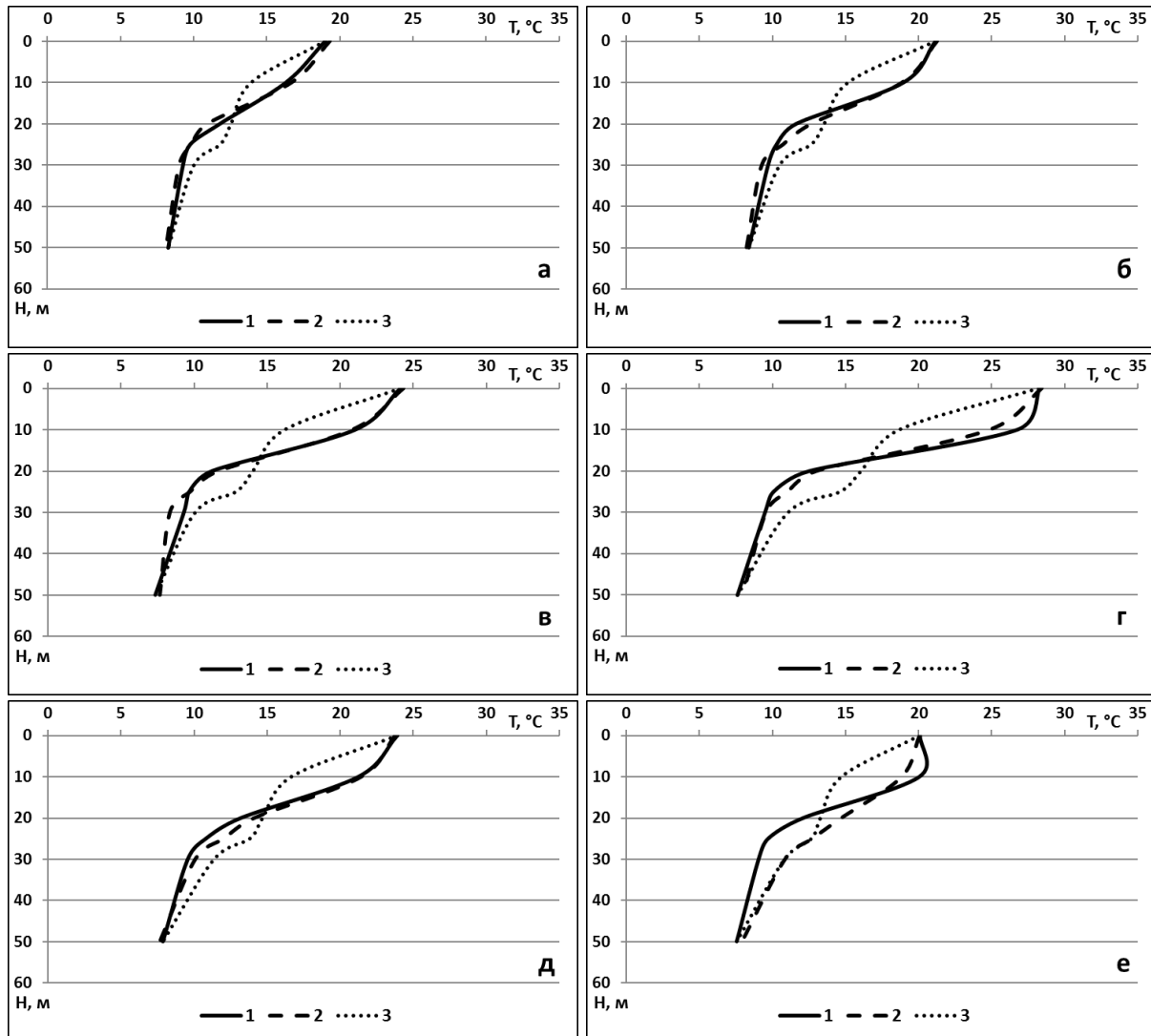


Рисунок 3.1 – Графіки вертикального розподілу температури води на станціях 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г), 5 (д) та 6 (е), які побудовані за контактними даними PFL (суцільна лінія 1), розробленою методикою на основі супутникової інформації (штрихова лінія 2) та за методом Белінського Н. А. та інших авторів (точкова лінія 3)

На основі проведених досліджень з порівнянь результатів розрахунків вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі

глибоководної частини Чорного моря можна констатувати, що точність розрахунків термохалинних характеристик за розробленою методикою на основі супутникової інформації температури поверхні моря та розрахованими значеннями швидкості звуку у воді в період травень – жовтень достатньо висока, що свідчить про доцільність її використання у наукових та прикладних цілях різних сферах діяльності.

3.2 Розрахунки вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря за даними дистанційних вимірювань

Локальний розрахунок вертикального розподілу температури та солоності води в Чорному морі за даними дистанційних вимірювань в шарі 0 – 50 метрів, тобто на декількох станціях, можна легко провести, застосовуючи розроблені рівняння. Але якщо розраховувати по усій акваторії Чорного моря, то цей процес дуже трудомісткий. Тому, автором даної роботи Сриберко А.В. розроблено автоматизований програмний комплекс розрахунку вертикального розподілу полів температури та солоності води в Чорному морі за даними дистанційних вимірювань (АПК) [164].

АПК включає:

- 864 рівняння експоненціальної та лінійної регресії для розрахунків вертикального розподілу температури води в усіх умовних квадратах (рис. 2.6) в Чорному морі та місяцях за період травень – жовтень;
- рівняння лінійної регресії для розрахунку поправок на температуру на стандартних горизонтах (10, 20, 25, 50 метрів);
- інтервали для визначення розрахунку температури води за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії;
- рівняння лінійної регресії для розрахунків швидкості звуку;
- рівняння для розрахунків солоності в Чорному морі.

Таким чином, АПК автоматично визначає, де і за якими рівняннями розраховувати вертикальний розподіл температури води і, відповідно, поправки на температуру та солоність води в Чорному морі в шарі 0 – 50 метрів.

Вихідними даними для розрахунків є тільки щоденні супутникові дані температури поверхні моря.

3.2.1 Аналіз розрахунків вертикального розподілу температури та солоності води в діяльному шарі Чорного моря за даними дистанційних вимірювань

Для візуалізації результатів розрахунків АПК побудуємо карти просторового розподілу температури й солоності води в Чорному морі на стандартних горизонтах, зональні і меридіональні розрізи для шести дат, по одній даті для кожного місяця 2018 року в період травень – жовтень.

Вибрані для прикладу дати представлені найбільшою кількістю даних супутникових вимірювань температури поверхні Чорного моря.

Просторовий розподіл температури поверхні Чорного моря за супутниковими даними зображений на рисунку 3.2. Карти просторового розподілу температури поверхні Чорного моря за супутниковими даними (рис. 3.2), побудовані за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення NASA – SeaDAS [98]. Білі ділянки на рисунку 3.2 характеризують відсутність супутникових даних, наприклад, через високу хмарність у момент вимірювань. Температурна шкала відповідає оригінальній шкалі для цих вимірювань [94].

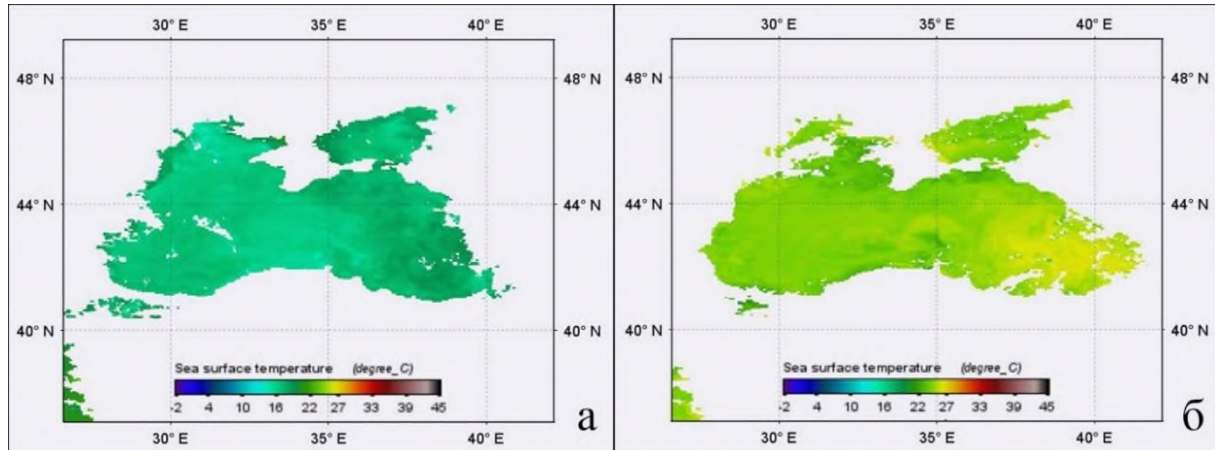
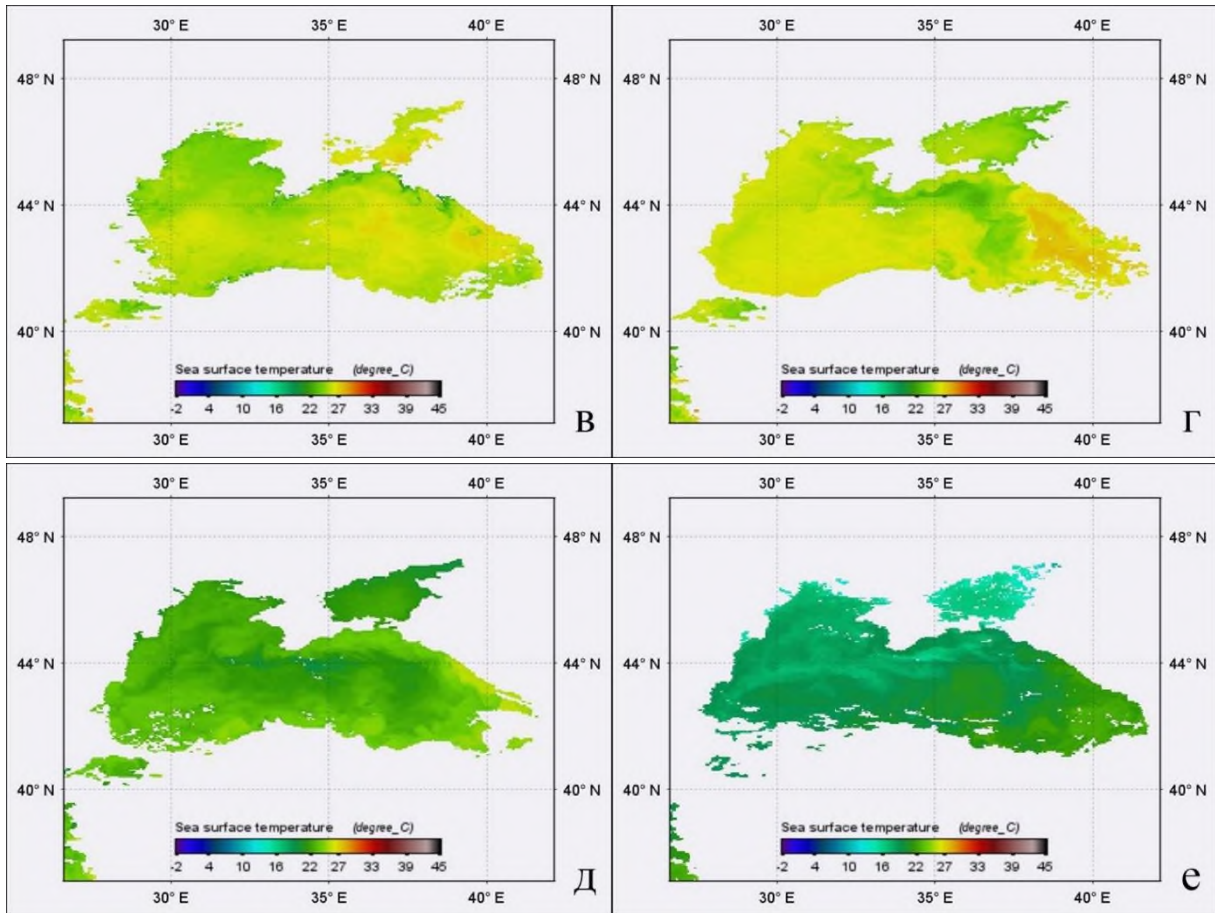


Рисунок 3.2 – Просторовий розподіл температури поверхні Чорного моря за супутниковими даними для 15.05.2018р. (а), 21.06.2018р. (б), 08.07.2018р. (в), 23.08.2018р. (г), 21.09.2018р. (д) та 15.10.2018р. (е)



Продовження рисунку 3.2

Результати розрахунків вертикального розподілу температури води та солоності за даними дистанційних вимірювань на стандартних горизонтах в Чорному морі та їх розподіл у зональних та меридіональних океанографічних розрізах, представлені на рисунках 3.3 – 3.14 та у наукових публікаціях, наприклад у [165, 166].

Рисунки 3.3 – 3.14 побудовані за допомогою комп'ютерної програми ODV (Ocean Data View), призначеної для інтерактивного дослідження і графічного відображення океанографічних профілів, траєкторій або часових рядів даних [77].

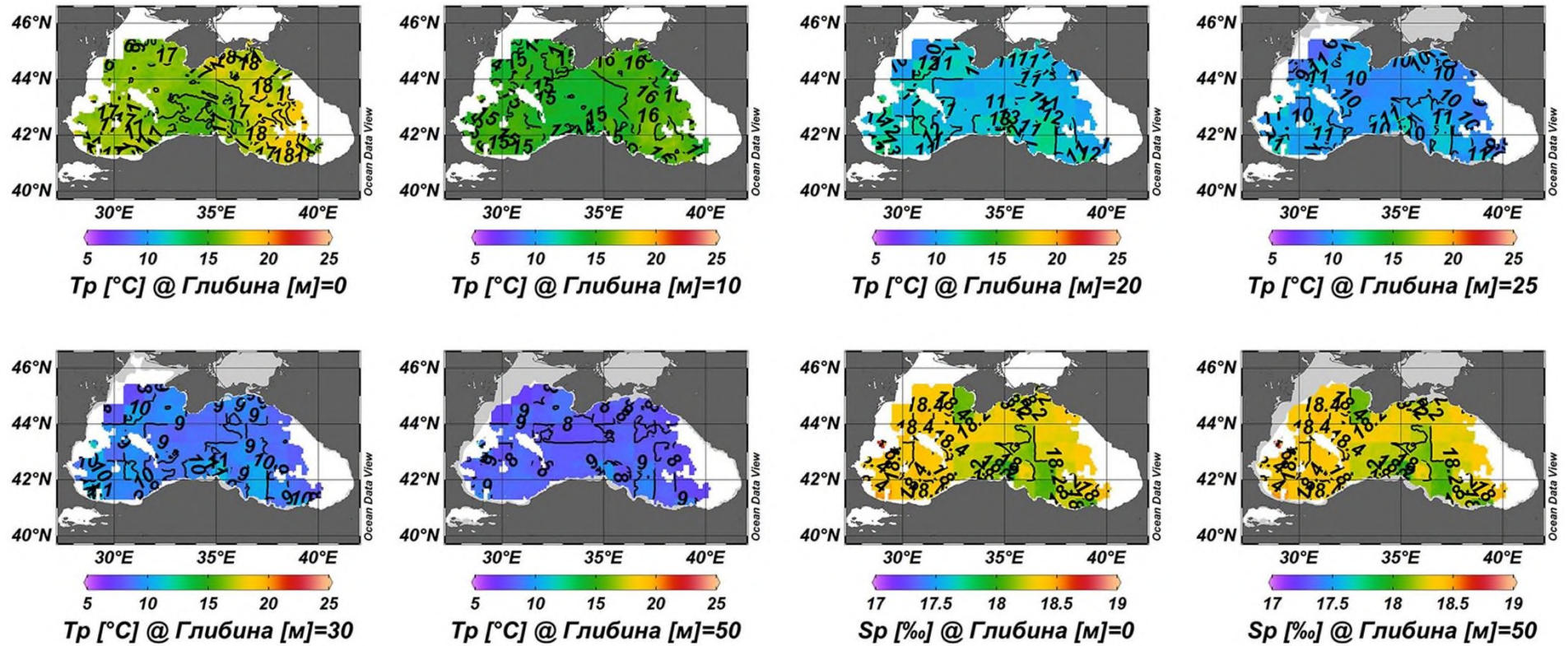
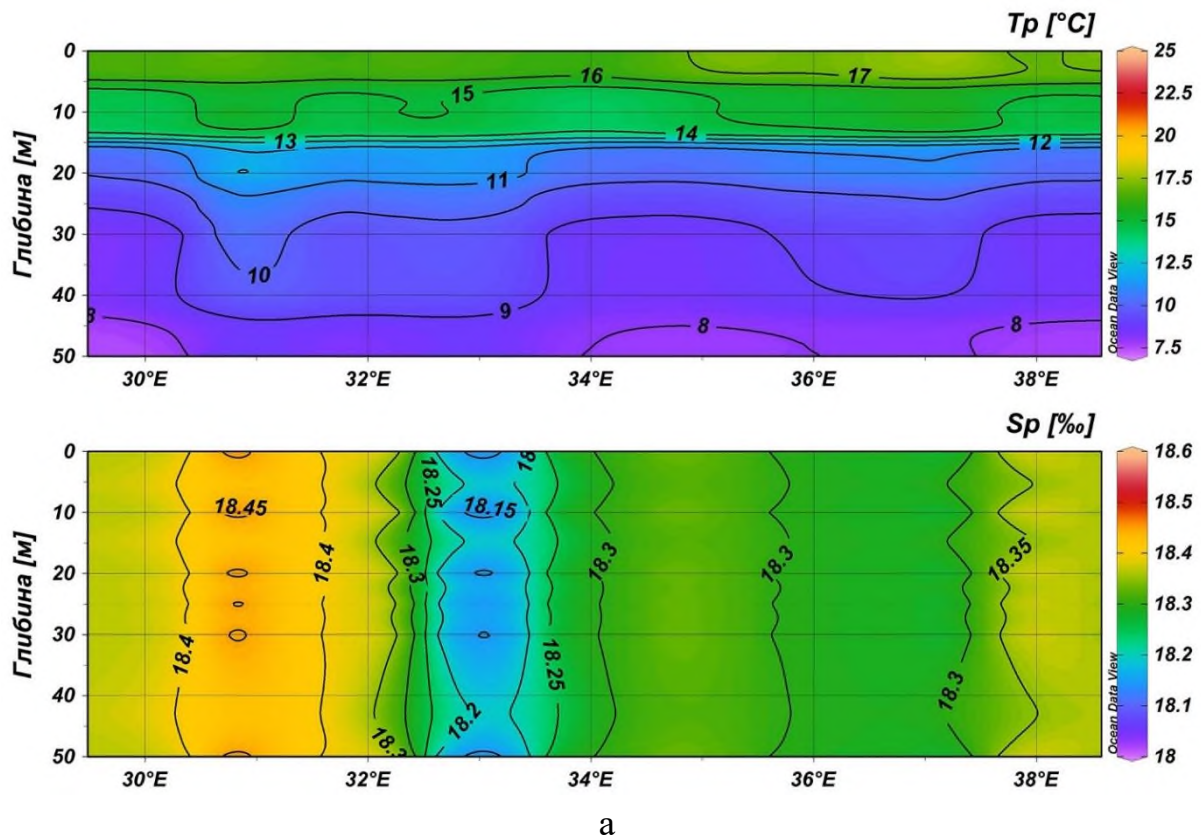
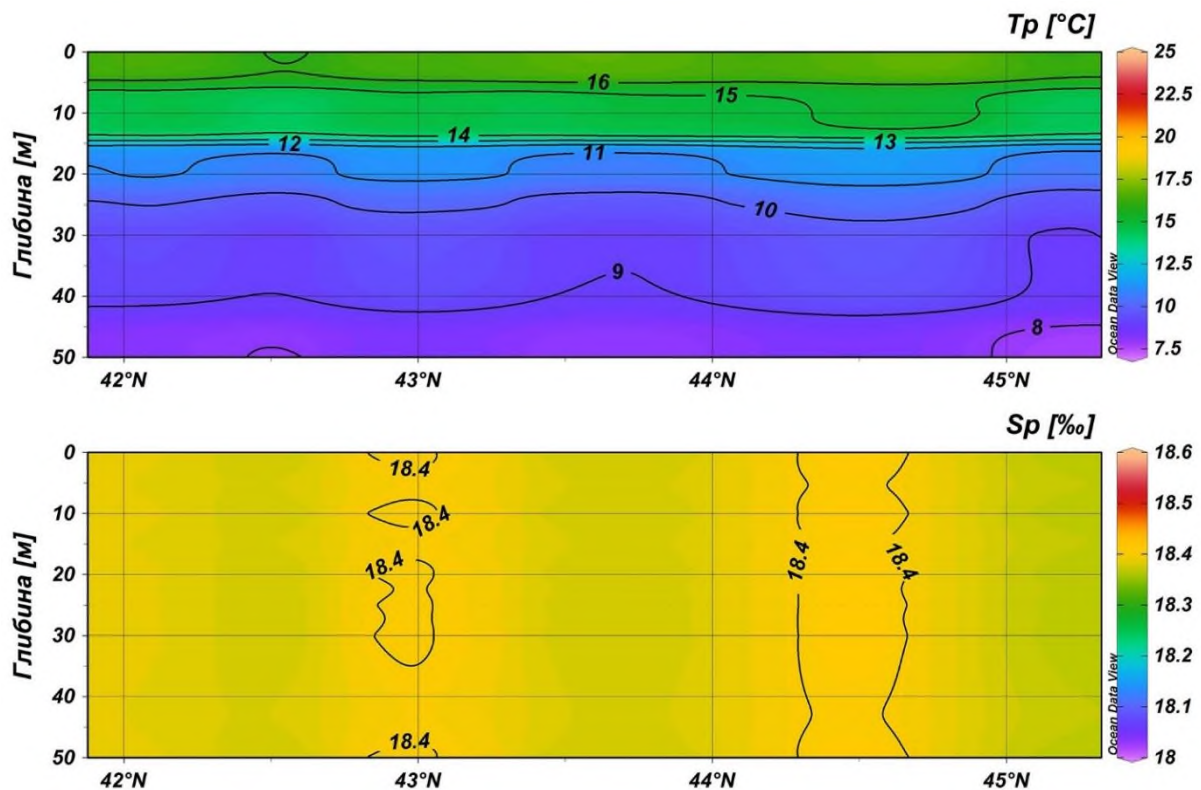


Рисунок 3.3 – Карті просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 15.05.2018 року



а



б

Рисунок 3.4 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті 44,00° N (а) та меридіональному, по довготі 32,34° E (б) розрізах в Чорному морі для 15.05.2018 року

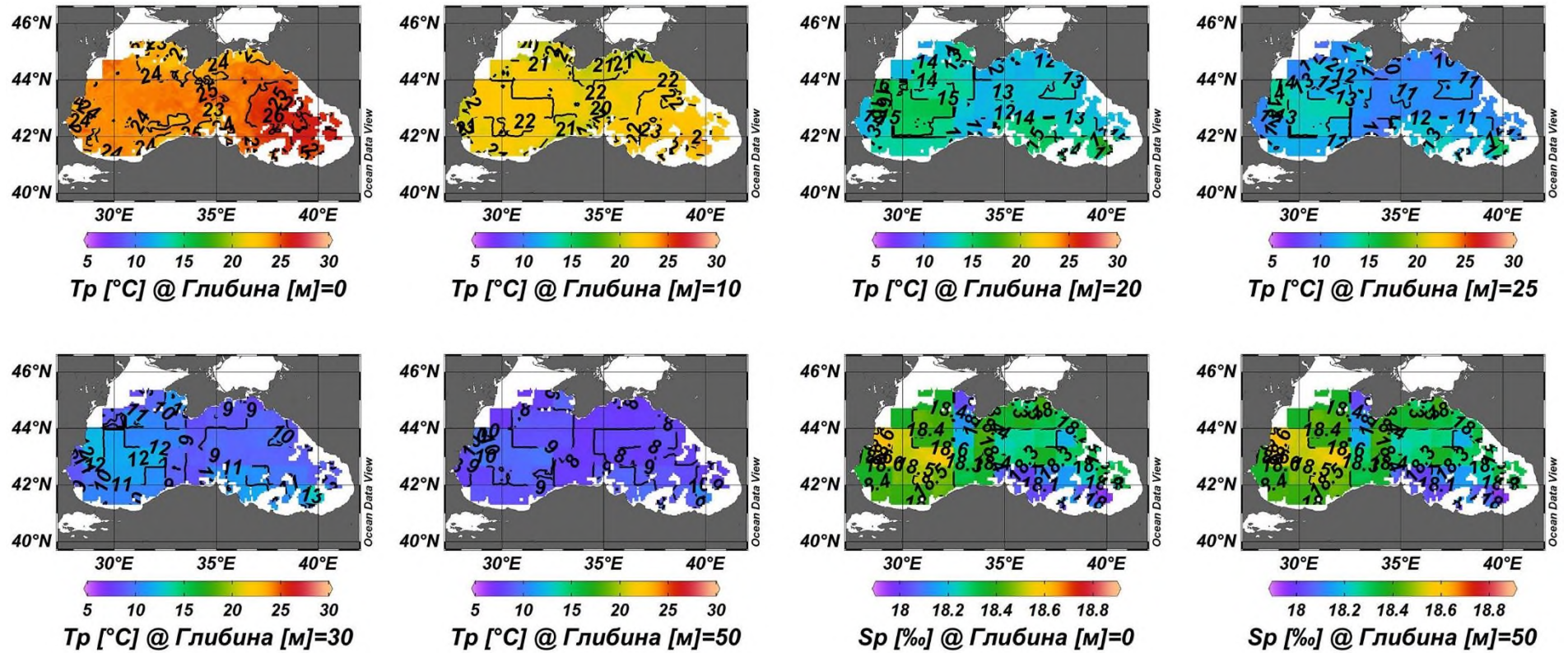
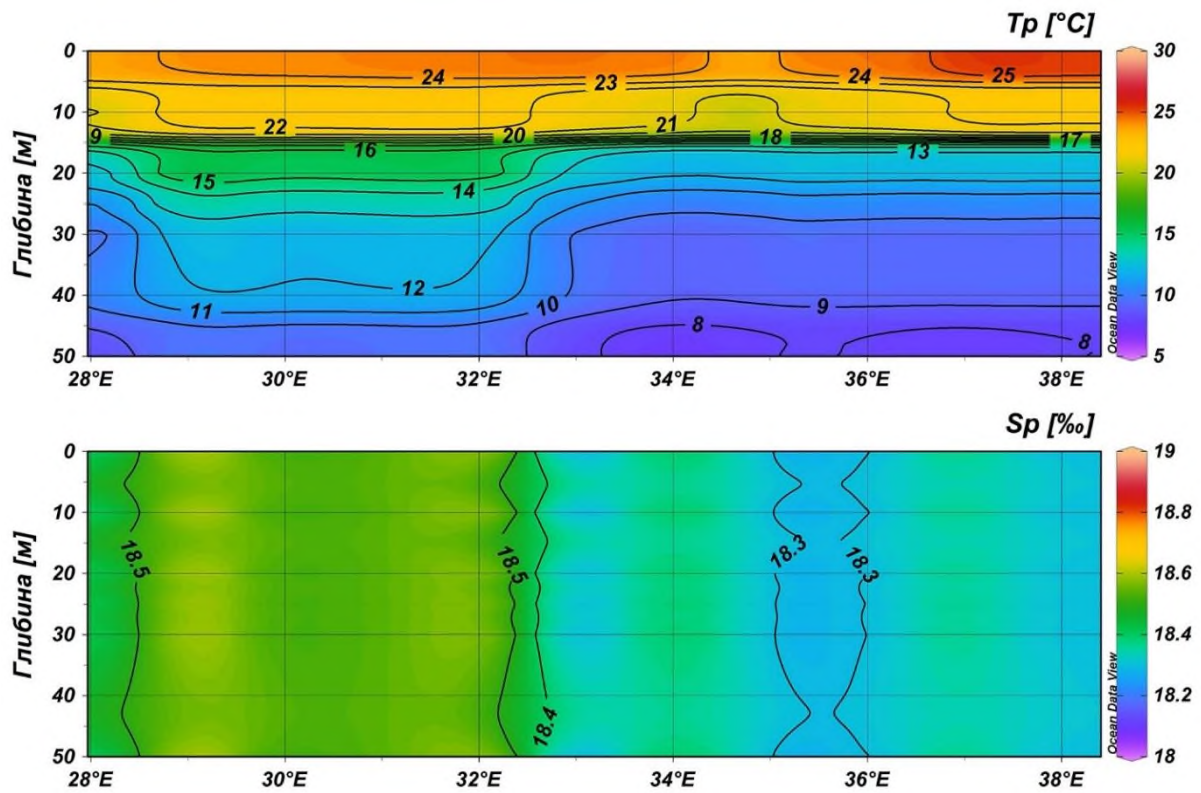
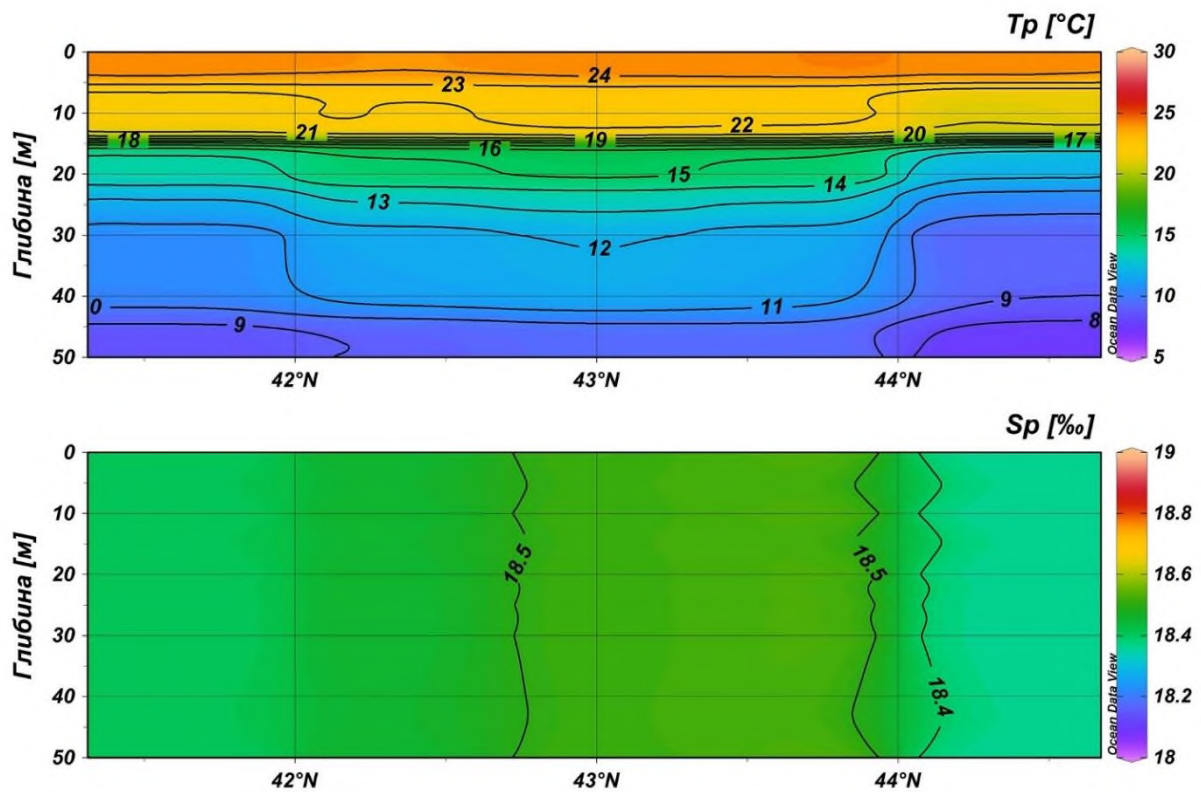


Рисунок 3.5 – Карты просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 21.06.2018 року



а



б

Рисунок 3.6 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті $43,00^\circ$ N (а) та меридіональному, по довготі $30,40^\circ$ E (б) розрізах в Чорному морі для 21.06.2018 року

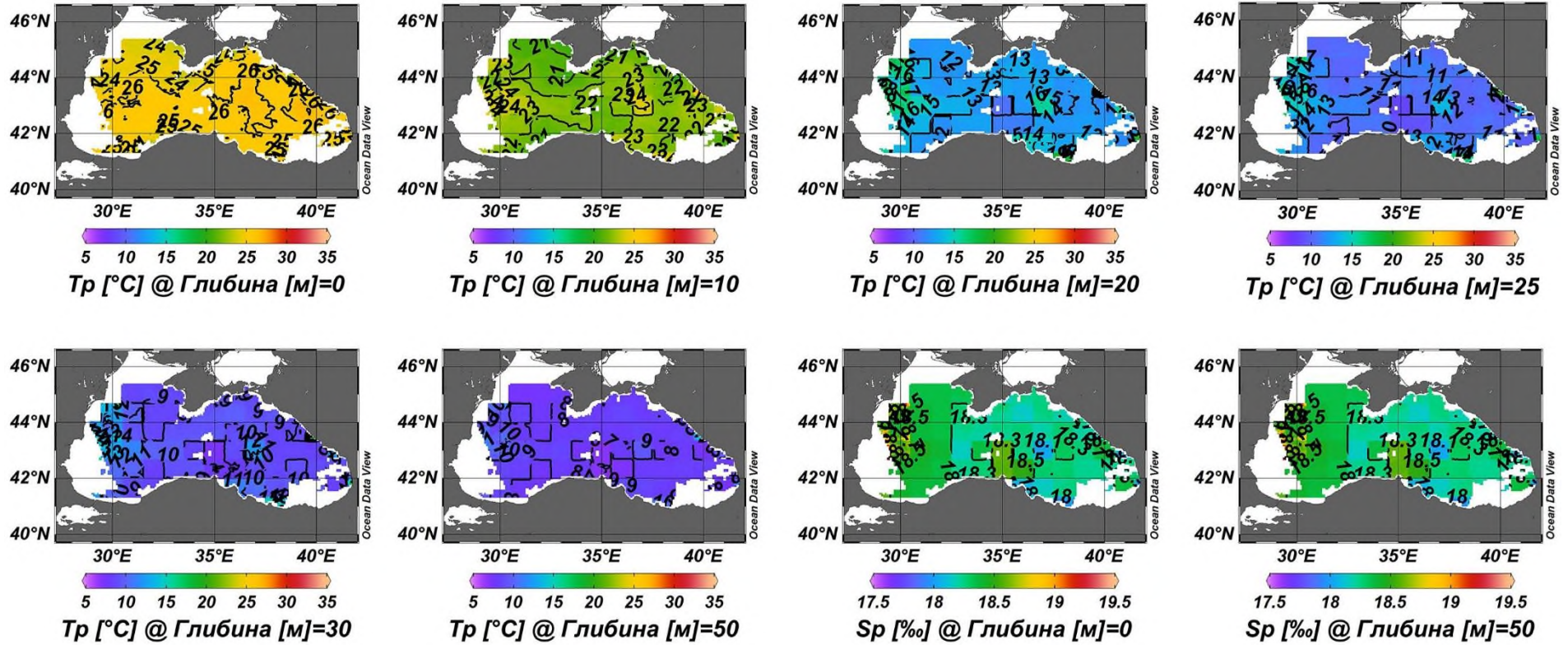
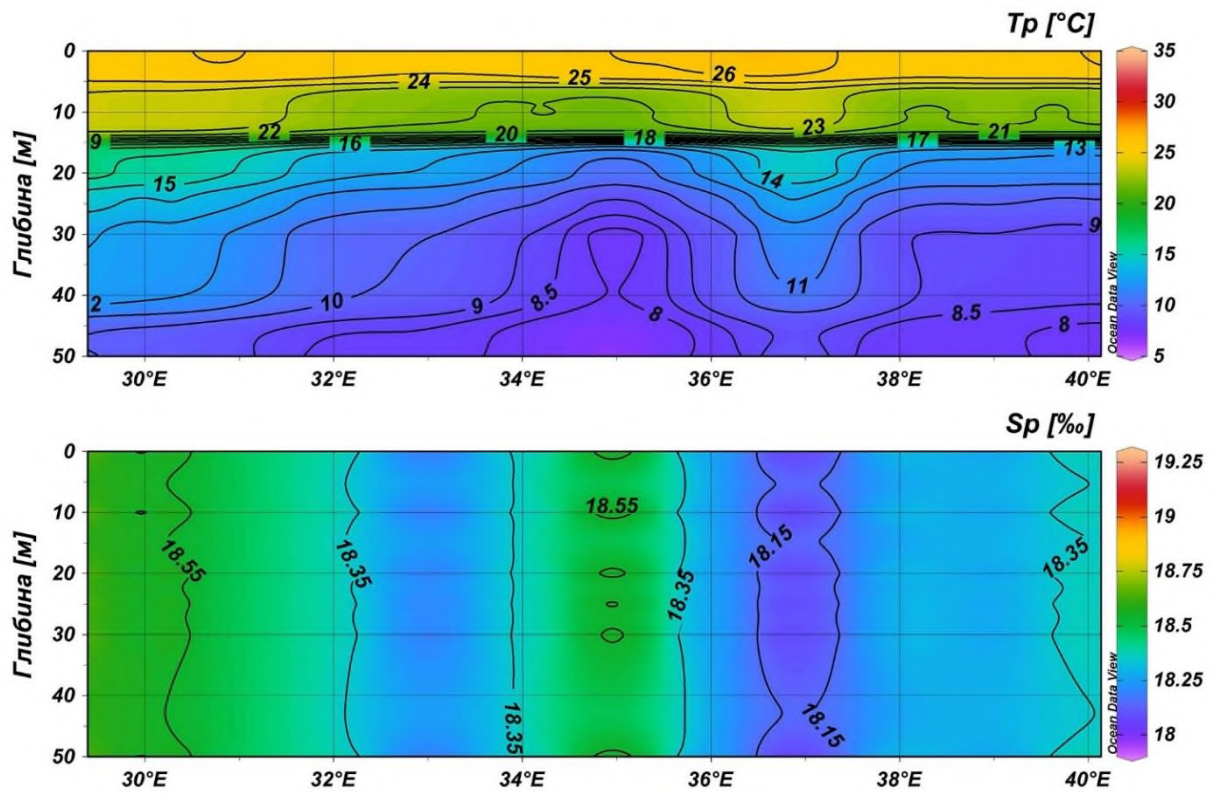
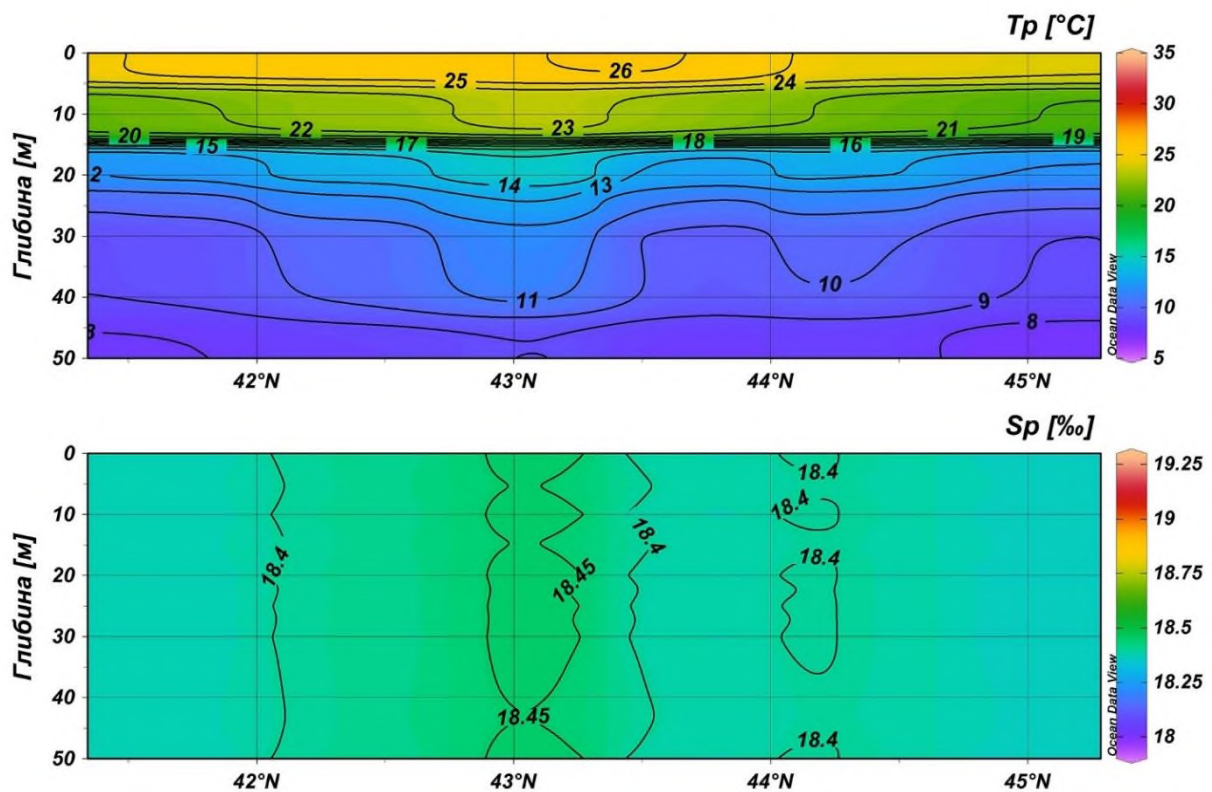


Рисунок 3.7 – Карти просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 08.07.2018 року



а



б

Рисунок 3.8 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті 43,23° N (а) та меридіональному, по довготі 30,85° E (б) розрізах в Чорному морі для 08.07.2018 року

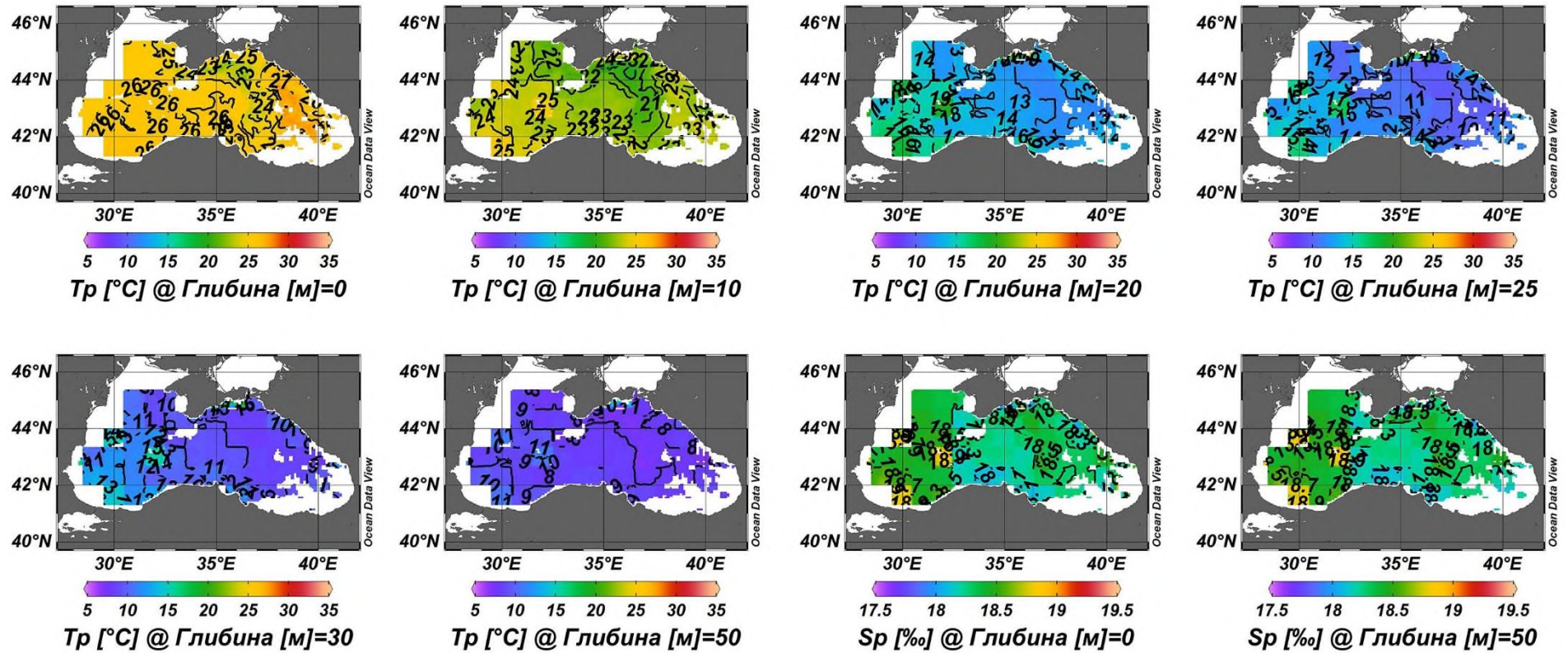
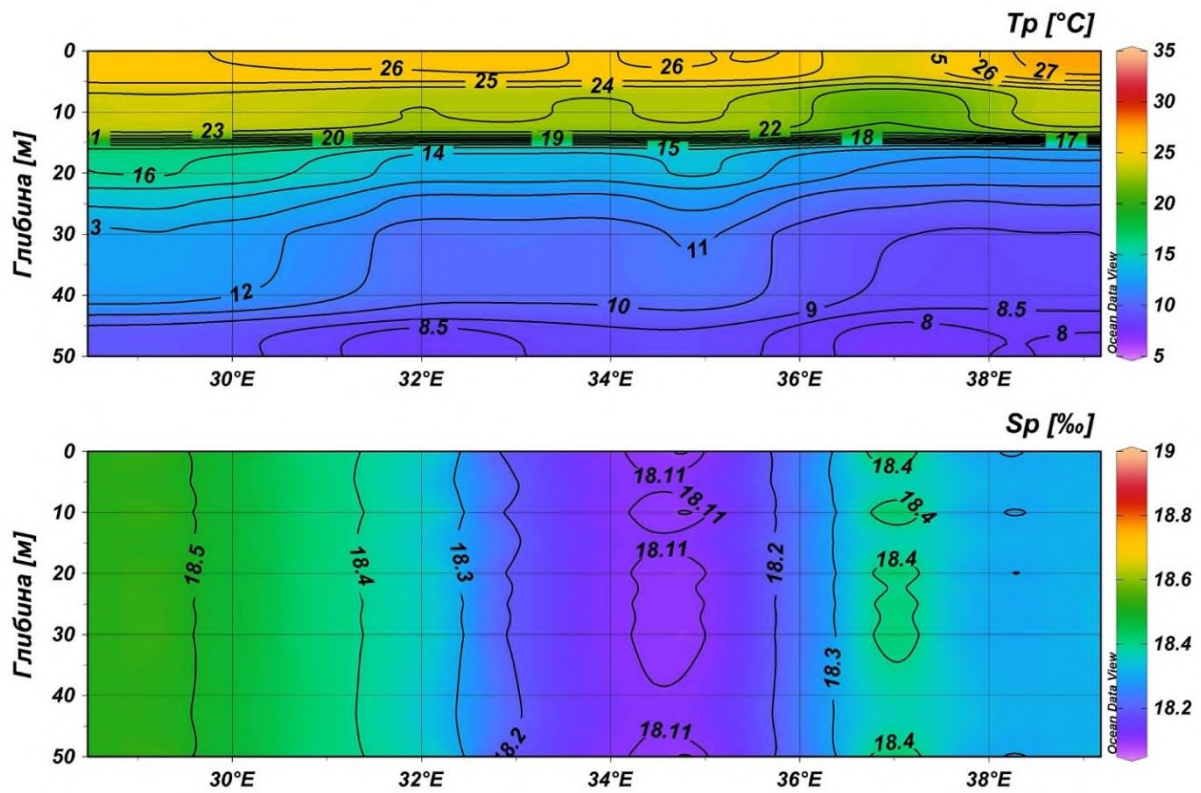
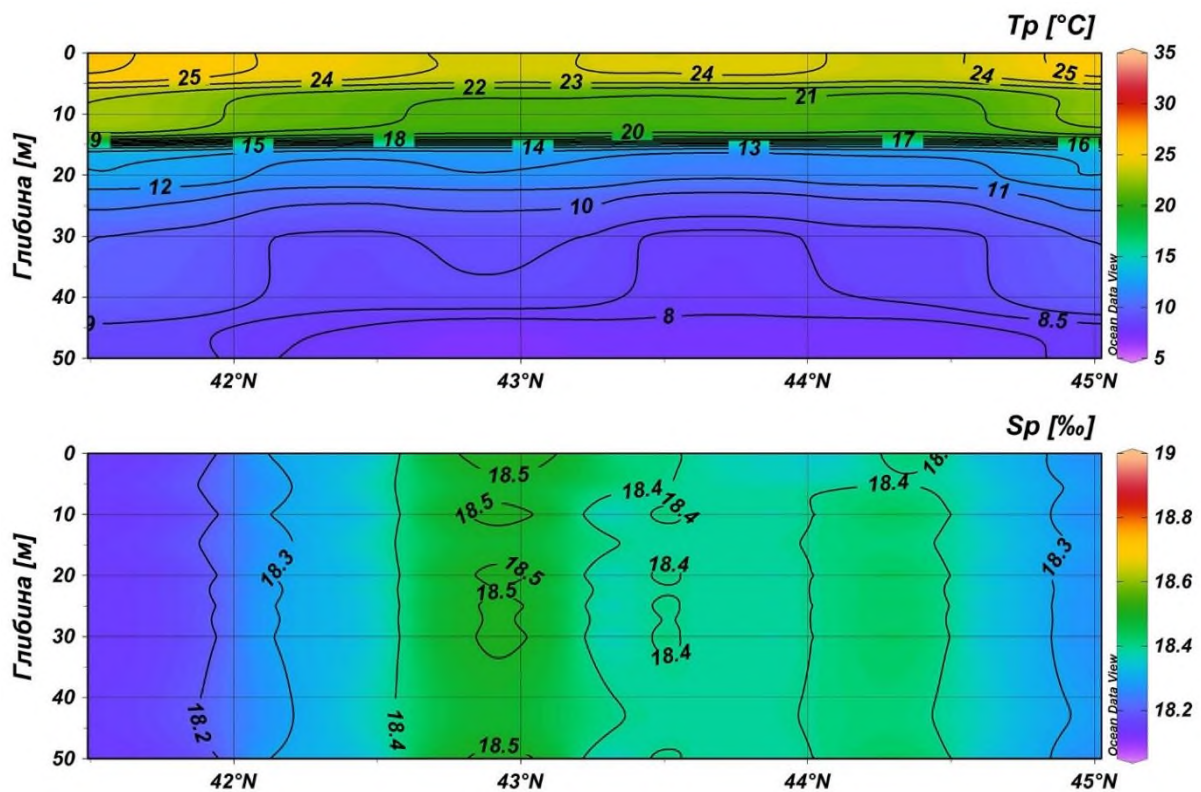


Рисунок 3.9 – Карти просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 23.08.2018 року



а



б

Рисунок 3.10 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті $42,60^\circ$ N (а) та меридіональному, по довготі $36,70^\circ$ E (б) розрізах в Чорному морі для 23.08.2018 року

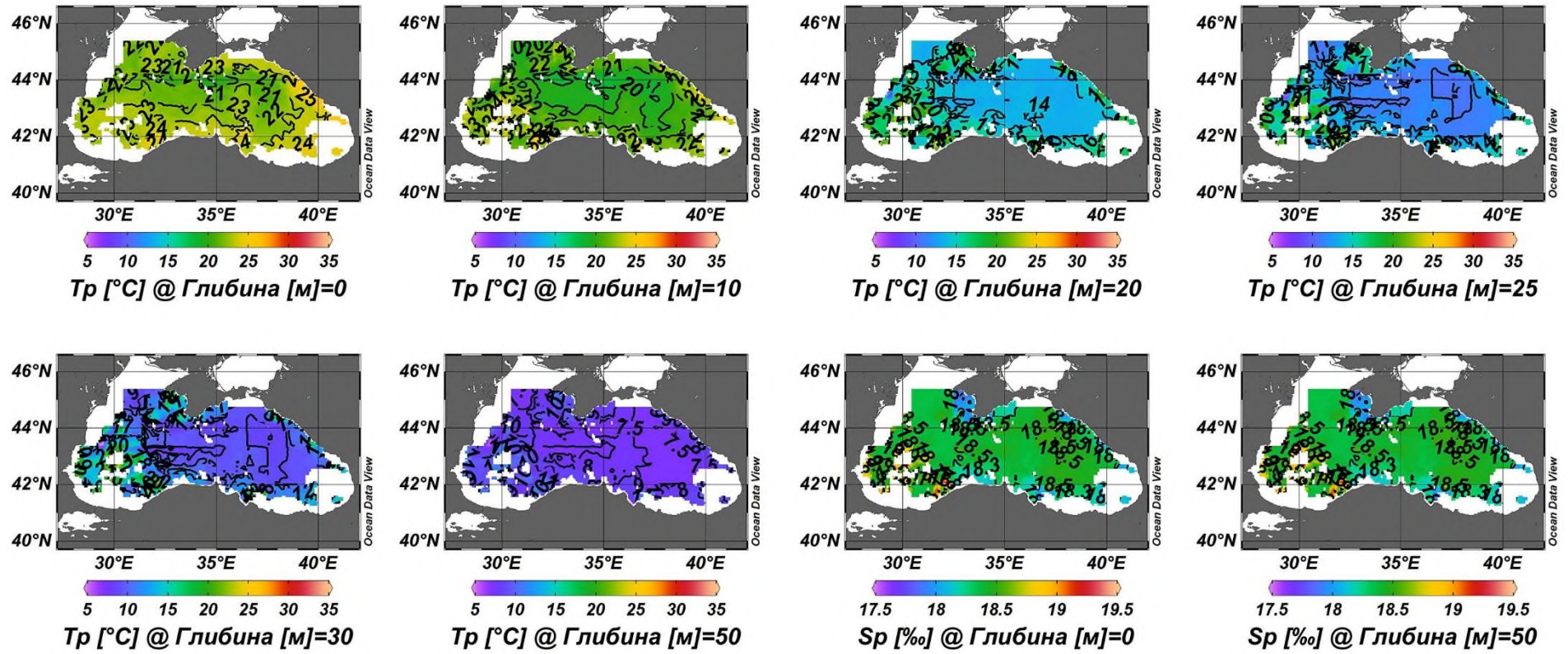
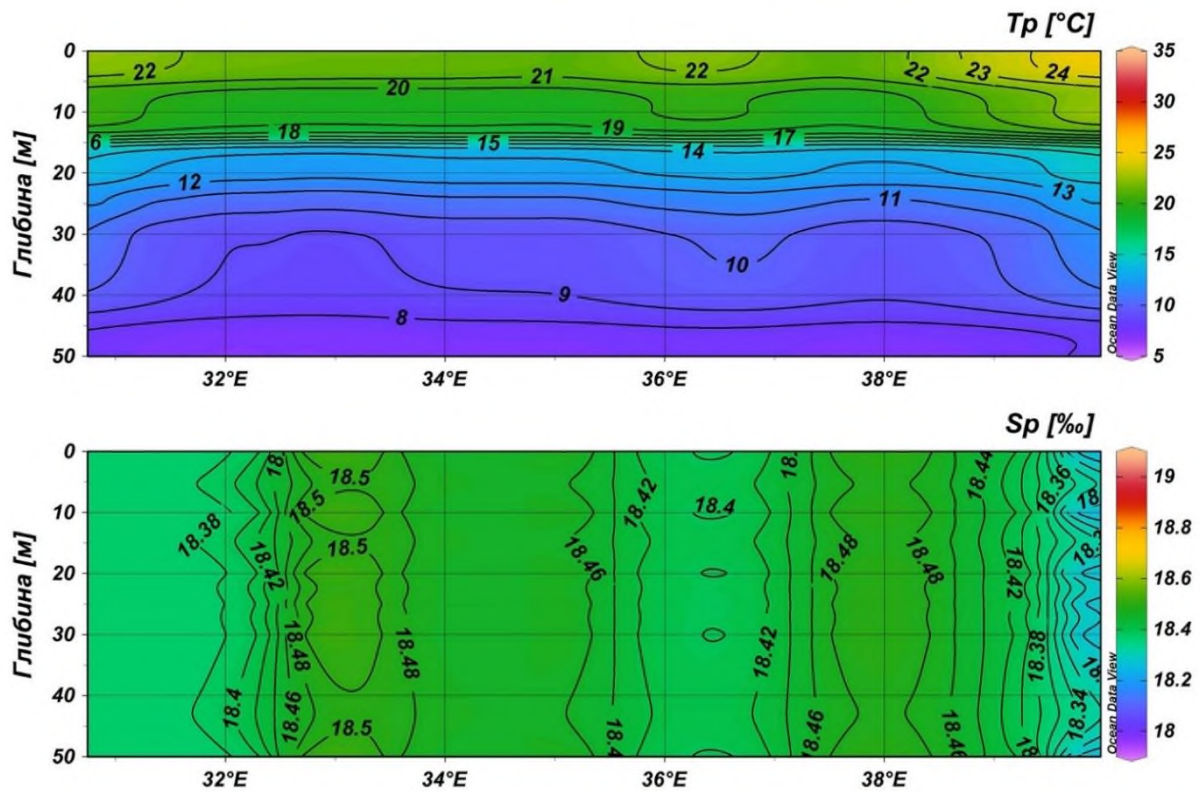
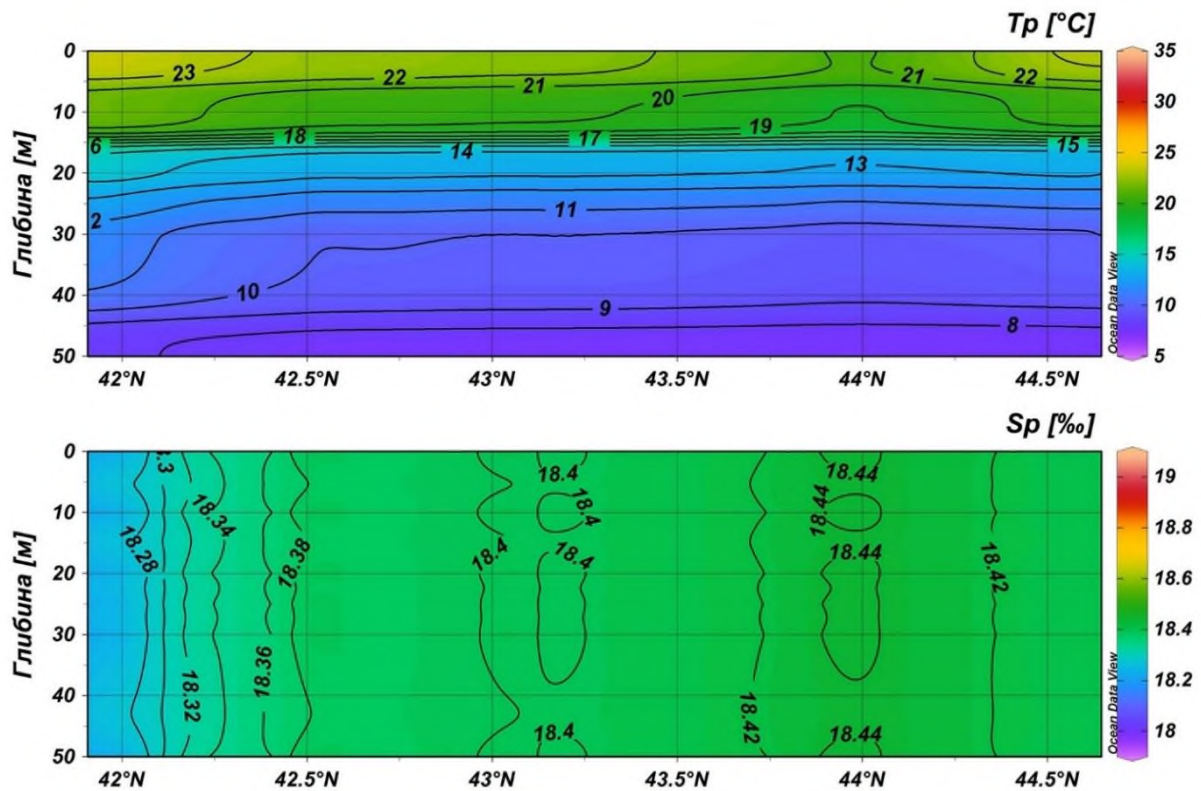


Рисунок 3.11 – Карты просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 21.09.2018 року



а



б

Рисунок 3.12 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті $43,31^\circ$ N (а) та меридіональному, по довготі $35,77^\circ$ E (б) розрізах в Чорному морі для 21.09.2018 року

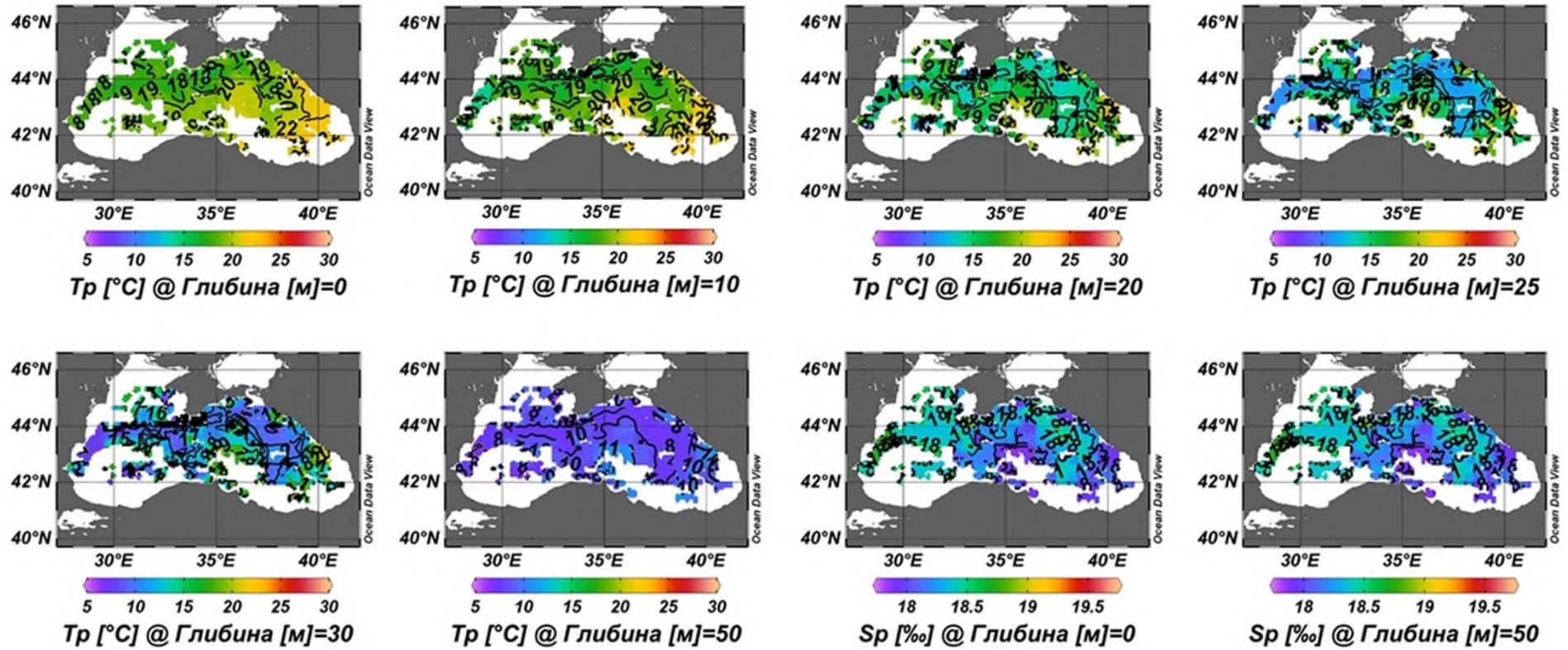
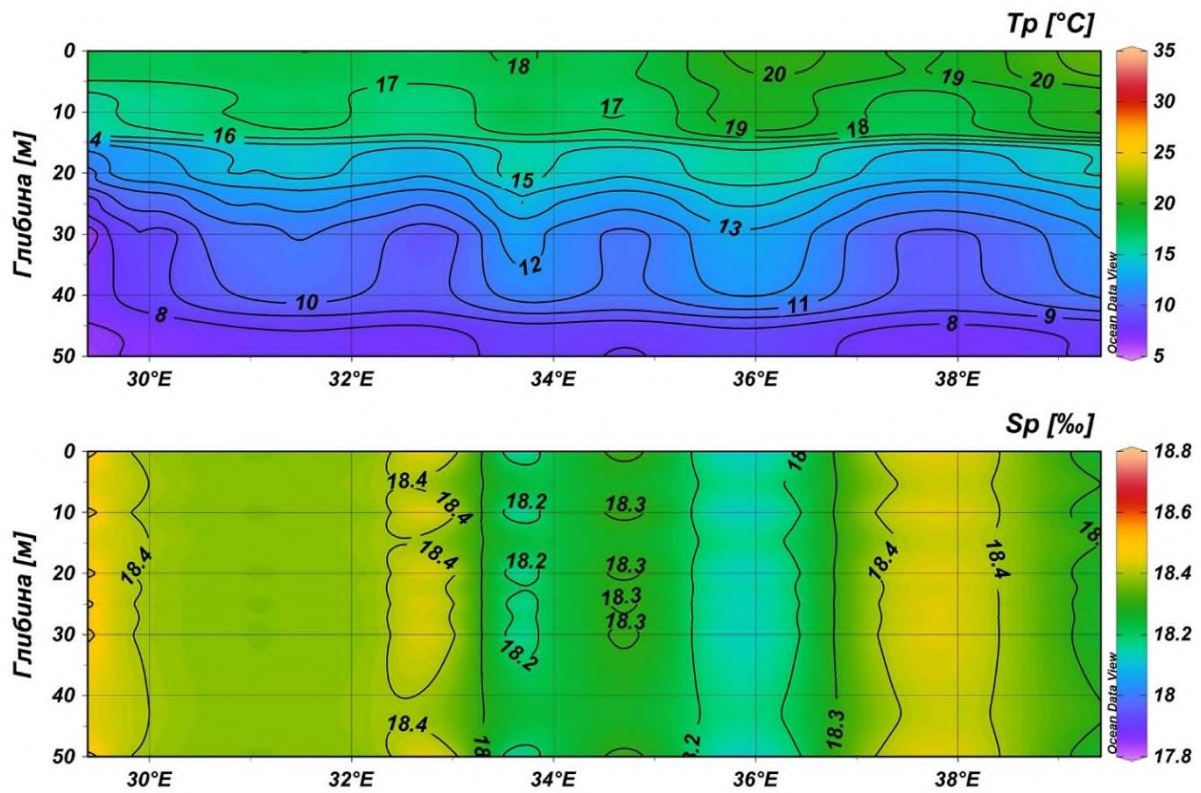
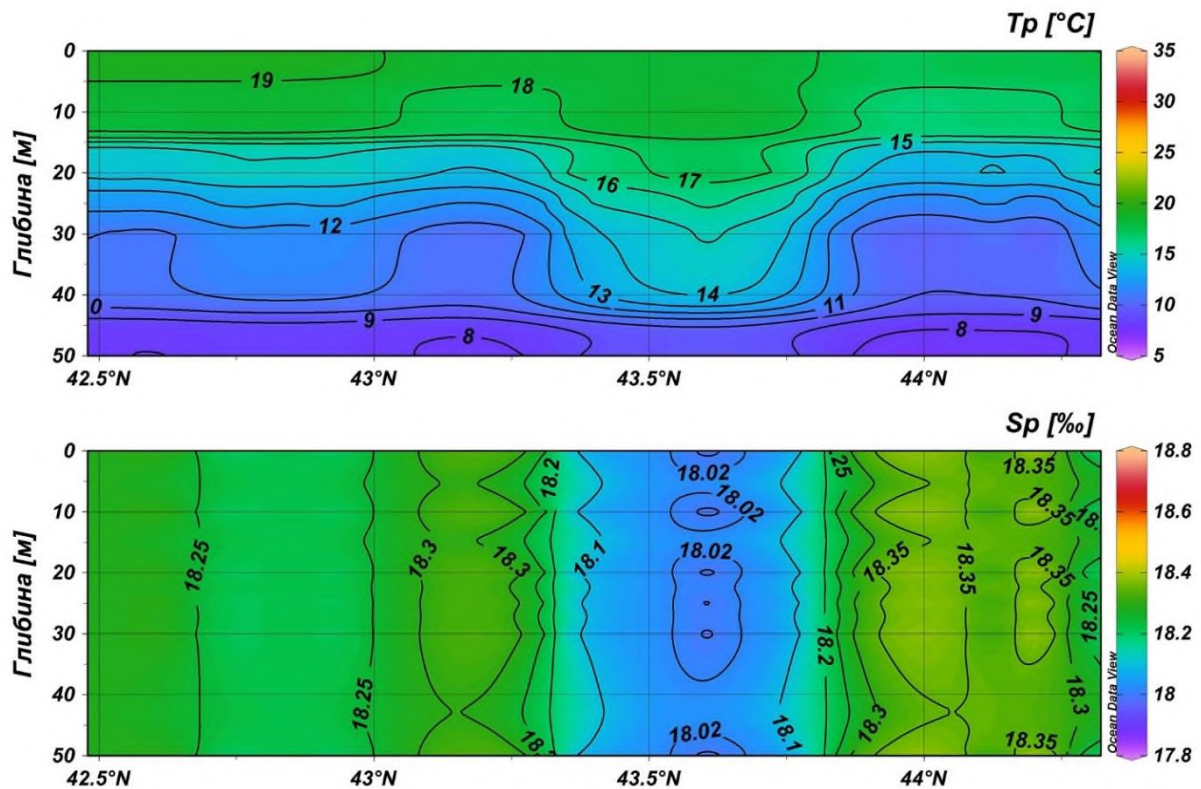


Рисунок 3.13 – Карти просторового розподілу розрахованої температури води (T_p) на стандартних горизонтах і солоності (S_p) на глибині 0, 50 м в Чорному морі 15.10.2018 року



а



б

Рисунок 3.14 – Розподіл розрахованої температури води (T_p) і солоності (S_p) на зональному, по широті $43,70^\circ$ N (а) та меридіональному, по довготі $33,52^\circ$ E (б) розрізах в Чорному морі для 15.10.2018 року

Проаналізувавши результати відновлення просторового розподілу термохалинних характеристик, виокремимо деякі особливості у цих розподілах.

На рисунку 3.4 (а) можна побачити яскраво виражені 3 куполи в шарі 15 – 50 метрів. Більш прогріті вертикальні шари спостерігаються на меридіанах з центрами вертикального перерізу по 31° сх.д. та 37° сх.д., які співпадають з меандрами ОЧТ у районі материкового схилу та на південній схід від Керченського прибережного антициклонічного вихору, відповідно (рис. 1.5). За критерієм 8°C [18], верхня межа ХПШ (3 куполи) спостерігаються починаючи з глибини 45 метрів на меридіанах $29,5^{\circ}$ – $30,4^{\circ}$ сх.д., 34° – 36° сх.д. та $37,4^{\circ}$ – $38,5^{\circ}$ сх.д.

Значення вертикального розподілу солоності в західній частині Чорного моря склали $18,4\text{‰}$. Мінімальне значення солоності ($S = 18,15\text{‰}$) спостерігалось в Севастопольському прибережному антициклонічному вихорі. На схід від Севастопольського прибережного антициклонічного вихору мінливість значень солоності була в межах $18,3\text{‰}$ – $18,35\text{‰}$ (рис. 3.4 (а)).

Як видно з рисунку 3.4 (б) розподіл ізотерм практично рівномірний уздовж усього розрізу за винятком прохолоднішого вертикального шару на паралелі $45,15^{\circ}$ пн.ш. в районі західного узбережжя Криму та появою в ньому верхньої межі ХПШ.

Мінливість значень вертикального розподілу солоності практично рівномірна по усьому розрізу (рис. 3.4 (б)) та склала $\approx 18,4\text{‰}$.

На рисунку 3.6 (а) більш прогрітий вертикальний шар спостерігається в західній частині Чорного моря, переважно в західному квазістаціонарному циклонічному круговороті (рис. 1.5). Починаючи з меридіану $33,27^{\circ}$ сх.д. та далі в східному напрямі на глибині 45 метрів спостерігаються 2 куполи верхньої межі ХПШ.

Як видно з рисунку 3.6 (а) більш солоні води ($S \approx 18,5\text{‰}$) спостерігаються в західній частині Чорного моря, переважно в західному квазістаціонарному циклонічному круговороті (рис. 1.5). Починаючи з меридіану $32,65^{\circ}$ сх.д. та далі на схід солоність в шарі 0 – 50 метрів знижується та складає близько $18,3\text{‰}$ – $18,35\text{‰}$.

Чітко виражений, прогрітий вертикальний шар (рис. 3.6 (б)) спостерігається в зоні ОЧТ та в західному квазістаціонарному циклонічному круговороті (рис. 1.5). Починаючи з паралелі 44° пн.ш. та далі в північному напрямі по меридіану $30,4^{\circ}$ сх.д. західної частині Чорного моря,

розташований прохолодний вертикальний шар з появою верхньої межі ХПШ на глибині 45 метрів. На південь від паралелі 42°пн.ш., також спостерігається менш прогрітий шар на горизонтах 20 – 40 метрів.

Розподіл солоності ($S \approx 18,5\%$) приблизно однорідний по усьому розрізу до паралелі 44°пн.ш. (рис. 3.6 (б)). Далі, в північному напрямі від паралелі 44°пн.ш., спостерігається зниження солоності на 0,1%, значення солоності дорівнювали $\approx 18,4\%$.

На рисунку 3.8 (а) спостерігається більш бурхливий розподіл ізотерм у порівнянні з попередніми рисунками 3.4 та 3.6. Прохолодний вертикальний шар з центром вертикального перерізу на меридіані 35°сх.д. співпадає з серединою центрального квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5) та появою верхньої межі ХПШ на глибині 30 метрів. Відразу після цього шару, далі на захід, спостерігається більш прогрітий шар, який співпадає із західною частиною східного квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5). Починаючи з меридіану 38°сх.д., знову починається прохолодний вертикальний шар й тягнеться до меридіану 40°сх.д., де вже простежується верхня межа ХПШ на глибині 45 метрів, що відповідає зоні ОЧТ в східній частині Чорного моря біля узбережжя Західного Кавказу (район міста Сочі).

Як видно з рисунку 3.8 (а) вертикальний розподіл солоності змінюється із заходу на схід до центральної частини Чорного моря (до 33°сх.д.). Далі на схід по паралелі 43,23°пн.ш. до меридіану 35°сх.д. відбувається збільшення солоності, де максимальне значення солоності 18,55% на меридіані 35°сх.д. співпадає з серединою центрального квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5). Мінімальні значення солоності $\approx 18,05\%$ спостерігаються на меридіані 37°сх.д., що співпадає із західною частиною східного квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5).

На рисунку 3.8 (б) більш прогрітий вертикальний шар спостерігається на паралелі 43°пн.ш., який розташований в західному квазістаціонарному циклонічному круговороті (рис. 1.5). Верхня межа ХПШ спостерігається в південному напрямі по меридіану 30,85°сх.д., починаючи з паралелі 41,81°пн.ш. в зоні ОЧТ поблизу західної частини Анатолійського узбережжя та в північному напрямі по меридіану 30,85 сх.д., починаючи з паралелі 44,65 пн.ш. в районі материкового схилу.

Вертикальний розподіл солоності по усьому розрізу (рис. 3.8 (б)) практично однорідний та складає 18,4% з невеликим збільшенням на 0,05%

на паралелі 43° пн.ш., що знаходиться у західному квазістаціонарному циклонічному круговороті (рис. 1.5).

Більш прогрітий вертикальний шар, розташований на заході розрізу (рис. 3.10 (а)), стає прохолодніше в східному напрямі по паралелі $42,6^{\circ}$ пн.ш., де починаючи з меридіану $36,35^{\circ}$ сх.д. можна спостерігати верхню межу ХПШ на глибині 45 метрів.

Розподіл солоності в розрізі (рис. 3.10 (а)) змінюється із заходу на схід по паралелі $42,6^{\circ}$ пн.ш. до меридіану $34,56^{\circ}$ сх.д., де значення солоності досягають мінімуму ($S \approx 18,11\%$) та співпадає з районом меандру ОЧТ біля центральної частини Анатолійського узбережжя. Далі на схід по паралелі $42,6^{\circ}$ пн.ш. значення солоності збільшується до меридіану 37° сх.д., де значення солоності досягають $18,4\%$ та співпадає із західною частиною східного квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5). На схід від меридіану 37° сх.д. солоність знижується на $\approx 0,1\%$ та складала $\approx 18,3\%$.

Мінливість значень вертикального розподілу температури води супроводжується невеликим підняттям ізотерм в центральній (мористій) частині та опусканням на периферії східної частини моря (рис. 3.10 (б)). Верхня межа ХПШ спостерігається уздовж більшої частини розрізу на глибині 45 метрів, починаючи з паралелі $42,15^{\circ}$ пн.ш. до $44,8^{\circ}$ пн.ш.

Вертикальний розподіл солоності в розрізі (рис. 3.10 (б)) має максимум $18,5\%$ на паралелі $42,94^{\circ}$ пн.ш., яка проходить між центральним та східним квазістаціонарними циклонічними круговоротами (рис. 1.5). Мінімальні значення солоності $18,2\%$ притаманні зоні ОЧТ в районі гирла р. Єшил-Ирмак центральної частини Анатолійського узбережжя.

На рисунку 3.12 (а) можна побачити підйом вод в центрі та опусканням на периферії моря формуючи куполоподібний розподіл ізотермічних поверхонь. Подібний розподіл температури води підтверджують автори [18]. Верхня межа ХПШ простягається практично уздовж усього розрізу на глибині 45 метрів.

Розподіл солоності являє собою 2 максимуми з солоністю $18,5\%$ (рис. 3.12 (а)): перший максимум – на меридіані 33° сх.д., а другий – на меридіані 38° сх.д. та зменшенням солоності на периферії моря, що також формує куполоподібний розподіл солоності. Такий розподіл солоності співпадає з думкою авторів [18].

На рисунку 3.12 (б) спостерігається невеликий купол ізотерм на паралелі 44° пн.ш., який співпадає з меандром ОЧТ, розташованого на захід від Керченського прибережного антициклонічного вихору (рис. 1.5).

Опускання ізотерм відбувається в районі прибережного антициклонічного вихору центральної частини Анатолійського узбережжя (рис. 1.5). Верхня межа ХПШ простягається практично уздовж усього розрізу на глибині 47 метрів.

Розподіл солоності має максимум 18,44‰ на паралелі 44°пн.ш з подальшим повільним зменшенням значень солоності в північному напрямі уздовж меридіану 35,77°сх.д. та мінімумом значень солоності 18,22‰ на периферії моря, в районі гирла р. Кизил-Ірмак центральної частини Анатолійського узбережжя (рис. 3.12 (б)).

На рисунку 3.14 (а) видно чітко виражені 3 куполи: перший купол – на меридіані 32,65°сх.д., який збігається з меандром ОЧТ, розташованого на південь від Севастопольського прибережного антициклонічного вихору (рис. 1.5); другий купол – на меридіані 34,69°сх.д., який збігається з краєм північної частини центрального квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5); третій купол – на меридіані 37,77°сх.д., який збігається з краєм північної частини східного квазістаціонарного циклонічного круговороту (рис. 1.5). Підйом ізотерм в західній частині розрізу збігається з меандром ОЧТ, розташованого на північ від Каліакрського прибережного антициклонічного вихору (рис. 1.5). Верхня межа ХПШ спостерігається на заході розрізу на глибині 30 метрів з подальшим заглибленням до глибини 45 метрів в районі першого куполу. Далі на схід по паралелі 43,7°пн.ш. верхня межа ХПШ спостерігається біля другого та третього куполів на глибинах ≈ 50 метрів та 45 метрів, відповідно.

Вертикальний розподіл солоності (рис. 3.14 (а)) знаходиться в протифазі з вертикальним розподілом температури води, тобто більш прогріті вертикальні шари відповідають менш солоним вертикальним шарам та навпаки. Розподіл солоності також має куполоподібний характер, куполи яких, співпадають з основними елементами циркуляції Чорного моря, які описані для розподілу температури води (рис. 3.14 (а)).

На рисунку 3.14 (б) видно 3 куполи ізотермічних поверхонь з центрами вертикального перерізу: перший купол – на паралелі 42,56°пн.ш., який співпадає з меандром ОЧТ, розташованого на північ від прибережного антициклонічного вихору центральної частини Анатолійського узбережжя (рис. 1.5); другий купол – на паралелі 43,15°пн.ш., який розташований по середині між західним та центральним квазістаціонарними циклонічними круговоротами (рис. 1.5); третій купол – на паралелі 44,06°пн.ш., який

збігається з меандром ОЧТ, розташованого на південний схід від Севастопольського прибережного антициклонічного вихору в районі південного берега Криму (рис. 1.5). Також на рисунку видно чітко виражений більш прогрітий вертикальний шар з центром вертикального перерізу на паралелі $43,56^{\circ}$ пн.ш., який знаходиться по середині між меандром ОЧТ, розташованого на південний схід від Севастопольського прибережного антициклонічного вихору в районі південного берега Криму та центральним квазістаціонарним циклонічним круговоротом (рис. 1.5). Верхня межа ХПШ простежується під усіма 3-ма куполами: під першим куполом – на глибині ≈ 50 метрів; під другим й третім куполами – на глибині 45 метрів.

Вертикальний розподіл солоності має характер протифази по відношенню до вертикального розподілу температури води (рис. 3.14 (б)). Чітко виражені максимальні значення солоності (близько 18,35‰) під другим та третім куполами ізотерм (рис. 3.14 (б)). Яскраво виражений вертикальний шар з мінімальними значеннями солоності ($S \approx 18\text{‰}$) відповідає більш прогрітому вертикальному шару температури води з центром вертикального перерізу на паралелі $43,56^{\circ}$ пн.ш. (рис. 3.14 (б)).

Максимум вертикального градієнту розрахованих значень температури води на стандартних горизонтах в Чорному морі спостерігався в шарі 10 – 20 метрів та не перевищував $1,17^{\circ}\text{C м}^{-1}$ (табл. 3.4).

Таблиця 3.4 – Максимуми вертикального градієнту розрахованих значень температури води на стандартних горизонтах в Чорному морі

Дата	Шар, м	Градієнт, $^{\circ}\text{C м}^{-1}$
15.05.2018	10 – 20	0,62
21.06.2018	10 – 20	1,03
08.07.2018	10 – 20	1,15
23.08.2018	10 – 20	1,17
21.09.2018	10 – 20	1,00
15.10.2018	10 – 20	0,80

Вертикальний градієнт значень солоності тут не розглядається, так як зазначалося вище, що локальний 50-ти метровий шар вертикального розподілу солоності однорідний.

Просторовий розподіл температури води поверхневого шару в Чорному морі на всіх рисунках 3.3, 3.5, 3.7, 3.9, 3.11, 3.13 відповідає найбільш характерним рисам, які притаманні Чорному морю, а саме ростом температури води у напрямку від північного заходу на південний схід.

Звернемо увагу на локальні мінімуми температури води в просторовому розподілі:

Рисунок 3.3 – уздовж центральної частини Анатолійського узбережжя, що співпадає з дослідженнями, які описані у роботі [18]. Цей мінімум викликаний стійким апвелінгом.

Рисунок 3.5 – уздовж центральної частини Анатолійського узбережжя, Керченсько-Таманського шельфу та району західної частини Криму.

Рисунок 3.7 – уздовж західної частини Керченсько-Таманського шельфу та південно-східного узбережжя Криму, а також західного узбережжя Криму.

Рисунок 3.9 – уздовж південно-східного узбережжя Криму з виходом в мористу акваторію східної частини Чорного моря.

Рисунок 3.11 – уздовж паралелі 44° пн.ш. від меридіану $31,8^{\circ}$ сх.д до $35,69^{\circ}$ сх.д, який розташований на півночі центральної частини Чорного моря.

Рисунок 3.13 – уздовж південно-східного узбережжя Криму та районів Керченсько-Таманського шельфу й західної частини Криму.

Просторовий розподіл солоності на всіх рисунках 3.3, 3.5, 3.7, 3.9, 3.11, 3.13 має характерні риси, які притаманні Чорному морю. Максимальні значення солоності припадають на райони західного та східного квазістаціонарних циклонічних круговоротів (рис. 1.5) та в районі протоки Босфор. Мінімальні значення солоності спостерігаються уздовж центральної та східної частин Анатолійського узбережжя в районах гирл великих річок, які впадають в Чорне море, південно-східного узбережжя Криму та Керченсько-Таманського шельфу під впливом розпріснених азовоморських вод та в районі західного узбережжя Криму.

Різниця між екстремумами просторового розподілу розрахованих значень солоності (ΔS_p) в Чорному морі не перевищувала $1,70\text{‰}$ (табл. 3.5).

Таблиця 3.5 – Екстремуми просторового розподілу розрахованих значень солоності в Чорному морі та їх різниця (ΔS_p)

Дата	Максимум, ‰	Мінімум, ‰	ΔS_p , ‰
15.05.2018	18,79	17,90	0,89
21.06.2018	18,80	17,94	0,86
08.07.2018	19,46	17,94	1,52
23.08.2018	19,00	17,87	1,13
21.09.2018	19,31	17,87	1,44
15.10.2018	19,57	17,87	1,70

На закінчення відзначимо, що розроблена Сриберком А.В. методика дозволяє відновлювати просторовий розподіл температури й солоності води в Чорному морі за даними дистанційних вимірювань в шарі 0 – 50 метрів, в період весна – осінь.

Виходячи з вищеписаних результатів, основний алгоритм для розрахунку просторового розподілу температури і солоності води в Чорному морі за даними дистанційних вимірювань в шарі 0 – 50 метрів, в період весна – осінь, має вигляд:

1. Установка критерію ($\pm\Delta T$) і визначення інтервалів для розрахунку вертикального розподілу температури води в Чорному морі [$T_{clim} - 2 < T_0 < T_{clim} + 2$].
2. Розрахунок вертикального розподілу полів температури води за рівняннями експоненціальної або лінійної регресії на основі супутникової інформації.
3. Введення поправок на температуру на глибинах 10, 20, 25, 50 метрів, залежно від місяця року, для якого ведеться розрахунок вертикального розподілу температури води.
4. Обчислення швидкості звуку на глибині 50 метрів за розрахованими значеннями температури води на основі супутникової інформації.
5. Обчислення вертикального розподілу полів солоності в Чорному морі за розрахованими значеннями температури води й швидкості звуку на основі супутникової інформації.

3.3 Стратегія комплексного використання дистанційних даних для регіонального моніторингу стану морського середовища

Надана методика, яка дозволяє відновлювати просторовий розподіл температури та солоності води в Чорному морі за даними дистанційних вимірювань в шарі 0-50 метрів в період весна – осінь, є основою концепції дистанційного контролю стану морського середовища. Ця концепція дозволить проводити регіональні моніторинги стану морського середовища в різних районах Світового океану, використовуючи можливості імітаційного моделювання, адаптовані до особливостей окремих ділянок акваторії із застосуванням супутникових спостережень та даних акустичного зондування.

Гідрофізичні характеристики західної частини Чорного моря представляють його унікальні можливості для використання в якості полігону для відпрацювання дистанційних досліджень та спостережень. При цьому комплексне використання дистанційних даних дозволяє створити основу та розробити методологію регіонального моніторингу стану морського середовища.

Необхідно зауважити, що дослідження в галузі використання даних супутникових спостережень не зводяться лише до обробки та інтерпретації зображень досліджуваних акваторій, отриманих в різних діапазонах електромагнітного спектру, хоча ці роботи є необхідними. Важливу роль в засвоєнні супутникової інформації, в ряді випадків, грають результати термогідродинамічного та динаміко-стохастичного моделювання. Особливу роль слід відвести моделюванню окремих динамічних явищ та процесів, при цьому можуть бути використані локальні моделі одного й того ж явища, адаптовані до особливостей окремих ділянок акваторії. З розробкою науково-методичних основ використання супутникової інформації тісно змикається проблема становлення дистанційного моніторингу морів.

Загальна стратегія комплексного використання всіх доступних даних дистанційного спостереження (супутникової інформації та акустичного зондування) складається з наступних напрямків досліджень:

1. Аналіз проблем вивчення даного моря.
2. Виділення головних задач.
3. Присвоєння пріоритетів цим задачам.
4. Аналіз можливостей використання супутникової інформації та акустичного зондування.

5. Виділення поточних задач та визначення перспективних задач.

При створенні методу дистанційного контролю стану морського середовища із застосуванням супутникових спостережень та даних акустичного зондування вирішується відразу кілька адаптаційних задач. Це, по-перше, ідентифікація супутникових даних, тобто їх калібрування й прив'язка до реального стану поверхневого шару морського середовища, по-друге – відновлення гідрофізичної структури моря в шарі між поверхнею та горизонтом, який прозвучується, за результатами дистанційних вимірювань, по-третє – прогнозування особливостей стану вод в суміжних з областю зондування районах. Подібні задачі виникають при організації безперервного моніторингу в будь-якому регіоні Світового океану, й тому їх рішення може бути покладено в основу створення методу організації регіональних дистанційних моніторингів із залученням горизонтального гідроакустичного зондування. Ці задачі, в свою чергу, можуть бути вирішені поетапно, в залежності від існуючих початкових умов. Крім того, будуть доцільними окремі дослідження по загальним проблемам, результати яких можна потім використовувати для вирішення сформульованих задач. Зокрема, до таких проблем відносяться: необхідність виділення зон зондування, узгоджених з траєкторіями супутникових вимірювань, вивчення особливостей розподілу гідрофізичних характеристик по трасах зондування, визначення положення оптимальних топологічних точок, за якими можна найбільш ефективно прогнозувати структуру вод і т.д. Імітаційні моделі, засновані на даних статистичного аналізу фактичних результатів вимірювань (дистанційних й контактних), служать теоретичною основою при вирішенні цих задач.

Проблема становлення дистанційного моніторингу морів в динамічно активних зонах морських акваторій тісно змикається з термогідродинамічним та динаміко-стохастичним моделюванням окремих явищ та процесів при засвоєнні супутникової інформації. Особливу роль слід відвести використанню локальних моделей одного й того ж явища, адаптуючи до його особливостей на окремих ділянках акваторії також результати акустичного зондування.

Важливим компонентом досліджень за допомогою дистанційних методів є апріорні знання особливостей гідрологічного режиму досліджуваних акваторій. На основі виконаного аналізу відбулося усвідомлення необхідності поєднання трьох складових: 1) незалежні джерела отримання даних дистанційними методами, 2) власні опорні

вимірювання, 3) експертні знання контрольованої акваторії. Тим самим визначені кроки для проведення регіонального моніторингу морських акваторій. В основі концепції лежить необхідність використання регіональної бази даних дистанційного моніторингу (супутникової інформації та даних акустичного зондування), опорних даних й бази знань про гідрофізичні процеси досліджуваного об'єкта. Реалізація використання цих даних та їх засвоєння показана на прикладі Чорного моря, яке може бути використане як полігон для відпрацювання дистанційних методів контролю морських акваторій.

ВИСНОВОК

У наданій монографії вирішена актуальна проблема щодо відновлення просторового розподілу термохалинних характеристик в діяльному шарі морського середовища на підставі результатів розрахунків їх вертикальних профілів за даними дистанційних вимірювань. При виконанні роботи були отримані результати, на основі яких можна зробити наступний висновок.

Проведена аналітична експертиза численних і різноманітних бібліографічних джерел та наукових матеріалів щодо гідрофізичних процесів Чорного моря дала підстави стверджувати про необхідність розробки точнішої методики розрахунків просторового розподілу температури та солоності морського середовища на основі даних дистанційних вимірювань, її верифікацію та апробацію.

Розроблено та апробовано на прикладі глибоководної частини Чорного моря науково обґрунтовану методику розрахунків вертикального розподілу полів температури та солоності води за даними дистанційних вимірювань в шарі 0 – 50 метрів в період весна – осінь.

Встановлено критерій ($\pm \Delta T$), який для Чорного моря становить $\pm 2^\circ\text{C}$ та за яким визначаються інтервали для встановлення типу рівнянь (експоненціальної або лінійної регресії) щодо розрахунку вертикального розподілу температури води в Чорному морі [$T_{clim} - 2 < T_0 < T_{clim} + 2$].

Встановлено, що необхідно вводити поправки на температуру на горизонтах 10, 20, 25 метрів в період весна – літо, а восени – на горизонтах 10, 20, 25, 50 метрів, через те, що розрахунки за рівняннями експоненціальної та лінійної регресії не повністю апроксимують вертикальний розподіл температури води на першому етапі розрахунків.

Вертикальні розподіли температури і швидкості звуку в глибоководній частині Чорного моря в шарі 0 – 50 метрів у період весна – осінь повністю когерентні.

Результати оцінки точності розрахунків термохалинних характеристик за розробленою авторами методикою на основі даних дистанційних вимірювань в глибоководній частині Чорного моря у шарі 0 – 50 метрів в період травень – жовтень дають підстави для практичного застосування цієї методики у науково-дослідницьких та прикладних цілях у різних сферах діяльності.

Отримані результати розрахунків вертикального розподілу термохалинних характеристик за розробленою авторами методикою

показали можливість та спроможність застосування її для проведення аналізу та моніторингу просторового розподілу температури й солоності води в діяльному шарі Чорного моря за даними дистанційних вимірювань в період травень – жовтень.

Проведена оцінка особливостей просторово-часового розподілу термохалинних параметрів, що розраховані за розробленою методикою показала, що відновлений просторовий розподіл термохалинних параметрів збігається із відомими уявленнями термохалинного стану, притаманного Чорному морю у теплий період року.

Розроблений та апробований на прикладі Чорного моря АПК для розрахунків вертикального розподілу полів температури та солоності у морському середовищі на основі даних дистанційних вимірювань може служити основою для створення «Системи аналізу та моніторингу полів термохалинних характеристик на основі дистанційних методів вимірювань». За його допомогою може оцінюватись динаміка процесів в морському середовищі, особливості просторово-часової мінливості термохалинних характеристик та вплив їх змін на гідробіологічні, гідрохімічні, гідрофізичні процеси та екосистему моря в цілому.

Розроблена науково обґрунтована методика та принципи побудови АПК для розрахунку вертикального розподілу полів температури та солоності води за даними дистанційних вимірювань, які випробувані на прикладі Чорного моря, можуть бути застосовані також для інших акваторій Світового океану з урахуванням їх гідрологічних умов.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Черное море как полигон для отработки дистанционных методов контроля: монография / О. Р. Андрианова, А. А. Батырев, Р. Р. Белевич и др. Киев: Наукова думка, 2018. 176 с.
2. Бурковский И. В. Морская биогеоценология. Организация сообществ и экосистем. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. 285 с.
3. Оценка возможности расчета вертикального распределения температуры воды в Черном море по спутниковым данным / О. Р. Андрианова, М. И. Скипа, А. В. Сриберко и др. *Вісник Одеського національного університету. Серія: Географічні та геологічні науки*. 2015. Том 20. Вип. 4. С. 9-21.
4. Подспутниковая заверка и интерпретация данных космической съемки морской поверхности / О. Р. Андрианова, А. А. Батырев, М. И. Скипа и др. *Космічна наука і технологія*. 2004. Том 10. № 4. С.92–95.
5. Physical and biogeochemical characteristics of the Black Sea / T. Oguz, S. Tugrul, A. E. Kideys et al. *The sea*. 2005. Vol. 14. Chapter 33. pp. 1333-1371.
6. National Pilot Monitoring Studies and Joint Open Sea Surveys in Georgia, Russian Federation and Ukraine, 2017: Final Scientific Report / Edited by: J. Slobodnik, B. Alexandrov, V. Komorin, A. Mikaelyan, A. Guchmanidze, M. Arabidze, A. Korshenko., Dnipro: Seredniak T.K., 2020. 572 p.
7. Пустовойтенко В. В., Запевалов А. С. Оперативная океанография: современное состояние, перспективы и проблемы спутниковой альтиметрии. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 218 с.
8. Сриберко А. В. Методика розрахунку просторового розподілу швидкості звуку за супутниковими даними на прикладі Чорного моря. *Інноватика в сучасній освіті та науці: теорія і практика*: матеріали наук.-практ. конф. 27-28 вересня. Чернівці. 2019. С. 34-37.
9. Андрианова О. Р., Сриберко А. В. Методика розрахунків вертикального розподілу полів термохалінних характеристик для глибоководної акваторії Чорного моря за даними дистанційних вимірів. *Вісник Одеського національного університету., Серія: Географічні та геологічні науки*. 2019. Том 24. Вип. 2. С. 11-25. DOI: 10.18524/2303-9914.2019.2(35).83726.
10. Андрианова О. Р., Сриберко А. В. Методика розрахунків розподілу швидкості звуку за температурою води наприкладі Чорного моря.

Український гідрометеорологічний журнал. 2019. №24. С.83-91.
DOI: <https://doi.org/10.31481/uhmj.24.2019.08>.

11. Добровольский А. Д. Моря СССР. М. : Изд-во МГУ, 1982. 192с.
12. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов и др. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том IV: Черное море. Вып. 1 : Гидрометеорологические условия / под ред. А. И. Симонова, Э. Н. Альтмана. Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1991. 430 с.
14. Oguz T., La Violette P. E., Unluata U. The upper layer circulation of the Black Sea : Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations. *Journal of Geophysical Research : Oceans.* 1992. vol. 97. no. C8, pp. 12569-12584.
15. Овчинников И. М., Попов Ю. И. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море. *ДАН АН СССР.* 1984. Т. 279, вып. 4. С. 986-989.
16. Дивизинюк М. М. Акустические поля в Черноморских фронтах и постоянных течениях. Севастополь : СНИГ, 1997. 75 с.
17. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. Київ: ДУ «Держгідрографія», 2009. 356 с.
18. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2011. 212 с.
19. Гидрометеорологические условия морей Украины : в 2 т. Т. 2: Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др. Севастополь: МО УкрНИГМИ, 2012. 421 с.
20. Коротаев Г. К., Еремеев В. Н. Введение в оперативную океанографию Черного моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. 382 с.
21. Климатическая внутригодовая изменчивость геострофической циркуляции вод Основного Черноморского течения / Еремеев В. Н. и др. *Морской гидрофизический журнал.* 1992. № 3. С. 55–73.
22. Белокопытов В. Н. О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу.* 2013. Вип. 27. С. 226-230.

23. Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря : Сб. / Под ред. Альтмана Э.Н. Севастополь, СО ГОИН, 1987. 302 с.
24. Еремеев В. Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С. Климатические черты внутригодовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря / Препринт. Севастополь : МГИ АН УССР, 1991. 52 с.
25. Мамаев О. И., Архипкин В. С., Тужилкин В. С. T-S-анализ вод Черного моря. *Океанология*. 1994. Т. 34. Вып. 2. С. 178-192.
26. Булгаков С. Н., Гертман И. Ф. Исследование климатической горизонтальной циркуляции вод Черного моря в рамках диагностической модели. *Морской гидрофизический журнал*. 1986. № 3. С. 6-13.
27. Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. Севастополь : СО ГОИН, 1987. 108 с.
28. Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидрологоакустической структуры вод Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа*. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. 2003. Вып. 8. С.12–22.
29. Белокопытов В. Н. Долгопериодные изменения гидрологического режима Черного моря: устойчивое состояние и климатические сдвиги. *Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря* / под ред. В. Н. Еремеева, С. К. Коновалова., Севастополь : НАН Украины, Морской гидрофизический институт. 2012. С. 203–222.
30. Ильин Ю. П. Вклад региональных и глобальных факторов в межгодовую изменчивость гидрометеорологических условий прибрежной зоны Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика. 2012. Вып. 26. Т. 1. С. 117-122.
31. Репетин Л. Н. Пространственная и временная изменчивость температурного режима прибрежной зоны Черного моря. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*. 2012. Вип. 26(1). С. 99-116.
32. Бабий М. В., Букатов А. Е., Станичный С. В. Прогноз среднемесячных температур поверхности Черного моря по среднемесячной температуре в марте. *Доп. НАН України*. 2004. № 8. С. 117-122.

33. Полонский А. Б., Попов Ю. И. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря. Морской гидрофизический институт НАН Украины. (Серия Современные проблемы океанологии, вып.8). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 54 с.
34. Первое наблюдение холодного промежуточного слоя на шельфе Антарктического полуострова / Неверовский И. П., Попов Ю. И., Сытов В. Н. и др. *Український антарктичний журнал*. 2015. №14. С.114-123.
35. Егоров Н. И. Физическая океанография. 2-е изд., перераб. и доп. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 456 с.
36. О влиянии профиля скорости звука и течений на распространение акустических волн в море / Ярошенко А. А. и др. *Вісник СумДУ. Серія Фізика, математика, механіка*. 2007. №1. С. 178-186.
37. Ярошенко А. А. Вычисление скорости звука в морской воде. От Колладона и Штурма до наших дней. *Водний транспорт*. 2012. Вип. 3. С. 8-12.
38. Архипкин В. С., Деев М. Г. Особенности поля скорости звука в Черном море. *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2008. №6. С. 30-33.
39. Магницкий В. А. Общая геофизика. Москва : МГУ, 1995. 317 с.
40. Лисютин В. А., Ярошенко А. А. Вертикальное распределение скорости звука в океане. *Вісник Сумського державного університету. Серія Технічні науки*. 2003. Т. 12. №58. С. 61-65.
41. Белокопытов В. Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря. Дисс. на соискание ученой степени канд. геогр. наук: спец. 11.00.08 «Океанология» / Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. 150 с.
42. Вадов Р. А. Открытие подводного звукового канала, экспериментальные исследования, региональные различия. *Акустический журнал*. 2007. Т. 53. №3. С. 313-328.
43. Вадов Р. А. Поверхностная предреверберация при дальнем распространении взрывных сигналов в подводном звуковом канале. *Акустический журнал*. 2011. Т. 57. №2. С. 169-178.
44. Вадов Р. А. Особенности формирования структуры звукового поля точечного источника в черноморском подводном звуковом канале. *Акустический журнал*. 2011. Т. 57. №5. С. 623-632.

45. Замаренова Л. Н., Скипа М. И. Акустическая модель квазистационарных трасс. Часть 1. Концепция исследований. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану)*. 2009. №6. С. 10-23.
46. Грузинов В. М., Борисов Е. В., Григорьев А. В. Прикладная океанография. Обнинск : Изд-во «Артифлекс», 2012. 384 с.
47. Белевич Р.Р., Сриберко А.В., Степанова Ю.В. Оценка особенностей циркуляции вод Черного моря по климатическим данным. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. №15. С. 214-222.
48. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Станичный С.В. и др. *Современные проблемы динамики океана и атмосферы*. М : Триада ЛТД. 2010. С. 347–368.
49. Белевич Р. Р., Скипа М. И., Сриберко А. В. Количественная оценка переноса масс воды Черноморскими потоками по климатическим данным. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*: Зб. наук. пр. Севастополь. 2013. Вип.27. С.221-225.
50. Динамика вод и изменчивость температуры воды у Северо-Кавказского побережья Черного моря / Кривошея В. Г. и др. *Океанология*. 1996. Т. 36. № 3. С. 355–368.
51. Динамические процессы береговой зоны моря / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. Москва: Научный мир, 2003. 320 с.
52. Попов Ю.И., Матыгин А.С. Особенности циркуляции вод поверхностного слоя Черного моря по термическим спутниковым данным. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2008. Вип. 6. С. 217-224.
53. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 310 с.
54. Сриберко А. В., Буров А. М. О связи атмосферного давления и температуры воды в западной части Черного моря. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2007. №2. С. 195-199.
55. Белевич Р. Р., Сриберко А. В. Вековой режим атмосферных осадков в Одессе. *Метеорология и гидрология*. 2005. № 11. С. 39-43.
56. Клімат України / За ред. В. М. Ліпінського, В. І. Дячука, В. М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.

57. Атлас теплового баланса земного шара / Под ред. М. И. Будыко. М.: Межведомственный геофизический комитет, 1963.
58. Морская сеть наблюдений Украины: прошлое и настоящее / В. А. Наумова, Т.Г. Мытник, В.П. Евстигнеев и др. *Наук. праці УкрНДГМІ*: Зб. наук. пр. 2012. Вип. 261. С.257-278.
59. Модели и методы в проблеме взаимодействия атмосферы и гидросферы: учебное пособие / под ред. В.П. Дымникова, В.Н. Лыкосова, Е.П. Гордова. Томск: Издательский Дом ТГУ, 2014. 524 с.
60. Абузьяров З. К., Думанская И. О., Нестеров Е. С. Оперативное океанографическое обслуживание. Обнинск: «ИГ–СОЦИН», 2009. 287 с.
61. Нестеров Е. С. Оперативные системы прогноза параметров морской среды для европейских морей. *Метеорология и гидрология*. 2005. № 1. С. 121–126.
62. Building the European capacity in operational oceanography / H. Dahlin, N. C. Flemming, K. Nittis et al. (eds). *Proc. Third Inter. Conf. EuroGOOS*, 3–6 Dec. 2002, Athens, Greece. Elsevier Oceanogr. Ser. 69. 2003. 698 p.
63. European Operational Oceanography: Present and Future. H. Dahlin, N. C. Flemming, P. Marchand et al. (eds). *Proc. Fourth Inter. Conf. EuroGOOS*, 6–9 June 2005. Brest, France. 2006. 854 p.
64. Ocean forecasting. Conceptual basis and applications / N. Pinardi, J. Woods (editors). Springer, 2002. 472 p. DOI : 10.1007/978-3-662-22648-3.
65. Разработка системы гидрометеорологического обслуживания для региона Черного моря, включая диагноз и прогноз опасных явлений (проект ARENA) / Г. К. Коротаев, В. Л. Дорофеев, А. И. Кубряков и др., *Тезисы докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности*, 26–29 сентября 2006 г., г. Москва, Россия. С. 19.
66. Clark C, Wilson S. An overview of global observing systems relevant to GODAE. *Oceanography*. 2009. 22(3). pp. 22–33.
67. Status and Outlook for the Space Component of an Integrated Ocean Observing System in *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society* (Vol. 1), Venice, Italy, 21–25 September 2009, Drinkwater M. et al. / Hall J., Harrison D.E., Stammer D., Eds., ESA Publication WPP-306. DOI:10.5270/OceanObs09.pp.17.

68. Le Traon P-Y. Satellites and operational oceanography. *In Operational oceanography in the 21st century*. Springer, Dordrecht. 2011. pp. 29-54. DOI : 10.1007/978-94-007-0332-2_2.

69. Transitions Towards Operational Space Based Ocean Observations: From Single Research Missions into Series and Constellations in *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society* (Vol. 1), Venice, Italy, 21–25 September 2009, Bonekamp H. et al. / Hall J, Harrison DE, Stammer D. Eds., ESA Publication WPP-306. DOI:10.5270/OceanObs09.pp.06.

70. Le Traon P-Y. From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography. *Ocean Sci.* 2013. 9(5). pp. 901–915. DOI: 10.5194/os-9-901-2013.

71. Use of satellite observations for operational oceanography : recent achievements and future prospects / P.-Y. Le Traon, D. Antoine, A. Bentamy et. al. *Journal of Operational Oceanography*. 2015. vol 8. no. S1, pp. 12–27. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022050.

72. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. 464 с.

73. Морские прогнозы / З. К. Абузьяров, К. И. Кудрявая, Е. И. Серяков и др. Ленинград: Гидрометеиздат, 1988. 319 с.

74. World Ocean Database 2018 / Boyer, T.P., O.K. Baranova, C. Coleman et al. ; Tech. Editor A. V. Mishonov. NOAA NCEI. Maryland, USA. 2018. 207p. URL : https://data.nodc.noaa.gov/woa/WOD/DOC/wod_intro.pdf.

75. NOAA World Ocean Database. 2019. URL: <http://www.nodc.noaa.gov> (Accessed 27 May 2019).

76. Surfer Golden Software. URL: <https://www.goldensoftware.com/products/surfer> (Accessed August 2018).

77. Schlitzer R. Ocean Data View. 2018. URL: <https://odv.awi.de> (Accessed 19 September 2019).

78. Интерактивная карта буёв Арго (JCOMMOPS). URL: <https://www.jcommops.org/maps/interactive/?theme=Argo&projection=3D&ptf>Statuses=%5b6%5d#> (дата звернення 30.10.2019).

79. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем: Глава 11: Моря / А. Г. Костяной, С. А. Лебедев, Ф. С. Терзиев и др.; под. ред С.М. Семенова. Москва : Росгидромет, 2012. С. 430-478.

80. ARGO. URL : http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html (Accessed November 2019).
81. ICOADS release 2.1 data and products / Worley S. J., Woodruff S. D., Reynolds R. W. et al. *Int. J. Climatology*. 2005. Vol. 25, No. 7, pp. 823–842, DOI: 10.1002/joc.1166.
82. Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans / Delcroix T., McPhaden M., Dessier A. et al. *Deep Sea Research*. 2005. Vol. 52. No. 5. pp. 787–813. DOI : 10.1016/j.dsr.2004.11.012.
83. Stewart R. H. Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography Texas A&M University. 2006. 352 p.
84. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: Выпуск 9 : Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть I: Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах / под ред. О. Н. Потапова. Л. Гидрометиздат, 1984., 313 с.
85. Lawson K., Larson N.G. CTD. In: Encyclopedia of Ocean Sciences / Eds. J. H. Steele, K. K. Turekian, S. A. Thorpe. *Academic Press*. 2001. pp. 579-588. DOI : 10.1006/rwos.2001.0324.
86. Johnson G.C. Revised XCTD fall-rate equation coefficients from CTD data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1995. Vol. 12. pp. 1367-1373.
87. Hallock Z.R., Teague W.J. XCTD test: reliability and accuracy study (XTRAS). Naval Oceanographic and Atmospheric Research Laboratory. 1990. Tech. Note 69. 37 p.
88. Sy A. Field evaluation of XCTD performance. *International WOCE Newsletter*. 1993. Vol. 14. pp. 33-37.
89. Comparison of XCTD/CTD data / Albérola C., Millot C., Send U. et al. *Deep Sea Research*. 1996. 43(6), pp. 859-876.
90. Sy A. Summary of field test of the improved XCTD/MK-12 system. *International WOCE Newsletter*. 1996 Vol. 22. pp. 11-13.
91. Sy A. At-sea test of a new XCTD system. *International WOCE Newsletter*. 1998. Vol. 31. pp. 45-47.
92. Anomalous spiking in spectra of XCTD temperature profiles / Gille S.T., Lombrozo A., Sprintall J. et al. *J. Atmospheric Oceanic Tech.* 2009. Vol. 26. pp. 1157-1164.
93. Yuan X.J., Martinson D.G., Dong Z.Q. Upper ocean thermohaline structure and its temporal variability in the southeast Indian Ocean. *Deep-Sea Res.* 2004. 51(2). pp. 333-347.

94. NASA's OceanColor Web. 2019. URL : <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/> (Accessed May 2019).
95. КОМПЛЕКСНЫЙ СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ МОРЕЙ РОССИИ / О. Ю. Лаврова, А. Г. Костяной, С. А. Лебедев и др. М. : ИКИ РАН, 2011. 480 с.
96. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites / Walton C. C., Pichel W. G., Sapper J. F. et al. *J. of Geophysical Research*. 1998., 103(C12). pp. 27999–28012. DOI: 10.1029/98JC02370.
97. A decade of sea surface temperature from MODIS / Kilpatrick, K. A., Podestá, G., Walsh, S. et al. *Remote Sensing of Environment*. 2015. Vol. 165. pp. 27-41. DOI : 10.1016/j.rse.2015.04.023.
98. NASA's SeaDAS. 2019. URL: <https://seadas.gsfc.nasa.gov/about/> (Accessed July 2019).
99. NASA Goddard Space Flight Center. 2019. URL : https://eosps.nasa.gov/sites/default/files/publications/2002_MODIS_sst_Jason.pdf (Accessed November 2019).
100. Terra measures sea surface temperature with unprecedented detail. Public release: 27.02.2002. URL: https://www.eurekalert.org/pub_releases/2002-02/nsfc-tms022702.php (Accessed November 2019).
101. Terra measures sea surface temperature with unprecedented detail. Science Daily. Public release: 05.03.2002. URL: <https://www.sciencedaily.com/releases/2002/02/020228072457.htm> (Accessed November 2019).
102. NASA MODIS brochure. URL: <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php> (Accessed November 2019).
103. MODIS Sea Surface Temperature (SST) Products. URL: https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/modis/L3/docs/modis_sst.html#10 (Accessed November 2019).
104. Sryberko A.V., Andrianova O.R., Skipa M.I. The restoration of the temperature's vertical profile by the satellite data on the example of the Black Sea. *International scientific conference «Marine ecosystems: research and innovations»*: Book of abstracts (27-29 October, 2021, Odessa, Ukraine) /

Minicheva G.G., Snigirova A.A. (eds.) Odessa-Istanbul, 2021. p, 73. Retrieved from <http://www.imb.odessa.ua/docs/204002.pdf> .

105. Методика расчета гидрофизических характеристик деятельного слоя вод Черного моря на основе спутниковой информации / Сриберко А.В., Андрианова О.Р., Батырев А.А. и др. *Перший Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: матеріали доповідей 22-23 березня.*, Одеса :ОДЕКУ. 2017. С. 308-308.

106. Sryberko A. Calculation of the spatial distribution of water temperature and salinity in the active layer of the Black Sea by satellite data. *International Scientific Conference Relevant Issues of the Development of Science in Central and Eastern European, Countries: Conference Proceedings, September 27th, 2019.* Riga, Latvia: Baltija Publishing. pp. 65-69. DOI : 10.30525/978-9934-588-11-2_21.

107. Sryberko A. The method for calculations of the vertical distribution of temperature fields by satellite data on the example of the Black Sea. *International Scientific Conference Scientific Development of New Eastern Europe: Conference Proceedings, November 15th, 2019.* Riga, Latvia : Baltija Publishing. pp. 42-46. DOI : 10.30525/978-9934-588-13-6-13.

108. Sryberko A. Calculation of the vertical distribution of water temperature in the Black Sea by satellite data. *Geographia Technica.* 2019. Vol. 14. Issue 2. pp. 97-111. DOI : 10.21163/GT_2019.142.09.

109. Сриберко А. В. Сучасні методи досліджень мінливості гідрофізичних характеристик на прикладі Чорного моря, які застосовуються в океанології. *Scientific and pedagogic internship «Pedagogical excellence of teachers in biology, ecology, geography, geology, chemistry and physics»: Internship proceedings, August 24 - October 2, 2020.* Lublin: Izdevnieciba “Baltija Publishing”, 2020. pp. 113-117.

110. ГОСТ 18451-73 – ГОСТ 18458-73. Океанология. Термины и определения. М.: Государственные стандарты СССР, 1973. 61 с.

111. Алехин Ю. М. Проблема причинности в гидрометеорологических прогнозах большой заблаговременности. *Труды ЛГМИ.* 1969. Вып.35. С. 39–45.

112. Привальский В. Е. Стохастические модели и предсказуемость некоторых океанологических процессов. *Известия АН СССР. Серия «Физика атмосферы и океана».* 1982. № 12. С. 1278-1281.

113. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. *Труды ЦИП*. 1959. Вып. 74. С. 3–24.
114. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане. Л. : Гидрометеиздат, 1979. 168 с.
115. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Установление зависимости для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали. Методическое письмо № 2. М. : Гидрометеиздат, 1964. 68 с.
116. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И., Большакова Е. В. Физико-статистический метод прогноза аномалии температуры воды в северной части Атлантического океана. *Труды Гидрометцентра СССР*. 1987. Вып. 294. С. 181–190.
117. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под ред. З. К. Абузярова. СПб. : Гидрометеиздат, 1994. 526 с.
118. Глобальная система усвоения океанографических данных: пилотная версия / Ю. Д. Реснянский, А. А. Зеленко и др. *Труды VI конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» НО-2007*. СПб, 2007. С. 464–473.
119. Реснянский Ю. Д., Зеленко А. А. О мониторинге термического состояния верхнего слоя океана. *Морской гидрофизический журнал*. 1994. № 2. С. 37-45.
120. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л. : Гидрометеиздат, 1978. 215 с.
121. Зеленко А. А., Реснянский Ю. Д. Информационные возможности оперативной наблюдательной сети для глобального диагноза температуры поверхности океана. *Метеорология и гидрология*. 1996. № 10. С. 51-59.
122. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations/ Miladinova S. et al. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. 122 (7). pp.5624-5644. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>.
123. Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual times cales / Ivanov L. I. et al. *Mediterr. Mar. Sci*. 2000. 1(2). pp. 61–74.
124. Belokopytov V. Interannual variations of the renewal of waters of the cold intermediate layer in the black sea for the last decades. *Phys. Oceanogr*. 2011. 20(5). pp. 347–355, DOI :10.1007/s11110-011-9090-x.

125. Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to atmospheric patterns / Capet A. et al. *Deep Sea Res. Part II*. 2012. Vol. 77–80, pp. 128–142. DOI: 10.1016/j.dsr2.2012.04.010.
126. Besiktepe S. T., Lozano C. J., Robinson A. R. On the summer mesoscale variability of the Black Sea. *J. Mar. Res.* 2001, Vol. 59, №4. pp. 475–515, DOI : 10.1357/002224001762842163.
127. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / Korotaev G. et al. *J. Geophys. Res.* 2003. 108(C4). pp. 19(1)-19(15). DOI : 10.1029/2002JC001508.
128. Climatic controls on biophysical interactions in the Black Sea under present day conditions and a potential future (A1B) climate scenario / Cannaby H. et al. *J. Mar. Syst.* 2015. Vol. 141, pp. 149–166. DOI : 10.1016/j.jmarsys.2014.08.005.
129. Dorofeev V. L., Korotaev G. K., Sukhikh L. I. Study of long-term variations in the Black Sea fields using an interdisciplinary physical and biogeochemical model. *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* 2013. 49(6), pp. 622–631. DOI: 10.1134/S0001433813060054.
130. Sea response to atmospheric variability : Model study for the Black Sea / Stanev E. V., et al. *J. Mar. Syst.* 1995. Vol. 6, pp. 241–267. DOI: 10.1016/0924-7963(94)00026-8.
131. Stanev E. V., Beckers J.-M. Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: Numerical study of the Black Sea. *J. Mar. Syst.* 1999. Vol. 19. pp. 65–112.
132. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model / Staneva J. V. et al. *J. Mar. Syst.* 2001. Vol. 31. pp. 137–157. DOI : 10.1016/S0924-7963(01)00050-1.
133. Oguz T., Malanotte-Rizzoli P., Aubrey D. Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. pp. 6846–6865.
134. Ventilation of the Black Sea pycnocline. Parameterization of convection, numerical simulations and validations against observed chlorofluorocarbon data / Stanev E. V. et al. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2004. 51(12), pp. 2137-2169.
135. Kara A. B., Wallcraft A. J., Hurlburt H. E. A new solar radiation penetration scheme for use in ocean mixed layer studies: An application to the Black Sea using a fine-resolution Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). *J. Phys. Oceanogr.* 2005. Vol. 35., pp. 13–32. DOI : 10.1175/JPO2677.1.

136. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea / Enriquez C. E. et al. *Ocean Dyn.* 2005. 55(5–6). pp. 476–489. DOI:10.1007/s10236-005-0031-4.
137. Climatic warming and accompanying changes in the ecological regime of the Black Sea during 1990s / Oguz T. et al. *Glob. Biogeochem. Cycles.* 2003. 17(3). 1088. DOI : 10.1029/2003GB002031.
138. Oguz T., Dippner J. W., Kaymaz Z. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales. *J. Mar. Syst.* 2006. 60(3–4). pp. 235–254. DOI : 10.1016/j.jmarsys.2005.11.011.
139. Black Sea ecosystem model : Setup and validation/ Miladinova-Marinova S. et al. Tech. Rep. EUR 27786 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 2016. DOI : 10.2788/601495.
140. Changes in the Black Sea physical properties and their effect on the ecosystem / Miladinova S. et al. Tech. Rep. EUR 28060 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 2016. DOI : 10.2788/69832.
141. Murray J. W., Top Z., Ozsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea. *Deep Sea Res.* 1991. Part A. Vol. 38. pp. S663–S689.
142. Sikirić M. D., Janekovic I., Kuzmic M. A new approach to bathymetry smoothing in sigma-coordinate ocean models. *Ocean Modell.* 2009. 29(2). pp. 128–136. DOI : 10.1016/j.ocemod.2009.03.009.
143. Simulating the temporal and spatial dynamics of the North Sea using the new model GETM (General Estuarine Transport Model) / Stips A. et al. *Ocean Dyn.* 2004. Vol. 54. pp. 266–283. DOI : 10.1007/s10236-003-0077-0.
144. Peneva E. L., Stips A. Numerical simulations of Black Sea and adjoined Azov Sea, forced with climatological and meteorological reanalysis data. Tech. Rep. EUR 21504 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 2005.
145. A numerical model for the entire Wadden Sea : skill assessment and analysis of hydrodynamics / Gräwe U. et al. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2016. 121(7). pp. 5231-5251. DOI: 10.1002/2016JC011655.
146. Stratified and nonstratified areas in the North Sea : Long-term variability and biological and policy implications / van Leeuwen S. et al. *J. Geophys. Res. Oceans.* 2015. 120(7). pp. 4670–4686. DOI: 10.1002/2014JC010485.
147. Harten A. High resolution schemes for conservation laws. *J. Comput. Phys.* 1983. Vol. 49. pp. 357–393.

148. Burchard H., Bolding K. Getm: A general estuarine transport model, scientific documentation. Tech. Rep. EUR 20253 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 2002.
149. Bai J., Perron P. Computation and analysis of multiple structural change models. *J. Appl. Econ.* 2003. Vol. 18. pp. 1–22. DOI : 10.1002/jae.659.
150. Архитектура и результаты работы Международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИНАН Украины в рамках проекта Европейского Союза «Мой Океан» / Коротаев Г.К., Демьшев С.Г., Дорофеев В.Л. и др. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика. 2013. Вып. 27. С. 128–133.
151. Draper N.R., Smith H. *Applied Regression Analysis*. Third Ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1988. 736p. DOI : 10.1002/9781118625590.
152. Кобзарь А. И. *Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников*. Москва : Физматлит, 2006. 816 с.
153. *Эконометрика : учебник* / И. И. Елисеева, С. В. Курышева, Т. В. Костеева и др.; под ред. И. И. Елисеевой. 2-е изд., перераб. и доп. Москва: Финансы и статистика, 2007. 576 с.
154. Hogg Robert V., Tanis Elliot A., Zimmerman D. *Probability and Statistical Inference*. 9th ed. Pearson Education, Inc., USA, 2015. 548 p.
155. Ahn H. *Probability and Statistics for Science and Engineering with Examples in R Second Edition*. California, Cognella Inc. & University Readers, 2018. 361 p.
156. Deep R. *Probability and Statistics: with Integrated Software Routines*. Elsevier Academic Press Publications, USA. 2006. 686 p.
157. Gil A., Segura J., Temme N.M. *Numerical Methods for Special Functions*. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia. 2007. 431 p.
158. Степанова Ю.В., Скипа М.И., Сриберко А.В. Статистический метод прогноза температуры воды по вертикали в Черном море по спутниковым данным. *Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення*: матеріали міжнародної наукової конференції, студентів та молодих вчених. 7-9 жовтня. Одеса : ОДЕКУ, 2014. С. 240-241.
159. Sryberko, A., 2022. Calculation of the vertical distribution of the speed of sound in the Black Sea based on satellite data in the period spring – autumn 2021. Modernization of research area: national prospects and European

practices: Scientific monograph. Riga, Latvia: Baltija Publishing, pp. 184-204. DOI: <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-221-0-8>.

160. Fofonoff N. P., Millard Jr. R. C. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Sciences. Paris, France, UNESCO. 1983. Vol. 44. 53 p. URL: <http://hdl.handle.net/11329/109> (Accessed 19 September 2019).

161. The Method of calculation of the vertical distribution of thermohaline characteristics by satellite-based Information / Edited by : Andrianova O., Batoryev O., Sryberko A. et al. *Proceedings of the Black Sea from Space Workshop*, September 26-27, 2016., Romania, Constanta, European Space Agency. URL : <https://nikal.eventsair.com/QuickEventWebsitePortal/black-sea-from-space-2016/black-sea>.

162. Сриберко А. В. Методологія розрахунків розподілу солоності за даними гідрофізичних характеристик на прикладі Чорного моря. *Гуманітарні та природничі науки: актуальні питання: матеріали наук.-практ. конф. 25-26 жовтня. Івано-Франківськ. 2019. С. 52-54.*

163. Оперативні морські прогнози як засіб забезпечення сталого розвитку морського сектору економіки України: Постанова Президії Національної академії наук України від 08.07.2009р. №218., URL: <https://zakon.rada.gov.ua/rada/show/v0218550-09#Text>.

164. Sryberko, A.V. The possibility of creating a system for analysis and monitoring of the fields of thermohaline characteristics in the marine environment based on the remote measurements in Ukraine. *International scientific and practical conference «Ideas and innovations in natural sciences»*: Conference Proceedings, March 12–13, 2021. Lublin: Izdevnieciba «Baltija Publishing», pp. 169-172. DOI: <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-047-6-45>.

165. Sryberko, A., 2021. Analysis of the thermohaline structure in the active layer of the marine environment according to the calculated hydrophysical characteristics based on remote measurements (on the example of the Black Sea). European vector of development of the modern scientific researches: collective monograph. 1st ed. Riga, Latvia: “Baltija Publishing”, pp. 103-123. DOI: <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-077-3-6>.

166. Sryberko, A. Research of the thermohaline structure in the active layer of the marine environment based on remote measurement methods (on the example of the Black Sea). *International Scientific Conference Innovation in Science: Global Trends and Regional Aspect*: Conference Proceedings, March 12-13, 2021. Riga, Latvia: «Baltija Publishing». pp. 41-45. DOI: <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-050-6-12>.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для 6 станцій (табл. 2.3)

Таблиця А.1 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 1

Поле температури поверхні моря						ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	Ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$
	19,495	19,500	19,400	19,315	19,280	96,990	-2	-193,98	2	193,98
	19,375	19,485	19,505	19,270	19,245	96,880	-1	-96,88	-1	-96,88
	19,130	19,220	19,336	19,275	19,220	96,181	0	0,00	-2	-192,36
	19,100	19,205	19,170	19,195	19,290	95,960	1	95,96	-1	-95,96
	19,120	19,085	19,045	19,065	19,055	95,370	2	190,74	2	190,74
ΣT	96,220	96,495	96,456	96,120	96,090	$\Sigma \Sigma T = 481,381$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = -4,16$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = -0,48$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{481,381}{5 \times 5} = 19,255$; $A_{10} = \frac{-0,64}{10 \times 5} = -0,013$; $A_{20} = \frac{-0,91}{14 \times 5} = -0,013$; $A_{30} = \frac{0,74}{14,4 \times 5} = 0,010$; $A_{01} = \frac{-4,16}{5 \times 10} = -0,083$; $A_{02} = \frac{-0,48}{5 \times 14} = -0,007$; $A_{11} = \frac{-0,64 + (-4,16)}{10 \times 10} = -0,048$; $A_{12} = \frac{-0,64 + (-0,48)}{10 \times 14} = -0,008$; $A_{21} = \frac{-0,91 + (-4,16)}{14 \times 10} = -0,036$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-192,44	-96,49	0,00	96,12	192,18	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = -0,64$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	192,44	-96,49	-192,91	-96,12	192,18	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = -0,91$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-115,46	231,59	0,00	-230,69	115,31	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = 0,74$				

Таблиця А.2 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 2

Поле температури поверхні моря						ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$
21,575	21,550	21,495	21,320	21,135		107,075	-2	-214,15	2	214,15
21,370	21,385	21,250	21,240	21,365		106,610	-1	-106,61	-1	-106,61
21,310	21,025	21,280	21,335	21,130		106,080	0	0,00	-2	-212,16
21,345	21,280	20,330	20,945	21,050		104,950	1	104,95	-1	-104,95
21,360	21,330	21,115	20,765	20,710		105,280	2	210,56	2	210,56
ΣT	106,960	106,570	105,470	105,605	105,390	$\Sigma \Sigma T = 529,995$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = -5,25$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = 0,99$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{529,995}{5 \times 5} = 21,2$; $A_{10} = \frac{-4,10}{10 \times 5} = -0,082$; $A_{20} = \frac{1,58}{14 \times 5} = 0,023$; $A_{30} = \frac{0,43}{14,4 \times 5} = 0,006$; $A_{01} = \frac{-5,25}{5 \times 10} = -0,105$; $A_{02} = \frac{0,99}{5 \times 14} = 0,014$; $A_{11} = \frac{-4,10 + (-5,25)}{10 \times 10} = -0,094$; $A_{12} = \frac{-4,10 + 0,99}{10 \times 14} = -0,022$; $A_{21} = \frac{1,58 + (-5,25)}{14 \times 10} = -0,026$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-213,92	-106,57	0,00	105,60	210,78	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = -4,10$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	213,92	-106,57	-210,94	-105,60	210,78	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = 1,58$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-128,35	255,77	0,00	-253,45	126,47	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = 0,43$				

Таблиця А.3 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 3

Поле температури поверхні моря						ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	Ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$
24,385	24,380	24,325	24,345	24,360		121,795	-2	-243,59	2	243,59
24,290	24,385	24,390	24,365	24,340		121,770	-1	-121,77	-1	-121,77
24,340	24,345	24,310	24,295	24,300		121,590	0	0,00	-2	-243,18
24,175	24,165	24,150	24,130	24,080		120,700	1	120,70	-1	-120,70
24,150	24,240	24,170	24,115	24,040		120,715	2	241,43	2	241,43
ΣT	121,340	121,515	121,345	121,250	121,120	$\Sigma \Sigma T = 606,570$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = -3,23$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = -0,63$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{606,570}{5 \times 5} = 24,263$; $A_{10} = \frac{-0,71}{10 \times 5} = -0,014$; $A_{20} = \frac{-0,54}{14 \times 5} = -0,008$; $A_{30} = \frac{0,37}{14,4 \times 5} = 0,005$; $A_{01} = \frac{-3,23}{5 \times 10} = -0,065$; $A_{02} = \frac{-0,63}{5 \times 14} = -0,009$; $A_{11} = \frac{-0,71 + (-3,23)}{10 \times 10} = -0,039$; $A_{12} = \frac{-0,71 + (-0,63)}{10 \times 14} = -0,010$; $A_{21} = \frac{-0,54 + (-3,23)}{14 \times 10} = -0,027$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-242,68	-121,51	0,00	121,25	242,24	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = -0,71$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	242,68	-121,51	-242,69	-121,25	242,24	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = -0,54$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-145,61	291,64	0,00	-291,00	145,34	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = 0,37$				

Таблиця А.4 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 4

Поле температури поверхні моря						ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	Ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$
28,515	28,555	28,330	28,290	28,340	142,030	-2	-284,06	2	284,06	
28,495	28,465	28,215	28,390	28,660	142,225	-1	-142,22	-1	-142,22	
28,550	28,440	28,355	28,690	29,010	143,045	0	0,00	-2	-286,09	
28,510	28,280	28,540	28,830	29,105	143,265	1	143,26	-1	-143,26	
28,555	28,395	28,785	28,950	29,005	143,690	2	287,38	2	287,38	
ΣT	142,625	142,135	142,225	143,150	144,120	$\Sigma \Sigma T = 714,255$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = 4,36$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = -0,14$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{714,255}{5 \times 5} = 28,570; A_{10} = \frac{4,01}{10 \times 5} = 0,080;$ $A_{20} = \frac{3,76}{14 \times 5} = 0,054; A_{30} = \frac{-0,64}{14,4 \times 5} = -0,009;$ $A_{01} = \frac{4,36}{5 \times 10} = 0,087; A_{02} = \frac{-0,14}{5 \times 14} = -0,002;$ $A_{11} = \frac{4,01 + 4,36}{10 \times 10} = 0,084;$ $A_{12} = \frac{4,01 + (-0,14)}{10 \times 14} = 0,028;$ $A_{21} = \frac{3,76 + 4,36}{14 \times 10} = 0,058$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-285,25	-142,13	0,00	143,15	288,24	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = 4,01$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	285,25	-142,13	-284,45	-143,15	288,24	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = 3,76$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-171,15	341,12	0,00	-343,56	172,94	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = -0,64$				

Таблиця А.5 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 5

Поле температури поверхні моря					ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	Ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$	
24,060	24,010	23,885	23,790	23,725	119,470	-2	-238,94	2	238,94	
24,015	23,925	23,800	23,675	23,610	119,025	-1	-119,02	-1	-119,02	
23,945	23,790	23,755	23,730	23,700	118,920	0	0,00	-2	-237,84	
23,980	23,925	23,900	23,885	23,835	119,525	1	119,52	-1	-119,52	
23,930	23,925	23,855	23,880	23,850	119,440	2	238,88	2	238,88	
ΣT	119,930	119,575	119,195	118,960	118,720	$\Sigma \Sigma T = 596,380$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = 0,44$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = 1,43$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{596,380}{5 \times 5} = 23,855$; $A_{10} = \frac{-3,04}{10 \times 5} = -0,061$; $A_{20} = \frac{0,38}{14 \times 5} = 0,005$; $A_{30} = \frac{0,02}{14,4 \times 5} = 0,0003$; $A_{01} = \frac{0,44}{5 \times 10} = 0,009$; $A_{02} = \frac{1,43}{5 \times 14} = 0,020$; $A_{11} = \frac{-3,04 + 0,44}{10 \times 10} = -0,026$; $A_{12} = \frac{-3,04 + 1,43}{10 \times 14} = -0,011$; $A_{21} = \frac{0,02 + 1,43}{14 \times 10} = 0,006$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-239,86	-119,57	0,00	118,96	237,44	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = -3,04$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	239,86	-119,57	-238,39	-118,96	237,44	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = 0,38$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-143,92	286,98	0,00	-285,50	142,46	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = 0,02$				

Таблиця А.6 – Розрахунки коефіцієнтів розкладання поля температури поверхні моря для станції 6

Поле температури поверхні моря					ΣT	ψ_1	$\Sigma T \times \psi_1$	Ψ_2	$\Sigma T \times \psi_2$	
19,875	19,875	20,245	20,350	20,540	100,885	-2	-201,77	2	201,77	
19,830	20,010	20,115	20,580	20,425	100,960	-1	-100,96	-1	-100,96	
19,625	19,710	20,030	20,110	20,150	99,625	0	0,00	-2	-199,25	
19,875	19,755	19,860	19,985	20,090	99,565	1	99,56	-1	-99,56	
19,750	19,620	19,640	20,100	20,100	99,210	2	198,42	2	198,42	
ΣT	98,955	98,970	99,890	101,125	101,305	$\Sigma \Sigma T = 500,245$	$\Sigma \psi_1^2 = 10$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_1 = -4,75$	$\Sigma \psi_2^2 = 14$	$\Sigma \Sigma T \times \psi_2 = 0,42$
φ_1	-2	-1	0	1	2	$\Sigma \varphi_1^2 = 10$	$A_{00} = \frac{500,245}{5 \times 5} = 20,010$; $A_{10} = \frac{6,85}{10 \times 5} = 0,137$; $A_{20} = \frac{0,65}{14 \times 5} = 0,009$; $A_{30} = \frac{-2,35}{14,4 \times 5} = -0,033$; $A_{01} = \frac{-4,75}{5 \times 10} = -0,095$; $A_{02} = \frac{0,42}{5 \times 14} = 0,006$; $A_{11} = \frac{6,85 + (-4,75)}{10 \times 10} = 0,021$; $A_{12} = \frac{6,85 + 0,42}{10 \times 14} = 0,052$; $A_{21} = \frac{0,65 + (-4,75)}{14 \times 10} = -0,029$			
$\Sigma T \times \varphi_1$	-197,91	-98,97	0,00	101,12	202,61	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_1 = 6,85$				
φ_2	2	-1	-2	-1	2	$\Sigma \varphi_2^2 = 14$				
$\Sigma T \times \varphi_2$	197,91	-98,97	-199,78	-101,12	202,61	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_2 = 0,65$				
φ_3	-1,2	2,4	0	-2,4	1,2	$\Sigma \varphi_3^2 = 14,4$				
$\Sigma T \times \varphi_3$	-118,75	237,53	0,00	-242,70	121,57	$\Sigma \Sigma T \times \varphi_3 = -2,35$				

ДОДАТОК Б

Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу гідрофізичних характеристик за розробленою методикою та за кліматичними даними у діяльному шарі глибоководної частини Чорного моря в період травень – жовтень 2017 року

Таблиця Б.1 – Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу температури води

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Глибина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадратичне відхилення	
			Абсолютна помилка, °С	Відносна помилка, %	Абсолютна помилка, °С	Відносна помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірювань
Травень	50	0	0,306	2,493	1,094	8,912	2,017	20
		10	0,941	8,081	0,512	4,399	1,816	28
		20	0,303	3,133	1,059	10,962	2,041	28
		25	0,944	10,131	0,303	3,252	1,550	28
		30	0,648	7,951	0,804	9,858	1,126	29
		50	0,809	10,270	0,168	2,133	0,752	29
	53	0	0,860	6,413	1,550	11,559	2,179	31
		10	0,107	0,853	0,451	3,600	1,520	35
		20	0,006	0,058	0,619	6,239	1,702	35
		25	0,842	8,644	0,342	3,511	1,556	34
		30	1,354	14,409	0,898	9,555	1,562	35
		50	0,047	0,650	0,440	6,044	1,130	35
	63	0	0,150	1,105	0,650	4,790	2,226	19
		10	1,237	9,334	1,748	13,184	1,811	25
		20	0,285	2,870	0,289	2,914	1,639	25
		25	0,126	1,362	0,553	5,957	1,442	25
		30	0,890	9,678	0,765	8,320	1,349	25
		50	0,559	7,053	0,691	8,713	1,009	25
	24	0	0,360	2,769	1,460	11,231	1,468	32
		10	1,311	10,107	0,406	3,129	1,610	35
		20	0,100	1,023	1,118	11,417	1,253	38
		25	0,657	6,899	0,395	4,147	1,102	39
		30	1,442	15,252	0,183	1,936	1,061	39
		50	0,747	9,343	0,196	2,451	0,837	39

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Травень	30	0	0,014	0,091	1,430	9,268	2,949	52
		10	1,329	8,802	2,288	15,154	2,505	65
		20	0,492	4,254	0,697	6,021	1,807	65
		25	0,584	5,533	0,807	7,644	1,651	65
		30	0,755	7,631	0,811	8,199	1,598	65
		50	0,984	11,348	1,324	15,264	1,172	62
	25	0	0,109	0,679	0,881	5,489	1,931	56
		10	1,059	6,964	2,001	13,155	1,594	64
		20	0,227	2,277	0,289	2,904	1,715	65
		25	0,577	5,939	0,649	6,685	1,517	66
		30	1,180	12,477	0,971	10,263	1,395	67
		50	0,595	7,173	0,757	9,124	0,669	66
	24	0	0,020	0,120	2,160	12,996	1,468	32
		10	0,475	3,124	1,817	11,956	1,610	35
		20	0,792	7,879	0,861	8,568	1,253	38
		25	0,334	3,548	0,507	5,386	1,102	39
		30	0,401	4,306	0,037	0,398	1,061	39
		50	0,242	3,232	0,305	4,069	0,837	39
	8	0	0,010	0,060	3,500	20,858	2,085	70
		10	1,200	7,218	4,316	25,959	1,739	79
		20	0,247	2,049	1,162	9,626	1,459	80
		25	1,400	14,411	0,323	3,324	1,297	80
		30	1,011	10,886	0,060	0,646	1,317	80
		50	0,220	2,700	0,257	3,155	1,185	80
	51	0	0,344	2,032	3,128	18,478	1,877	12
		10	0,111	0,752	2,370	16,024	1,366	14
		20	1,196	9,567	2,410	19,280	1,548	14
		25	0,084	0,837	1,042	10,325	0,937	14
		30	0,051	0,538	0,824	8,772	0,761	14
		50	0,024	0,302	0,750	9,375	0,749	14
	44	0	0,100	0,566	3,710	20,996	1,235	102
		10	1,102	6,409	4,431	25,775	1,647	110
		20	0,196	1,553	2,085	16,554	1,374	110
		25	0,932	9,089	0,709	6,911	1,420	111
		30	0,589	6,016	0,718	7,336	1,237	111
		50	0,531	6,737	0,060	0,761	0,692	111
Червень	31	0	0,176	0,956	1,174	6,375	2,581	80
		10	0,399	2,546	2,582	16,458	2,309	89
		20	1,710	17,853	3,079	32,137	2,351	89
		25	0,123	1,328	1,607	17,386	2,215	89

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань	
Червень	31	30	0,975	10,859	0,797	8,872	2,180	88	
		50	0,552	7,105	0,137	1,764	0,911	85	
	40	0	0,686	3,401	0,768	3,807	2,220	42	
		10	2,512	15,966	0,840	5,340	2,925	50	
		20	0,954	9,017	0,635	6,005	2,491	61	
		25	0,446	4,444	0,775	7,715	1,653	64	
		30	1,147	12,240	0,890	9,498	1,319	64	
		50	0,525	7,186	0,018	0,247	0,935	64	
	9	0	0,339	1,680	1,049	5,198	2,767	53	
		10	1,841	11,618	1,731	10,922	2,738	56	
		20	1,781	17,253	3,178	30,789	2,107	56	
		25	0,639	6,706	2,026	21,273	2,085	56	
		30	0,576	6,177	1,249	13,400	1,997	56	
		50	0,592	6,932	0,193	2,259	1,034	54	
	31	0	0,530	2,549	1,204	5,790	2,581	80	
		10	0,318	1,717	0,261	1,408	2,309	89	
		20	2,381	23,961	2,725	27,428	2,351	89	
		25	0,856	8,990	1,334	14,018	2,215	89	
		30	0,249	2,715	0,592	6,443	2,180	88	
		50	0,438	6,018	0,358	4,923	0,911	85	
	Червень	9	0	0,080	0,378	2,040	9,636	2,767	53
			10	0,132	0,696	1,404	7,396	2,738	56
			20	1,013	8,700	1,858	15,959	2,107	56
			25	0,414	4,021	1,259	12,234	2,085	56
30			0,461	4,749	0,862	8,879	1,997	56	
50			0,182	2,169	0,041	0,489	1,034	54	
31		0	0,506	2,337	2,066	9,540	2,581	80	
		10	0,584	2,967	1,425	7,235	2,309	89	
		20	2,909	28,819	2,565	25,409	2,351	89	
		25	1,448	15,083	1,250	13,021	2,215	89	
		30	0,146	1,545	0,361	3,833	2,180	88	
		50	0,369	4,798	0,062	0,806	0,911	85	
51	0	0,122	0,591	2,030	9,826	2,390	31		
	10	1,779	8,928	3,156	15,839	1,991	32		
	20	1,508	10,909	1,640	11,867	3,108	34		
	25	0,813	7,267	0,331	2,960	2,519	34		
	30	1,247	12,249	0,143	1,404	2,264	33		
	50	0,144	1,756	0,391	4,756	0,869	34		
51	0	0,529	2,576	1,909	9,295	2,390	31		
	10	1,903	9,496	3,267	16,305	1,991	32		

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Червень	51	20	0,016	0,123	0,954	7,264	3,108	34
		25	0,659	6,271	0,349	3,323	2,519	34
		30	0,006	0,063	0,366	3,783	2,264	33
		50	0,447	4,995	1,116	12,475	0,869	34
	59	0	0,130	0,570	3,370	14,781	2,238	72
		10	1,182	6,165	1,579	8,233	1,879	77
		20	1,949	17,370	0,699	6,229	2,510	78
		25	1,538	15,898	0,327	3,381	1,989	78
		30	0,428	4,612	0,597	6,428	1,576	78
		50	0,087	1,055	0,913	11,063	0,920	77
	54	0	0,032	0,144	1,343	6,043	1,437	17
		10	1,781	8,378	4,941	23,240	2,524	19
		20	1,965	19,552	1,379	13,720	2,703	24
		25	0,408	4,225	0,099	1,024	2,348	24
		30	0,854	8,967	0,610	6,408	2,051	24
		50	0,107	1,327	0,795	9,907	0,784	24
	69	0	0,691	3,048	3,921	17,295	1,544	15
		10	1,734	7,951	4,236	19,426	2,902	19
		20	1,021	6,787	1,325	8,807	2,820	20
		25	0,684	5,369	0,457	3,589	3,181	20
		30	1,067	9,227	0,452	3,911	3,231	20
		50	0,325	3,613	0,853	9,485	2,405	20
	51	0	0,043	0,195	3,472	15,709	2,390	31
		10	0,915	4,418	3,938	19,017	1,991	32
		20	1,579	13,822	0,755	6,608	3,108	34
		25	1,509	15,817	1,311	13,744	2,519	34
		30	0,434	4,759	0,910	9,967	2,264	33
		50	0,543	6,909	0,029	0,369	0,869	34
Липень	31	0	0,173	0,679	2,643	10,380	1,485	35
		10	0,799	3,359	2,517	10,577	3,504	39
		20	2,967	23,982	1,828	14,775	3,830	37
		25	3,485	35,360	2,034	20,637	3,691	37
		30	2,118	22,134	0,291	3,041	3,199	37
		50	1,501	19,271	0,229	2,940	0,486	36
	64	0	0,414	1,603	2,284	8,841	1,680	20
		10	1,171	5,642	1,340	6,455	3,213	23
		20	1,392	9,751	0,501	3,509	3,845	23
		25	0,826	7,022	0,572	4,865	3,303	23
		30	1,301	12,096	0,611	5,679	2,524	24
		50	0,366	4,235	0,593	6,853	0,618	25

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Липень	27	0	0,814	3,151	2,316	8,964	1,852	54
		10	2,455	9,626	4,277	16,768	3,321	63
		20	2,371	23,193	4,628	45,275	2,833	68
		25	1,023	10,631	2,969	30,860	2,807	72
		30	0,061	0,663	2,000	21,906	2,314	73
		50	0,982	13,040	0,286	3,796	1,049	76
	31	0	0,448	1,872	1,108	4,631	1,485	35
		10	2,646	11,244	2,248	9,555	3,504	39
		20	0,513	4,026	1,447	11,346	3,830	37
		25	1,198	11,858	1,783	17,641	3,691	37
		30	0,145	1,501	0,202	2,092	3,199	37
		50	0,520	6,768	0,128	1,665	0,486	36
	52	0	0,339	1,420	0,409	1,714	1,602	13
		10	2,311	10,107	1,378	6,026	2,805	15
		20	2,562	17,790	0,699	4,855	4,327	16
		25	0,309	3,027	1,159	11,351	3,743	16
		30	0,955	10,097	0,761	8,045	3,103	16
		50	0,789	9,156	0,836	9,703	0,749	16
25	0	0,360	1,600	1,490	6,622	1,011	13	
	10	0,033	0,164	0,446	2,223	2,780	19	
	20	0,672	5,858	0,100	0,871	3,465	24	
	25	0,112	1,112	0,469	4,644	3,015	28	
	30	0,958	9,825	0,828	8,494	2,445	28	
	50	0,705	9,587	0,392	5,328	0,615	29	
Липень	27	0	0,228	0,959	0,249	1,048	1,852	54
		10	1,707	7,585	1,276	5,670	3,321	63
		20	1,448	10,586	1,167	8,529	2,833	68
		25	1,509	12,788	0,789	6,686	2,807	72
		30	0,975	9,910	1,290	13,110	2,314	73
		50	0,124	1,454	0,688	8,087	1,049	76
	60	0	0,280	1,158	1,640	6,782	1,979	53
		10	0,528	2,428	0,712	3,276	2,815	60
		20	1,324	9,851	1,439	10,706	2,733	61
		25	0,859	7,780	0,335	3,036	2,569	64
		30	1,066	10,852	0,824	8,388	2,158	64
		50	0,055	0,699	0,286	3,622	0,722	64
	31	0	0,213	0,876	1,491	6,133	1,485	35
		10	2,270	9,504	2,600	10,888	3,504	39
		20	2,405	21,055	2,776	24,300	3,830	37
		25	2,149	22,137	2,181	22,464	3,691	37

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Липень	31	30	0,971	10,388	0,516	5,522	3,199	37
		50	0,832	10,866	0,097	1,267	0,486	36
	54	0	0,137	0,558	0,122	0,497	1,269	25
		10	2,564	10,668	3,263	13,577	3,122	30
		20	0,616	4,775	0,468	3,628	3,557	34
		25	0,290	2,731	0,289	2,719	3,013	38
		30	0,756	7,821	0,264	2,732	2,539	40
		50	0,493	6,386	0,373	4,830	0,624	42
	64	0	0,186	0,751	1,212	4,895	1,680	20
		10	2,741	11,360	4,710	19,519	3,213	23
		20	1,351	12,046	3,565	31,788	3,845	23
		25	0,601	5,995	2,313	23,091	3,303	23
		30	0,417	4,350	1,787	18,648	2,524	24
		50	0,115	1,432	0,025	0,311	0,618	25
	52	0	0,563	2,249	1,573	6,284	1,602	13
		10	2,731	11,282	2,714	11,213	2,805	15
		20	3,754	23,776	2,090	13,236	4,327	16
		25	1,180	10,466	0,093	0,825	3,743	16
		30	1,188	12,033	0,348	3,525	3,103	16
		50	0,081	1,031	0,044	0,562	0,749	16
18	0	0,060	0,252	1,127	4,726	1,643	64	
	10	0,567	2,710	0,809	3,863	2,818	68	
	20	1,431	11,429	2,160	17,252	3,957	68	
	25	1,701	16,548	1,613	15,695	3,996	68	
	30	0,927	9,761	0,112	1,179	3,758	69	
	50	0,973	13,149	0,088	1,189	1,672	68	
Липень	26	0	0,345	1,337	2,155	8,354	2,369	17
		10	3,285	17,604	0,389	2,085	3,818	22
		20	2,181	22,116	1,389	14,086	2,928	24
		25	0,647	6,839	0,044	0,465	2,692	24
		30	0,004	0,050	0,126	1,449	2,374	25
		50	0,620	8,301	0,017	0,228	0,643	25
31	31	0	0,151	0,619	1,571	6,441	1,485	35
		10	2,617	10,759	3,041	12,504	3,504	39
		20	0,043	0,304	0,181	1,291	3,830	37
		25	1,918	19,015	1,805	17,898	3,691	37
		30	0,665	6,800	0,077	0,787	3,199	37
		50	0,561	7,008	0,443	5,535	0,486	36
54	54	0	0,714	2,758	1,452	5,608	1,269	25
		10	1,376	5,670	3,504	14,435	3,122	30

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Липень	54	20	1,518	13,572	1,248	11,161	3,557	34
		25	0,877	8,881	0,468	4,741	3,013	38
		30	0,286	2,991	0,174	1,817	2,539	40
		50	0,637	8,232	0,392	5,063	0,624	42
	64	0	0,086	0,322	3,131	11,735	1,680	20
		10	1,752	7,041	5,464	21,958	3,213	23
		20	1,758	11,560	0,426	2,802	3,845	23
		25	0,751	6,996	1,597	14,879	3,303	23
		30	0,187	1,913	1,589	16,246	2,524	24
		50	0,589	7,419	0,118	1,486	0,618	25
	31	0	0,346	1,458	0,916	3,859	1,485	35
		10	2,468	10,609	1,988	8,544	3,504	39
		20	1,851	12,306	0,845	5,616	3,830	37
		25	1,122	11,095	1,778	17,583	3,691	37
		30	0,004	0,038	0,127	1,305	3,199	37
		50	0,120	1,487	0,493	6,122	0,486	36
	54	0	0,175	0,655	2,265	8,482	1,269	25
		10	3,274	12,384	5,669	21,442	3,122	30
		20	0,024	0,192	0,317	2,487	3,557	34
		25	1,556	16,801	1,077	11,627	3,013	38
		30	1,737	22,806	1,784	23,424	2,539	40
		50	0,161	1,949	0,897	10,877	0,624	42
	64	0	0,319	1,195	3,153	11,808	1,680	20
		10	3,285	12,466	6,929	26,297	3,213	23
20		0,954	7,709	2,399	19,376	3,845	23	
25		1,156	11,316	2,113	20,681	3,303	23	
30		0,372	3,914	1,876	19,760	2,524	24	
50		0,766	9,921	0,344	4,458	0,618	25	
63	0	0,444	1,724	3,402	13,211	1,567	30	
	10	2,139	8,670	2,836	11,493	2,326	34	
	20	2,232	19,440	3,549	30,912	3,648	35	
	25	1,743	17,427	2,429	24,288	3,237	35	
	30	0,484	4,974	1,035	10,643	2,478	35	
	50	0,807	10,445	0,252	3,261	0,892	33	
47	0	0,200	0,830	1,270	5,268	2,206	17	
	10	0,220	1,047	0,918	4,367	3,763	18	
	20	0,452	4,024	2,862	25,467	1,911	18	
	25	0,080	0,830	0,933	9,641	1,917	18	
	30	0,943	10,125	0,103	1,106	1,705	18	
	50	0,326	4,431	0,170	2,310	0,614	18	

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Липень	64	0	0,320	1,207	2,960	11,166	1,680	20
		10	3,316	12,652	6,790	25,906	3,213	23
		20	0,930	7,555	2,473	20,094	3,845	23
		25	0,852	8,176	1,906	18,285	3,303	23
		30	0,124	1,253	1,470	14,848	2,524	24
		50	0,696	8,993	0,318	4,107	0,618	25
	26	0	0,623	2,346	2,913	10,971	2,369	17
		10	4,001	15,117	7,420	28,032	3,818	22
		20	0,273	2,203	1,137	9,179	2,928	24
		25	0,823	7,487	1,497	13,613	2,692	24
		30	0,995	10,201	0,930	9,538	2,374	25
		50	0,335	3,962	0,998	11,813	0,643	25
Серпень	63	0	0,399	1,549	1,847	7,171	1,006	12
		10	2,930	11,710	1,604	6,410	3,207	16
		20	2,666	17,094	2,044	13,106	3,757	18
		25	0,948	9,454	3,813	38,027	3,696	18
		30	0,267	2,893	1,540	16,685	3,358	18
		50	0,807	10,264	0,146	1,856	1,591	18
	26	0	0,215	0,809	2,050	7,713	1,524	7
		10	0,020	0,089	2,404	10,478	4,088	15
		20	1,079	9,826	1,267	11,536	2,961	18
		25	0,050	0,493	0,077	0,764	1,543	18
		30	0,894	9,308	0,422	4,395	1,199	19
		50	0,064	0,790	0,194	2,406	0,681	19
	32	0	0,215	0,846	1,729	6,805	1,181	43
		10	2,533	10,212	1,538	6,200	2,577	53
		20	2,052	12,985	3,624	22,928	4,063	53
		25	1,715	17,032	4,311	42,815	4,470	53
		30	0,801	8,478	1,535	16,252	4,169	53
		50	0,595	7,876	0,100	1,323	0,962	53
	54	0	0,059	0,219	1,524	5,648	1,483	43
		10	3,536	13,346	3,197	12,066	3,807	47
		20	3,078	20,503	1,284	8,552	3,309	52
		25	1,787	15,159	1,075	9,122	2,800	58
		30	0,158	1,803	0,739	8,445	2,208	65
		50	0,244	3,003	0,506	6,235	0,659	65
	32	0	0,333	1,305	1,843	7,221	1,181	43
		10	3,016	11,914	2,046	8,082	2,577	53
		20	2,028	17,300	7,709	65,771	4,063	53
		25	1,981	20,220	4,582	46,765	4,470	53

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Серпень	32	30	0,785	8,306	1,524	16,117	4,169	53
		50	0,665	8,882	0,172	2,297	0,962	53
	54	0	0,270	0,957	2,750	9,748	1,483	43
		10	0,788	3,152	1,692	6,770	3,807	47
		20	0,868	7,624	2,348	20,629	3,309	52
		25	0,353	3,545	0,756	7,595	2,800	58
		30	0,306	3,335	0,305	3,321	2,208	65
		50	0,240	3,096	0,137	1,768	0,659	65
	26	0	0,110	0,392	3,530	12,580	1,524	7
		10	2,930	10,860	6,436	23,858	4,088	15
		20	1,666	11,904	1,744	12,462	2,961	18
		25	1,471	12,409	1,705	14,382	1,543	18
		30	1,270	12,427	1,040	10,176	1,199	19
		50	0,733	8,303	0,961	10,882	0,681	19
	26	0	0,180	0,637	3,717	13,159	1,524	7
		10	1,901	7,108	6,206	23,203	4,088	15
		20	0,452	3,609	0,272	2,172	2,961	18
		25	0,939	9,318	0,071	0,704	1,543	18
		30	0,039	0,411	0,318	3,348	1,199	19
		50	0,337	4,429	0,258	3,389	0,681	19
53	0	0,120	0,424	3,460	12,218	1,362	19	
	10	2,542	9,518	4,231	15,840	4,007	26	
	20	0,155	1,251	0,304	2,458	2,859	31	
	25	0,318	3,198	0,279	2,804	2,179	35	
	30	0,053	0,601	0,239	2,719	1,642	37	
	50	0,328	4,193	0,322	4,122	0,504	36	
49	0	0,162	0,619	2,682	10,244	1,768	20	
	10	0,761	3,203	2,314	9,742	3,657	28	
	20	0,620	4,358	0,699	4,915	3,581	32	
	25	0,269	2,370	0,975	8,579	3,035	32	
	30	0,309	3,157	0,662	6,756	2,679	32	
	50	0,389	4,611	0,565	6,698	0,737	32	
Серпень	26	0	0,104	0,371	3,482	12,430	1,524	7
		10	0,372	1,573	3,104	13,128	4,088	15
		20	0,768	6,646	0,701	6,070	2,961	18
		25	0,298	2,963	0,076	0,754	1,543	18
		30	0,720	7,450	0,479	4,959	1,199	19
		50	0,166	2,088	0,058	0,732	0,681	19
	46	0	0,520	2,012	2,240	8,665	0,950	29
		10	2,529	10,123	1,897	7,592	1,835	33

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань	
Серпень	46	20	3,627	36,321	10,733	107,470	4,531	33	
		25	2,152	22,666	5,245	55,240	4,089	33	
		30	0,917	9,967	2,328	25,299	3,894	36	
		50	0,127	1,644	0,089	1,156	1,085	36	
	46	0	0,177	0,701	1,633	6,469	0,950	29	
		10	2,776	11,002	2,140	8,482	1,835	33	
		20	2,539	15,591	4,433	27,218	4,531	33	
		25	1,637	16,144	4,599	45,351	4,089	33	
		30	0,663	6,927	1,953	20,393	3,894	36	
		50	0,114	1,429	0,218	2,722	1,085	36	
	53	0	0,120	0,454	1,570	5,940	1,362	19	
		10	1,913	7,844	1,901	7,797	4,007	26	
		20	3,270	21,529	2,519	16,584	2,859	31	
		25	1,985	16,587	1,737	14,515	2,179	35	
		30	1,078	11,164	0,626	6,483	1,642	37	
		50	0,424	5,570	0,123	1,616	0,504	36	
	Серпень	26	0	0,140	0,525	2,150	8,058	1,524	7
			10	2,309	9,271	4,362	17,517	4,088	15
20			1,547	14,771	1,778	16,979	2,961	18	
25			0,381	3,930	0,451	4,650	1,543	18	
30			0,492	5,373	0,019	0,207	1,199	19	
50			0,106	1,340	0,009	0,114	0,681	19	
53		0	0,266	1,022	1,171	4,498	1,362	19	
		10	3,760	14,445	3,551	13,641	4,007	26	
		20	0,977	7,574	0,224	1,737	2,859	31	
		25	0,362	3,505	0,113	1,093	2,179	35	
		30	1,096	11,335	0,643	6,647	1,642	37	
		50	0,395	5,176	0,151	1,976	0,504	36	
Вересень	44	0	0,130	0,556	2,420	10,351	1,947	28	
		10	1,646	6,933	2,906	12,238	2,016	31	
		20	0,324	1,868	2,051	11,822	2,946	31	
		25	3,438	28,610	4,142	34,465	3,549	32	
		30	3,825	38,061	3,221	32,053	3,339	32	
		50	0,432	5,089	0,463	5,458	2,319	32	
	12	0	0,090	0,395	1,220	5,349	1,854	29	
		10	2,543	10,909	2,152	9,231	3,153	24	
		20	2,329	13,891	0,829	4,944	3,116	39	
		25	0,338	2,801	1,394	11,553	3,180	39	
		30	0,639	6,488	1,260	12,792	2,936	39	
		50	0,156	2,032	0,316	4,129	0,843	41	

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Вересень	50	0	0,080	0,328	3,850	15,766	1,767	14
		10	2,308	9,512	4,174	17,202	2,396	20
		20	3,000	17,075	1,848	10,519	4,238	21
		25	0,323	2,639	1,097	8,968	4,038	21
		30	0,570	5,646	0,792	7,851	3,516	21
		50	0,088	1,112	0,123	1,547	0,496	21
	39	0	0,207	0,821	3,283	13,016	3,103	17
		10	2,937	11,695	4,263	16,975	4,148	24
		20	3,119	28,727	1,483	13,659	4,380	26
		25	2,092	21,419	0,495	5,069	4,175	29
		30	0,723	7,895	0,389	4,247	3,171	29
		50	0,103	1,331	0,396	5,134	0,552	29
	26	0	0,517	2,014	3,856	15,024	3,082	15
		10	3,461	13,497	5,752	22,432	3,794	18
		20	2,687	24,722	1,172	10,784	2,673	21
		25	1,373	13,752	0,026	0,260	2,053	22
		30	0,046	0,492	0,445	4,793	3,849	25
		50	0,231	3,011	0,028	0,365	0,486	26
	54	0	0,458	1,801	3,048	11,987	2,621	19
		10	2,487	10,101	2,891	11,742	4,056	21
		20	2,719	24,512	3,259	29,384	3,083	22
		25	1,968	20,308	2,078	21,440	2,625	22
		30	0,495	5,403	1,001	10,917	3,286	23
		50	0,523	6,483	0,103	1,277	0,567	23
53	0	0,083	0,323	3,887	15,132	1,806	16	
	10	2,808	10,995	5,388	21,098	4,104	26	
	20	1,733	14,479	0,994	8,307	3,894	28	
	25	1,157	11,155	0,128	1,234	4,320	29	
	30	0,156	1,614	0,655	6,770	3,859	30	
	50	0,186	2,425	0,101	1,315	0,553	30	
50	0	0,220	0,939	2,860	12,207	1,767	14	
	10	2,516	10,755	3,299	14,105	2,396	20	
	20	5,198	27,335	3,296	17,333	4,238	21	
	25	2,462	17,421	0,802	5,675	4,038	21	
	30	1,145	10,580	0,060	0,555	3,516	21	
	50	0,815	9,752	0,529	6,329	0,496	21	
Вересень	54	0	0,589	2,360	2,579	10,333	2,621	19
		10	2,957	11,932	3,048	12,301	4,056	21
		20	1,471	12,045	2,139	17,517	3,083	22
		25	1,644	16,669	1,905	19,311	2,625	22

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °C	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °C	Віднос- на помилка, %	СКВ, °C	К-ть вимірю- вань
Вересень	54	30	0,202	2,174	0,875	9,414	3,286	23
		50	0,332	4,251	0,142	1,816	0,567	23
	26	0	0,145	0,591	2,735	11,143	3,082	15
		10	2,944	12,007	4,626	18,869	3,794	18
		20	3,027	29,122	1,647	15,847	2,673	21
		25	1,419	14,506	0,179	1,830	2,053	22
		30	0,150	1,614	0,464	4,987	3,849	25
		50	0,251	3,298	0,065	0,852	0,486	26
	53	0	0,198	0,798	2,998	12,090	1,806	16
		10	3,052	12,320	4,619	18,648	4,104	26
		20	2,286	20,329	1,716	15,261	3,894	28
		25	1,028	9,978	0,198	1,922	4,320	29
		30	0,052	0,563	0,226	2,444	3,859	30
		50	0,318	4,113	0,041	0,530	0,553	30
	65	0	0,163	0,652	2,073	8,294	2,209	16
		10	1,685	6,802	2,199	8,874	3,697	17
		20	2,966	15,198	1,873	9,599	4,346	17
		25	1,370	10,135	1,218	9,008	4,374	17
		30	2,963	28,802	2,354	22,885	4,099	17
		50	0,305	3,623	0,406	4,830	0,371	17
	52	0	0,230	0,943	2,650	10,870	2,214	17
		10	0,382	1,712	0,872	3,910	3,291	21
		20	1,927	14,081	2,193	16,023	3,835	21
		25	2,618	23,430	1,857	16,620	3,524	21
30		2,040	20,426	0,043	0,431	3,493	21	
50		0,486	6,206	0,346	4,421	0,349	21	
50	0	0,135	0,565	3,320	13,897	1,767	14	
	10	0,210	0,990	1,137	5,356	2,396	20	
	20	0,926	7,005	2,502	18,929	4,238	21	
	25	1,225	11,311	2,500	23,084	4,038	21	
	30	0,518	5,405	1,296	13,523	3,516	21	
	50	0,203	2,572	0,056	0,710	0,496	21	
26	0	0,042	0,166	3,429	13,586	3,082	15	
	10	2,660	10,693	4,990	20,056	3,794	18	
	20	2,223	19,602	0,699	6,163	2,673	21	
	25	1,331	13,261	0,079	0,787	2,053	22	
	30	0,011	0,116	0,492	5,272	3,849	25	
	50	0,248	3,224	0,007	0,091	0,486	26	
12	0	0,170	0,690	3,040	12,343	1,854	29	
	10	1,809	7,354	3,437	13,973	3,153	24	

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Вересень	12	20	4,223	21,096	4,076	20,364	3,116	39
		25	1,363	8,869	1,905	12,398	3,180	39
		30	0,151	1,250	1,000	8,258	2,936	39
		50	0,579	6,454	0,997	11,119	0,843	41
	26	0	0,070	0,273	3,797	14,828	3,082	15
		10	2,604	10,247	5,524	21,736	3,794	18
		20	3,269	29,731	1,045	9,504	2,673	21
		25	2,297	23,198	0,060	0,606	2,053	22
		30	0,765	8,059	0,654	6,889	3,849	25
		50	0,004	0,058	0,040	0,517	0,486	26
	26	0	0,120	0,474	3,480	13,760	3,082	15
		10	2,895	11,316	5,694	22,256	3,794	18
		20	2,739	23,822	0,542	4,714	2,673	21
		25	2,096	20,814	0,109	1,083	2,053	22
		30	0,633	6,598	0,751	7,830	3,849	25
		50	0,001	0,012	0,032	0,414	0,486	26
	52	0	0,125	0,530	1,850	7,846	2,214	17
		10	2,378	10,002	2,344	9,860	3,291	21
		20	4,825	24,939	3,467	17,920	3,835	21
		25	2,140	14,615	1,611	11,003	3,524	21
		30	0,801	7,028	1,368	12,002	3,493	21
		50	0,077	0,975	0,442	5,579	0,349	21
	53	0	0,233	1,025	0,923	4,062	1,806	16
		10	2,455	10,811	2,558	11,265	4,104	26
20		2,025	17,974	1,694	15,036	3,894	28	
25		1,452	15,129	0,904	9,421	4,320	29	
30		0,015	0,164	0,020	0,222	3,859	30	
50		0,306	4,019	0,155	2,033	0,553	30	
54	0	0,590	2,482	1,390	5,848	2,621	19	
	10	2,936	12,367	2,009	8,463	4,056	21	
	20	0,880	6,993	1,764	14,016	3,083	22	
	25	0,848	8,145	1,363	13,097	2,625	22	
	30	0,252	2,665	0,703	7,426	3,286	23	
	50	0,203	2,667	0,364	4,792	0,567	23	
Жовтень	26	0	0,096	0,671	4,126	28,845	1,888	19
		10	0,438	3,061	3,126	21,854	2,451	23
		20	2,045	14,329	1,391	9,747	2,755	26
		25	0,121	1,224	1,018	10,270	2,501	27
		30	0,087	1,130	1,802	23,470	2,225	27
		50	1,469	17,627	0,772	9,265	1,326	27

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
Жовтень	53	0	0,284	1,497	0,716	3,773	2,054	29
		10	0,516	2,726	0,860	4,545	2,180	34
		20	3,968	39,992	4,229	42,627	3,371	34
		25	2,645	29,045	3,192	35,046	2,778	34
		30	0,925	10,457	1,437	16,250	2,490	34
		50	0,096	1,251	0,260	3,390	1,456	34
	62	0	0,019	0,100	0,761	4,022	2,148	13
		10	1,141	6,981	1,747	10,690	2,097	13
		20	3,638	35,448	5,606	54,618	3,459	13
		25	2,453	26,326	5,023	53,912	3,876	13
		30	0,924	10,424	4,238	47,822	4,007	13
		50	0,003	0,041	1,007	13,280	2,235	13
	26	0	0,530	3,389	2,790	17,839	1,888	19
		10	0,269	1,824	2,688	18,234	2,451	23
		20	2,622	26,607	3,026	30,708	2,755	26
		25	2,338	30,170	3,182	41,069	2,501	27
		30	0,135	1,738	1,697	21,804	2,225	27
		50	1,348	16,204	0,758	9,113	1,326	27
	26	0	0,728	3,757	0,948	4,892	1,888	19
		10	1,926	9,937	1,948	10,053	2,451	23
		20	2,851	26,232	2,010	18,491	2,755	26
		25	1,801	18,463	1,175	12,045	2,501	27
		30	0,498	5,501	0,429	4,740	2,225	27
		50	0,125	1,645	0,068	0,891	1,326	27
54	0	0,006	0,030	0,774	3,854	1,455	23	
	10	1,180	5,889	0,987	4,923	2,440	26	
	20	2,610	21,518	3,979	32,800	3,369	26	
	25	3,023	31,049	3,563	36,592	3,444	26	
	30	1,808	19,922	2,124	23,402	3,053	26	
	50	0,356	4,689	0,167	2,202	1,600	26	
26	0	0,200	1,161	1,200	6,965	1,888	19	
	10	1,404	8,114	0,128	0,740	2,451	23	
	20	0,524	3,849	0,735	5,398	2,755	26	
	25	1,661	18,149	1,779	19,440	2,501	27	
	30	0,410	4,926	1,166	14,025	2,225	27	
	50	1,167	13,892	0,840	10,000	1,326	27	
Жовтень	53	0	0,172	1,023	1,448	8,613	2,054	29
		10	1,299	7,736	1,270	7,564	2,180	34
		20	3,670	22,057	2,490	14,964	3,371	34
		25	0,039	0,363	1,670	15,710	2,778	34

Продовження таблиці Б.1

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, °С	Віднос- на помилка, %	СКВ, °С	К-ть вимірю- вань
	53	30	0,852	9,050	0,863	9,164	2,490	34
		50	0,594	7,637	0,155	1,994	1,456	34
	46	0	0,050	0,261	1,490	7,781	2,051	14
		10	0,193	1,002	1,357	7,036	2,008	22
		20	0,940	4,886	1,899	9,876	2,077	22
		25	1,919	10,170	3,268	17,320	2,411	22
		30	2,236	12,586	4,385	24,683	2,733	22
		50	0,862	10,034	0,733	8,530	3,301	22
	21	0	0,090	0,627	2,750	19,164	2,128	19
		10	1,265	9,158	3,396	24,584	2,384	20
		20	3,143	24,032	2,671	20,422	3,449	20
		25	3,303	31,792	3,370	32,435	3,405	20
		30	3,385	42,430	3,292	41,263	3,283	20
		50	2,083	26,141	0,167	2,096	1,928	20

Таблиця Б.2 – Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу швидкості звуку у воді

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Травень	50	0	1,374	1,822	6,531	8,660	6,751	20
		10	3,469	4,735	6,110	8,338	6,242	28
		20	0,846	1,277	6,610	9,984	7,281	28
		25	2,897	4,456	3,662	5,632	5,683	28
		30	1,332	2,199	5,255	8,672	4,277	29
		50	2,319	3,868	0,638	1,064	2,876	29
	53	0	1,247	1,565	7,931	9,951	7,034	31
		10	1,064	1,386	3,949	5,143	5,194	35
		20	0,439	0,651	3,654	5,414	5,994	35
		25	3,149	4,706	0,558	0,833	5,590	34
		30	4,682	7,126	0,898	1,366	5,705	35
		50	0,421	0,727	2,412	4,163	4,329	35
	63	0	1,982	2,470	6,722	8,378	7,238	19
		10	5,542	6,989	0,666	0,839	6,083	25
		20	0,480	0,712	4,433	6,572	5,776	25
		25	0,526	0,808	3,320	5,099	5,206	25
		30	3,019	4,654	1,380	2,127	5,044	25
		50	1,554	2,575	0,514	0,852	3,915	25
	24	0	2,472	3,142	5,305	6,743	4,857	32
		10	5,786	7,350	0,842	1,069	5,524	35
		20	0,286	0,425	2,330	3,458	4,571	38
		25	2,732	4,111	0,161	0,243	4,023	39
		30	5,376	8,112	2,080	3,138	3,937	39
		50	3,563	5,767	0,533	0,863	3,250	39
	30	0	2,249	2,598	4,641	5,362	9,341	52
		10	6,515	7,603	1,503	1,755	8,138	65
		20	2,995	4,070	1,685	2,289	6,298	65
		25	2,860	4,090	1,406	2,010	5,902	65
		30	3,068	4,543	0,346	0,513	5,846	65
		50	3,056	4,826	2,041	3,224	4,444	62

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Травень	25	0	1,712	1,931	3,099	3,495	6,248	56
		10	5,565	6,463	6,062	7,040	5,553	64
		20	0,134	0,198	1,988	2,936	6,228	65
		25	2,389	3,571	1,283	1,917	5,651	66
		30	4,276	6,474	3,570	5,405	5,224	67
		50	3,158	5,012	3,766	5,977	2,763	66
	24	0	1,359	1,501	6,539	7,224	4,857	32
		10	3,295	3,825	6,578	7,637	5,524	35
		20	2,076	3,048	1,619	2,378	4,571	38
		25	0,790	1,201	0,835	1,270	4,023	39
		30	1,793	2,734	1,396	2,129	3,937	39
		50	0,710	1,202	2,158	3,653	3,250	39
	8	0	1,714	1,892	6,511	7,191	6,899	70
		10	5,698	6,309	9,920	10,983	5,903	79
		20	0,446	0,594	2,358	3,139	5,090	80
		25	4,288	6,441	2,818	4,233	4,651	80
		30	3,248	4,993	1,267	1,947	4,869	80
		50	1,372	2,245	1,282	2,098	4,631	80
	51	0	2,270	2,488	3,697	4,051	6,300	12
		10	1,153	1,364	2,921	3,454	4,671	14
		20	5,208	6,774	5,951	7,741	5,543	14
		25	0,232	0,341	2,602	3,815	3,588	14
		30	0,385	0,588	2,714	4,138	3,069	14
		50	0,156	0,257	1,753	2,886	3,035	14
	44	0	1,526	1,630	3,940	4,210	3,961	102
		10	5,537	5,996	8,281	8,968	5,471	110
		20	2,330	3,016	3,817	4,940	4,938	110
		25	2,228	3,235	0,843	1,224	5,221	111
		30	1,360	2,024	3,403	5,065	4,646	111
		50	1,653	2,710	2,859	4,688	2,733	111
Червень	31	0	2,421	2,521	0,713	0,743	7,849	80
		10	0,730	0,834	5,678	6,487	7,121	89
		20	5,290	8,017	16,143	24,462	8,003	89
		25	0,288	0,444	12,664	19,546	7,816	89
		30	3,132	4,903	8,783	13,750	7,866	88
		50	0,945	1,584	0,349	0,586	3,464	85
	40	0	1,015	1,006	1,728	1,713	6,448	42
		10	6,160	7,048	4,907	5,615	9,165	50
		20	2,453	3,520	2,607	3,740	8,945	61
		25	1,872	2,759	0,373	0,550	6,220	64

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Червень	40	30	3,856	5,892	1,227	1,874	5,120	64
		50	2,491	4,312	1,687	2,920	3,829	64
	9	0	2,103	2,083	5,589	5,534	8,570	53
		10	4,248	4,836	2,798	3,185	8,641	56
		20	5,193	7,552	10,034	14,593	7,205	56
		25	1,837	2,789	7,882	11,967	7,394	56
		30	1,998	3,066	4,245	6,513	7,282	56
		50	1,401	2,241	3,043	4,868	4,097	54
	31	0	2,534	2,465	6,069	5,902	7,849	80
		10	2,604	2,701	3,199	3,318	7,121	89
		20	7,385	10,978	14,863	22,094	8,003	89
		25	2,512	3,813	11,574	17,568	7,816	89
		30	0,932	1,439	7,915	12,226	7,866	88
		50	2,553	4,419	1,519	2,629	3,464	85
	9	0	0,025	0,025	8,106	7,831	8,570	53
		10	1,690	1,731	6,967	7,138	8,641	56
		20	2,262	3,077	5,284	7,188	7,205	56
		25	0,809	1,177	5,068	7,379	7,394	56
		30	1,805	2,709	2,785	4,179	7,282	56
		50	0,052	0,084	2,545	4,103	4,097	54
	31	0	2,042	1,940	8,496	8,072	7,849	80
		10	3,014	3,020	6,567	6,582	7,121	89
		20	8,919	13,115	14,128	20,775	8,003	89
		25	4,364	6,587	11,198	16,901	7,816	89
		30	0,162	0,247	6,947	10,571	7,866	88
		50	1,966	3,303	0,226	0,379	3,464	85
	51	0	0,526	0,515	0,767	0,750	6,905	31
		10	6,473	6,447	3,223	3,210	6,015	32
		20	6,375	7,840	3,063	3,768	10,483	34
		25	3,404	4,728	1,357	1,886	8,861	34
		30	4,530	6,620	2,248	3,286	7,974	33
		50	0,417	0,680	0,592	0,966	3,386	34
	51	0	1,839	1,804	0,369	0,362	6,905	31
		10	6,735	6,692	3,443	3,422	6,015	32
		20	1,304	1,654	0,602	0,763	10,483	34
		25	1,693	2,438	1,177	1,694	8,861	34
		30	0,168	0,253	0,259	0,389	7,974	33
		50	1,806	2,819	3,350	5,229	3,386	34
	59	0	0,949	0,878	7,715	7,135	6,634	72
		10	2,865	2,923	4,756	4,852	5,838	77

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань	
Червень	59	20	5,367	7,444	7,338	10,177	8,631	78	
		25	4,736	7,131	5,401	8,131	7,147	78	
		30	1,330	2,045	1,183	1,820	5,876	78	
		50	0,869	1,413	2,003	3,256	3,498	77	
	54	0	0,410	0,384	2,162	2,024	4,169	17	
		10	6,783	6,504	10,025	9,613	7,709	19	
		20	5,843	8,611	7,631	11,246	9,283	24	
		25	0,865	1,298	2,794	4,192	8,333	24	
		30	3,215	4,856	0,739	1,117	7,489	24	
		50	0,232	0,382	1,595	2,625	3,133	24	
	69	0	2,433	2,254	8,878	8,225	4,473	15	
		10	6,323	5,981	12,037	11,385	9,302	19	
		20	5,215	6,113	4,506	5,281	9,378	20	
		25	3,723	4,803	1,929	2,488	10,770	20	
		30	4,615	6,286	1,706	2,324	11,269	20	
		50	0,684	1,064	0,027	0,041	8,755	20	
	51	0	0,904	0,852	4,542	4,282	6,905	31	
		10	3,171	3,095	5,253	5,128	6,015	32	
		20	4,355	5,981	5,426	7,451	10,483	34	
		25	4,887	7,416	4,733	7,182	8,861	34	
		30	1,504	2,334	1,748	2,714	7,974	33	
		50	2,008	3,350	0,779	1,300	3,386	34	
	Липень	31	0	1,482	1,285	6,402	5,549	3,990	35
			10	1,668	1,500	11,280	10,140	10,478	39
20			8,342	10,937	6,095	7,991	12,554	37	
25			11,001	16,376	7,669	11,417	12,556	37	
30			6,652	10,047	3,448	5,207	11,288	37	
50			5,698	9,523	1,057	1,766	2,061	36	
64		0	0,688	0,595	2,590	2,237	4,317	20	
		10	2,692	2,623	4,209	4,101	9,275	23	
		20	6,297	7,607	0,380	0,459	12,620	23	
		25	3,847	5,193	0,848	1,144	11,258	23	
		30	5,020	7,117	1,061	1,505	9,014	24	
		50	1,305	2,071	2,975	4,720	2,321	25	
27		0	4,804	4,156	4,401	3,808	4,830	54	
		10	6,403	5,554	20,861	18,094	10,007	63	
		20	7,182	10,507	9,123	13,345	9,643	68	
		25	3,064	4,624	5,687	8,584	9,577	72	
		30	0,189	0,293	2,594	4,023	8,194	73	
		50	3,824	6,522	0,894	1,525	4,045	76	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Липень	31	0	0,669	0,600	2,590	2,322	3,990	35
		10	8,031	7,259	10,673	9,647	10,478	39
		20	0,179	0,230	4,761	6,134	12,554	37
		25	3,365	4,941	6,741	9,897	12,556	37
		30	0,076	0,115	3,080	4,626	11,288	37
		50	2,450	4,117	0,741	1,245	2,061	36
	52	0	0,765	0,688	0,162	0,146	4,123	13
		10	7,777	7,153	4,967	4,569	8,258	15
		20	10,197	12,237	3,898	4,677	14,228	16
		25	1,489	2,175	2,891	4,224	12,748	16
		30	3,213	4,891	0,184	0,281	10,982	16
		50	2,694	4,279	3,210	5,099	2,818	16
	25	0	1,134	1,058	4,276	3,990	2,563	13
		10	1,216	1,211	0,548	0,545	8,197	19
		20	1,008	1,378	8,216	11,235	11,645	24
		25	0,223	0,327	6,043	8,865	10,536	28
		30	3,591	5,360	2,594	3,872	8,825	28
		50	2,948	5,076	1,554	2,676	2,331	29
	27	0	2,151	1,960	1,396	1,271	4,830	54
		10	5,063	4,741	12,344	11,561	10,007	63
		20	6,467	7,998	3,386	4,187	9,643	68
		25	6,111	8,224	2,366	3,185	9,577	72
		30	3,539	5,269	0,097	0,144	8,194	73
		50	0,532	0,850	3,041	4,860	4,045	76
	60	0	1,862	1,658	1,273	1,134	5,217	53
		10	2,202	2,080	2,786	2,632	8,266	60
		20	6,075	7,586	0,853	1,065	9,105	61
		25	3,841	5,365	0,527	0,737	8,959	64
		30	4,016	5,973	1,479	2,200	7,810	64
		50	0,519	0,861	1,042	1,730	2,793	64
	31	0	0,425	0,378	3,532	3,139	3,990	35
		10	6,518	5,845	11,559	10,365	10,478	39
		20	6,774	9,296	9,502	13,039	12,554	37
		25	6,683	10,034	8,237	12,367	12,556	37
		30	2,966	4,536	4,283	6,551	11,288	37
		50	3,339	5,607	0,777	1,304	2,061	36
54	0	1,040	0,919	1,778	1,572	3,323	25	
	10	8,063	7,205	7,532	6,731	8,991	30	
	20	3,626	4,638	0,979	1,252	11,609	34	
	25	1,779	2,537	1,740	2,482	10,075	38	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Липень	54	30	2,833	4,254	0,955	1,434	8,737	40
		50	1,866	3,130	1,026	1,721	2,565	42
	64	0	0,158	0,139	0,432	0,381	4,317	20
		10	8,507	7,589	5,263	4,695	9,275	23
		20	3,322	4,605	11,019	15,276	12,620	23
		25	1,470	2,170	7,168	10,578	11,258	23
		30	1,640	2,476	3,247	4,902	9,014	24
		50	0,526	0,866	0,709	1,167	2,321	25
	52	0	0,854	0,747	2,920	2,555	4,123	13
		10	8,425	7,503	8,535	7,601	8,258	15
		20	14,065	16,013	8,397	9,560	14,228	16
		25	4,788	6,617	1,029	1,422	12,748	16
		30	4,230	6,286	1,407	2,090	10,982	16
		50	0,474	0,790	0,289	0,481	2,818	16
	18	0	1,058	0,952	3,801	3,418	4,323	64
		10	1,183	1,143	1,716	1,658	8,320	68
		20	3,097	4,024	12,908	16,775	12,767	68
		25	4,726	6,853	13,797	20,008	13,593	68
		30	2,573	3,891	10,131	15,318	13,339	69
		50	4,087	6,994	2,281	3,904	6,440	68
	26	0	1,381	1,199	3,823	3,319	6,370	17
		10	8,723	9,026	0,327	0,338	11,266	22
		20	6,785	10,127	8,134	12,141	9,761	24
		25	1,945	2,963	4,522	6,889	9,169	24
		30	0,241	0,383	3,238	5,153	8,372	25
		50	2,535	4,329	0,321	0,548	2,631	25
	31	0	0,486	0,430	3,939	3,489	3,990	35
		10	7,573	6,708	12,923	11,448	10,478	39
		20	1,960	2,388	0,283	0,345	12,554	37
		25	5,611	8,232	6,689	9,815	12,556	37
		30	1,602	2,385	2,479	3,690	11,288	37
		50	2,256	3,706	2,106	3,459	2,061	36
	54	0	3,880	3,334	1,456	1,251	3,323	25
		10	4,033	3,587	8,052	7,162	8,991	30
		20	3,820	5,301	7,095	9,846	11,609	34
		25	2,363	3,512	4,576	6,801	10,075	38
		30	1,302	1,964	1,278	1,929	8,737	40
		50	2,226	3,723	0,867	1,450	2,565	42
	64	0	1,782	1,505	5,239	4,424	4,317	20
		10	4,937	4,328	7,244	6,350	9,275	23

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Липень	64	20	7,768	9,029	2,880	3,348	12,620	23
		25	1,472	2,088	4,410	6,254	11,258	23
		30	0,075	0,113	2,409	3,591	9,014	24
		50	2,058	3,405	0,391	0,647	2,321	25
	31	0	0,523	0,471	2,147	1,932	3,990	35
		10	7,723	7,017	10,092	9,170	10,478	39
		20	8,012	9,364	3,190	3,728	12,554	37
		25	2,933	4,294	6,544	9,581	12,556	37
		30	0,582	0,868	2,640	3,939	11,288	37
		50	0,677	1,107	2,396	3,917	2,061	36
	54	0	2,826	2,389	3,382	2,859	3,323	25
		10	8,569	7,273	13,439	11,407	8,991	30
		20	1,069	1,385	1,977	2,562	11,609	34
		25	5,314	8,230	7,302	11,311	10,075	38
		30	6,527	11,126	8,898	15,169	8,737	40
		50	0,805	1,279	2,255	3,584	2,565	42
	64	0	1,173	0,991	5,176	4,373	4,317	20
		10	8,814	7,486	10,906	9,263	9,275	23
20		1,539	2,015	6,785	8,885	12,620	23	
25		3,058	4,458	6,348	9,256	11,258	23	
30		0,837	1,269	3,496	5,299	9,014	24	
50		2,711	4,546	0,420	0,704	2,321	25	
63	0	0,023	0,020	4,872	4,197	4,111	30	
	10	6,251	5,508	7,629	6,722	6,722	34	
	20	5,950	8,133	12,971	17,731	11,838	35	
	25	5,072	7,487	9,324	13,762	11,010	35	
	30	1,041	1,557	3,648	5,455	8,818	35	
	50	2,877	4,824	1,028	1,724	3,475	33	
47	0	1,808	1,617	0,435	0,389	5,845	17	
	10	1,299	1,254	3,381	3,263	11,010	18	
	20	0,330	0,456	5,477	7,579	6,533	18	
	25	0,237	0,355	4,211	6,322	6,832	18	
	30	3,418	5,229	0,466	0,713	6,332	18	
	50	2,161	3,720	1,051	1,809	2,489	18	
64	0	0,916	0,776	4,815	4,081	4,317	20	
	10	9,033	7,693	10,581	9,012	9,275	23	
	20	1,461	1,920	7,022	9,224	12,620	23	
	25	1,982	2,858	5,581	8,048	11,258	23	
	30	0,984	1,458	1,961	2,904	9,014	24	
	50	2,492	4,173	0,338	0,567	2,321	25	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Липень	26	0	0,168	0,143	6,564	5,567	6,370	17
		10	10,860	9,212	20,921	17,746	11,266	22
		20	2,252	2,952	1,133	1,485	9,761	24
		25	3,534	4,953	1,183	1,658	9,169	24
		30	3,547	5,307	0,759	1,136	8,372	25
		50	1,142	1,832	3,440	5,520	2,631	25
Серпень	63	0	0,315	0,272	1,678	1,448	2,605	12
		10	8,424	7,373	10,562	9,244	9,112	16
		20	10,606	12,160	5,712	6,548	11,947	18
		25	2,594	3,827	6,909	10,193	12,122	18
		30	0,798	1,231	5,640	8,697	11,274	18
		50	2,681	4,447	0,797	1,323	5,938	18
	26	0	3,065	2,603	3,417	2,901	3,801	7
		10	0,389	0,357	4,723	4,333	11,376	15
		20	3,212	4,547	6,770	9,584	9,732	18
		25	0,252	0,372	2,192	3,227	5,521	18
		30	3,142	4,741	0,350	0,527	4,469	19
		50	0,080	0,132	0,390	0,642	2,552	19
	32	0	1,087	0,941	2,274	1,970	3,019	43
		10	6,887	6,037	6,661	5,839	7,219	53
		20	8,633	9,807	3,228	3,667	12,728	53
		25	5,111	7,523	14,314	21,070	14,645	53
		30	2,442	3,719	9,492	14,453	14,187	53
		50	2,938	4,992	1,596	2,711	3,694	53
	54	0	2,219	1,864	5,077	4,265	3,873	43
		10	9,455	8,010	17,847	15,118	10,902	47
		20	11,825	13,867	6,633	7,778	11,093	52
		25	6,885	9,286	3,806	5,134	9,794	58
		30	0,044	0,069	2,096	3,337	8,114	65
		50	1,582	2,552	3,296	5,317	2,774	65
32	0	0,833	0,720	2,514	2,173	3,019	43	
	10	8,051	6,981	7,908	6,857	7,219	53	
	20	5,376	7,264	17,252	23,313	12,728	53	
	25	6,040	9,016	15,259	22,778	14,645	53	
	30	2,263	3,437	9,328	14,167	14,187	53	
	50	3,106	5,293	1,772	3,019	3,694	53	
54	0	4,215	3,455	8,033	6,585	3,873	43	
	10	1,741	1,523	14,093	12,330	10,902	47	
	20	1,768	2,433	5,960	8,201	11,093	52	
	25	0,722	1,070	2,819	4,175	9,794	58	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Серпень	54	30	1,025	1,584	0,206	0,318	8,114	65
		50	1,149	1,927	0,930	1,560	2,774	65
	26	0	4,199	3,469	6,663	5,505	3,801	7
		10	7,018	5,894	14,798	12,428	11,376	15
		20	7,132	8,716	4,421	5,403	9,732	18
		25	5,953	7,997	4,341	5,831	5,521	18
		30	4,692	6,840	2,669	3,891	4,469	19
		50	2,645	4,148	3,425	5,372	2,552	19
	26	0	4,349	3,574	7,330	6,024	3,801	7
		10	4,038	3,404	14,361	12,105	11,376	15
		20	0,041	0,054	0,695	0,907	9,732	18
		25	2,573	3,788	2,165	3,188	5,521	18
		30	0,101	0,153	0,052	0,079	4,469	19
		50	1,709	2,899	1,402	2,379	2,552	19
	53	0	3,825	3,129	7,948	6,501	3,514	19
		10	6,099	5,145	18,650	15,733	11,460	26
		20	1,757	2,310	1,469	1,931	9,793	31
		25	0,645	0,956	3,179	4,711	7,791	35
		30	0,346	0,547	2,857	4,518	6,106	37
		50	0,745	1,230	0,808	1,336	2,089	36
	49	0	2,493	2,129	6,133	5,239	4,676	20
		10	1,417	1,276	7,952	7,160	10,384	28
		20	3,513	4,252	1,642	1,988	11,678	32
		25	0,013	0,017	3,371	4,639	10,336	32
		30	0,707	1,056	3,729	5,568	9,368	32
		50	1,108	1,781	1,557	2,502	2,860	32
	26	0	3,827	3,157	6,863	5,661	3,801	7
		10	1,357	1,227	6,326	5,720	11,376	15
		20	1,389	1,896	4,138	5,647	9,732	18
		25	0,520	0,765	2,169	3,192	5,521	18
		30	2,663	4,002	0,606	0,912	4,469	19
		50	0,784	1,299	0,017	0,029	2,552	19
46	0	0,523	0,449	0,993	0,853	2,387	29	
	10	6,648	5,809	1,533	1,340	4,855	33	
	20	11,302	16,711	29,649	43,837	13,863	33	
	25	6,686	10,144	18,544	28,136	13,206	33	
	30	2,767	4,261	11,037	16,998	12,928	36	
	50	0,941	1,574	2,249	3,762	4,074	36	
46	0	2,384	2,075	0,571	0,497	2,387	29	
	10	7,242	6,296	2,115	1,839	4,855	33	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань	
Серпень	46	20	10,371	11,556	7,536	8,397	13,863	33	
		25	4,595	6,715	16,022	23,413	13,206	33	
		30	1,670	2,513	9,541	14,362	12,928	36	
		50	0,424	0,692	0,666	1,086	4,074	36	
	53	0	1,596	1,356	3,393	2,883	3,514	19	
		10	5,714	5,068	12,849	11,397	11,460	26	
		20	12,562	14,615	8,405	9,778	9,793	31	
		25	7,767	10,360	4,319	5,760	7,791	35	
		30	3,817	5,736	0,459	0,690	6,106	37	
		50	1,526	2,568	0,299	0,504	2,089	36	
	26	0	1,987	1,683	3,683	3,120	3,801	7	
		10	6,415	5,635	9,567	8,404	11,376	15	
		20	4,370	6,303	8,067	11,633	9,732	18	
		25	0,964	1,449	3,544	5,325	5,521	18	
		30	1,595	2,469	1,323	2,048	4,469	19	
		50	0,699	1,164	0,280	0,466	2,552	19	
	53	0	2,418	2,069	2,530	2,165	3,514	19	
		10	10,608	9,066	17,114	14,627	11,460	26	
		20	4,633	5,939	0,471	0,603	9,793	31	
		25	1,852	2,682	1,601	2,319	7,791	35	
		30	3,963	5,944	0,602	0,902	6,106	37	
		50	1,560	2,629	0,336	0,566	2,089	36	
	Вересень	44	0	0,558	0,509	2,955	2,697	5,361	28
			10	4,140	3,738	4,630	4,180	5,621	31
20			2,473	2,670	4,004	4,321	9,132	31	
25			9,982	13,280	11,637	15,482	11,468	32	
30			11,997	17,623	9,463	13,901	11,015	32	
50			1,725	2,757	1,311	2,096	8,093	32	
12		0	0,406	0,375	5,464	5,039	5,262	29	
		10	7,512	6,833	10,936	9,947	9,573	24	
		20	9,191	10,098	3,957	4,348	10,118	39	
		25	0,032	0,042	4,787	6,364	10,722	39	
		30	1,726	2,569	6,086	9,057	10,297	39	
		50	0,852	1,439	0,268	0,453	3,291	41	
50		0	1,279	1,133	5,727	5,076	4,843	14	
		10	6,297	5,594	8,960	7,959	6,850	20	
		20	11,427	12,199	8,394	8,962	13,993	21	
		25	0,278	0,365	1,111	1,462	13,661	21	
		30	1,229	1,801	2,290	3,356	12,237	21	
		50	0,296	0,489	0,432	0,715	1,963	21	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Вересень	39	0	1,859	1,621	9,366	8,170	8,969	17
		10	8,432	7,362	19,218	16,780	12,516	24
		20	9,159	12,938	7,423	10,486	14,643	26
		25	6,278	9,385	5,830	8,715	14,177	29
		30	2,141	3,307	2,655	4,101	11,265	29
		50	0,236	0,394	0,345	0,577	2,288	29
	26	0	0,329	0,284	6,756	5,828	8,710	15
		10	9,925	8,553	12,013	10,353	11,021	18
		20	7,742	10,925	6,446	9,097	9,201	21
		25	3,876	5,724	2,926	4,321	7,421	22
		30	0,045	0,069	5,908	9,067	13,010	25
		50	0,434	0,729	0,974	1,639	2,046	26
	54	0	0,378	0,327	5,382	4,664	7,232	19
		10	7,559	6,659	9,900	8,720	11,878	21
		20	7,796	10,885	6,349	8,865	10,223	22
		25	6,050	9,098	3,722	5,596	9,036	22
		30	1,551	2,400	3,581	5,541	11,200	23
		50	1,467	2,413	0,063	0,103	2,226	23
	53	0	1,571	1,354	5,957	5,135	4,857	16
		10	7,932	6,850	14,876	12,847	12,212	26
		20	4,206	5,619	0,953	1,273	12,982	28
		25	3,005	4,347	2,703	3,910	14,356	29
		30	0,954	1,431	1,807	2,711	13,115	30
		50	0,278	0,468	1,367	2,299	2,241	30
	50	0	0,325	0,295	3,021	2,743	4,843	14
		10	7,403	6,720	6,559	5,954	6,850	20
		20	18,182	18,555	12,719	12,980	13,993	21
		25	9,641	11,695	5,384	6,530	13,661	21
		30	4,526	6,392	0,283	0,400	12,237	21
		50	2,786	4,497	1,884	3,041	1,963	21
	54	0	0,921	0,808	4,015	3,521	7,232	19
		10	8,784	7,722	10,129	8,904	11,878	21
		20	3,335	4,407	2,296	3,034	10,223	22
		25	4,907	7,305	3,058	4,553	9,036	22
		30	0,551	0,847	3,114	4,784	11,200	23
		50	0,638	1,066	0,941	1,574	2,226	23
	26	0	0,092	0,082	3,949	3,491	8,710	15
		10	9,037	7,982	9,187	8,115	11,021	18
		20	9,053	13,097	8,187	11,845	9,201	21
		25	4,133	6,173	3,692	5,514	7,421	22

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Вересень	26	30	0,737	1,129	5,780	8,852	13,010	25
		50	0,532	0,896	1,060	1,787	2,046	26
	53	0	0,057	0,050	3,744	3,290	4,857	16
		10	9,253	8,125	12,972	11,390	12,212	26
		20	6,344	8,789	3,628	5,026	12,982	28
		25	2,634	3,825	2,966	4,306	14,356	29
		30	0,067	0,103	3,532	5,438	13,115	30
		50	0,703	1,178	1,172	1,965	2,241	30
	65	0	0,435	0,381	4,272	3,742	5,982	16
		10	4,745	4,170	9,599	8,437	10,891	17
		20	11,283	11,349	8,902	8,954	13,891	17
		25	2,472	3,075	0,142	0,177	14,213	17
		30	8,732	12,681	4,737	6,879	13,883	17
		50	0,968	1,559	0,935	1,505	1,497	17
	52	0	1,482	1,319	4,398	3,913	6,090	17
		10	0,650	0,607	4,395	4,105	9,702	21
		20	4,308	5,328	6,138	7,591	12,313	21
		25	7,220	10,012	5,510	7,640	11,554	21
		30	5,859	8,636	3,101	4,571	11,505	21
		50	1,831	3,053	1,105	1,842	1,517	21
	50	0	0,879	0,789	4,233	3,802	4,843	14
		10	0,324	0,310	0,658	0,631	6,850	20
		20	1,639	2,069	6,046	7,631	13,993	21
		25	3,295	4,657	6,306	8,913	13,661	21
		30	1,461	2,206	4,321	6,527	12,237	21
		50	0,527	0,877	0,077	0,127	1,963	21
	26	0	0,852	0,741	5,728	4,985	8,710	15
		10	7,913	6,932	10,124	8,869	11,021	18
		20	5,989	8,244	4,664	6,420	9,201	21
		25	3,729	5,492	2,745	4,042	7,421	22
		30	0,229	0,350	5,686	8,696	13,010	25
		50	0,673	1,127	0,722	1,210	2,046	26
	12	0	2,519	2,228	10,089	8,923	5,262	29
		10	4,212	3,721	14,177	12,525	9,573	24
		20	14,674	14,545	13,825	13,704	10,118	39
		25	6,171	7,132	6,529	7,546	10,722	39
		30	0,801	1,062	2,182	2,892	10,297	39
		50	2,337	3,638	4,795	7,464	3,291	41
	26	0	1,111	0,960	6,552	5,661	8,710	15
		10	7,321	6,342	11,412	9,886	11,021	18

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань	
Вересень	26	20	9,496	13,305	5,941	8,325	9,201	21	
		25	6,876	10,204	3,260	4,837	7,421	22	
		30	2,093	3,172	5,089	7,713	13,010	25	
		50	0,235	0,393	0,677	1,134	2,046	26	
	26	0	1,497	1,302	5,761	5,013	8,710	15	
		10	8,117	7,007	11,823	10,206	11,021	18	
		20	7,577	10,350	4,108	5,612	9,201	21	
		25	6,109	8,978	2,594	3,812	7,421	22	
		30	1,554	2,339	4,662	7,021	13,010	25	
		50	0,247	0,415	0,726	1,217	2,046	26	
	52	0	0,495	0,448	2,504	2,266	6,090	17	
		10	7,594	6,829	8,538	7,677	9,702	21	
		20	17,275	17,456	11,966	12,092	12,313	21	
		25	8,920	10,600	6,523	7,751	11,554	21	
		30	3,838	5,258	2,041	2,796	11,505	21	
		50	0,038	0,062	0,799	1,325	1,517	21	
	53	0	1,208	1,115	1,711	1,579	4,857	16	
		10	8,494	7,831	7,548	6,959	12,212	26	
		20	5,443	7,526	3,488	4,823	12,982	28	
		25	4,420	6,678	5,650	8,537	14,356	29	
		30	0,029	0,046	4,432	6,920	13,115	30	
		50	0,678	1,144	1,522	2,566	2,241	30	
	54	0	1,663	1,499	0,967	0,871	7,232	19	
		10	9,354	8,421	7,456	6,712	11,878	21	
		20	1,276	1,656	0,924	1,199	10,223	22	
		25	2,004	2,894	0,967	1,397	9,036	22	
		30	1,116	1,694	2,346	3,562	11,200	23	
		50	0,099	0,168	1,774	3,007	2,226	23	
	Жовтень	26	0	1,442	1,741	11,228	13,559	5,824	19
			10	3,341	4,026	6,955	8,382	7,729	23
20			8,649	10,418	3,404	4,100	9,517	26	
25			1,060	1,566	2,612	3,861	8,968	27	
30			0,256	0,431	6,181	10,419	7,942	27	
50			6,180	9,752	1,768	2,790	4,944	27	
53		0	0,938	0,959	1,342	1,373	6,037	29	
		10	3,706	3,790	4,229	4,325	6,824	34	
		20	12,286	18,234	11,890	17,646	11,541	34	
		25	8,446	13,113	7,183	11,153	9,745	34	
		30	2,969	4,673	3,929	6,183	8,926	34	
		50	0,135	0,226	2,916	4,893	5,281	34	

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Жовтень	62	0	0,557	0,574	1,221	1,256	6,428	13
		10	2,446	2,738	7,485	8,377	6,270	13
		20	11,441	16,667	18,749	27,314	11,057	13
		25	7,964	12,223	16,076	24,672	12,850	13
		30	3,124	4,918	12,593	19,825	13,653	13
		50	0,353	0,600	3,352	5,688	8,289	13
	26	0	3,310	3,807	7,098	8,165	5,824	19
		10	2,862	3,390	5,501	6,515	7,729	23
		20	7,850	11,661	12,300	18,271	9,517	26
		25	8,047	13,527	10,780	18,121	8,968	27
		30	0,726	1,212	5,609	9,366	7,942	27
		50	5,742	9,075	1,670	2,639	4,944	27
	26	0	4,017	4,061	4,883	4,937	5,824	19
		10	8,031	8,106	9,158	9,243	7,729	23
		20	8,292	11,704	8,774	12,386	9,517	26
		25	5,321	7,953	3,370	5,037	8,968	27
		30	1,459	2,267	1,149	1,786	7,942	27
		50	0,083	0,140	2,293	3,866	4,944	27
	54	0	1,344	1,333	3,132	3,106	4,461	23
		10	5,362	5,313	6,130	6,074	7,744	26
		20	7,009	9,299	8,509	11,289	11,384	26
		25	9,360	14,033	11,081	16,614	11,896	26
		30	5,773	8,979	7,108	11,056	10,666	26
		50	1,646	2,791	1,438	2,438	5,926	26
	26	0	2,582	2,796	1,711	1,854	5,824	19
		10	6,647	7,167	2,823	3,044	7,729	23
		20	3,681	4,556	1,191	1,474	9,517	26
		25	5,121	7,912	5,541	8,561	8,968	27
		30	1,490	2,415	3,809	6,174	7,942	27
		50	5,312	8,342	2,078	3,263	4,944	27
	53	0	2,606	2,860	5,334	5,855	6,037	29
		10	6,395	7,012	2,360	2,588	6,824	34
		20	14,137	15,556	11,606	12,771	11,541	34
		25	0,698	0,996	1,495	2,132	9,745	34
		30	2,934	4,472	1,857	2,830	8,926	34
		50	1,593	2,664	2,709	4,530	5,281	34
	46	0	0,641	0,658	0,448	0,459	6,094	14
		10	0,086	0,088	0,040	0,041	6,055	22
		20	3,789	3,862	2,384	2,429	6,334	22
		25	7,247	7,447	6,305	6,479	7,649	22

Продовження таблиці Б.2

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, м с ⁻¹	Віднос- на помилка, %	СКВ, м с ⁻¹	К-ть вимірю- вань
Жовтень	46	30	8,698	9,231	11,873	12,600	9,196	22
		50	3,231	5,141	2,084	3,317	11,669	22
	21	0	1,637	1,970	9,836	11,837	6,347	19
		10	5,625	6,907	10,374	12,739	7,383	20
		20	11,805	14,936	4,406	5,574	11,533	20
		25	11,442	16,489	7,129	10,273	11,814	20
		30	10,400	17,269	11,472	19,049	11,599	20
		50	7,454	12,171	0,633	1,034	6,922	20

Таблиця Б.3 – Критерії оцінки точності та ефективності розрахунків вертикального розподілу солоності води

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквadra- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Травень	50	0	0,473	2,597	0,125	0,687	0,425	20
		10	0,477	2,620	0,021	0,115	0,310	28
		20	0,388	2,120	0,010	0,055	0,274	28
		25	0,355	1,936	0,007	0,038	0,227	28
		30	0,343	1,869	0,045	0,246	0,201	29
		50	0,237	1,283	0,049	0,266	0,243	29
	53	0	0,044	0,238	0,391	2,118	0,248	31
		10	0,052	0,281	0,233	1,263	0,205	35
		20	0,018	0,098	0,153	0,826	0,228	35
		25	0,033	0,179	0,158	0,852	0,189	34
		30	0,048	0,259	0,123	0,663	0,172	35
		50	0,240	1,281	0,105	0,560	0,328	35
	63	0	0,030	0,164	0,305	1,654	0,297	19
		10	0,044	0,240	0,201	1,091	0,265	25
		20	0,033	0,177	0,168	0,908	0,255	25
		25	0,028	0,150	0,113	0,611	0,228	25
		30	0,045	0,242	0,100	0,540	0,206	25
		50	0,131	0,703	0,076	0,409	0,179	25
	24	0	0,296	1,577	0,570	3,032	0,282	32
		10	0,270	1,440	0,494	2,631	0,238	35
		20	0,331	1,760	0,455	2,416	0,249	38
		25	0,337	1,791	0,461	2,447	0,267	39
		30	0,345	1,833	0,379	2,011	0,300	39
		50	1,030	5,275	0,784	4,014	0,533	39
	30	0	0,132	0,715	0,880	4,757	0,659	52
		10	0,176	0,951	0,624	3,365	0,532	65
		20	0,139	0,753	0,467	2,523	0,289	65
		25	0,143	0,774	0,241	1,302	0,254	65
		30	0,148	0,801	0,226	1,221	0,232	65
		50	0,253	1,360	0,261	1,402	0,269	62

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Травень	25	0	0,119	0,641	0,498	2,679	0,266	56
		10	0,120	0,646	0,359	1,931	0,204	64
		20	0,147	0,790	0,296	1,590	0,190	65
		25	0,156	0,838	0,275	1,477	0,185	66
		30	0,172	0,923	0,191	1,025	0,193	67
		50	1,112	5,679	0,861	4,397	0,469	66
	24	0	0,238	1,280	0,370	1,989	0,282	32
		10	0,297	1,593	0,379	2,031	0,238	35
		20	0,259	1,392	0,241	1,294	0,249	38
		25	0,276	1,482	0,258	1,384	0,267	39
		30	0,384	2,049	0,276	1,472	0,300	39
		50	0,606	3,196	0,218	1,149	0,533	39
	8	0	0,218	1,196	0,060	0,330	0,629	70
		10	0,134	0,731	0,104	0,569	0,499	79
		20	0,112	0,610	0,096	0,525	0,460	80
		25	0,070	0,379	0,068	0,371	0,380	80
		30	0,037	0,199	0,051	0,278	0,344	80
		50	0,117	0,635	0,225	1,215	0,304	80
	51	0	0,084	0,457	0,233	1,267	0,231	12
		10	0,178	0,963	0,197	1,066	0,313	14
		20	0,185	1,001	0,134	0,725	0,284	14
		25	0,206	1,113	0,085	0,459	0,205	14
		30	0,180	0,974	0,021	0,114	0,177	14
		50	0,368	1,971	0,133	0,712	0,151	14
	44	0	0,001	0,004	0,320	1,739	0,231	102
		10	0,072	0,391	0,333	1,803	0,188	110
		20	0,128	0,692	0,279	1,506	0,137	110
		25	0,142	0,767	0,283	1,526	0,152	111
		30	0,156	0,842	0,277	1,493	0,148	111
		50	0,861	4,471	0,852	4,423	0,226	111
Червень	31	0	0,096	0,516	0,188	1,014	0,441	80
		10	0,028	0,150	0,110	0,596	0,318	89
		20	0,090	0,492	0,022	0,120	0,347	89
		25	0,082	0,449	0,030	0,163	0,222	89
		30	0,077	0,421	0,105	0,572	0,202	88
		50	0,096	0,516	0,182	0,982	0,326	85
	40	0	0,103	0,567	0,452	2,478	0,446	42
		10	0,106	0,584	0,169	0,927	0,324	50
		20	0,022	0,123	0,357	1,948	0,215	61
		25	0,030	0,161	0,035	0,190	0,174	64

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Червень	40	30	0,086	0,464	0,021	0,114	0,157	64
		50	0,185	0,996	0,150	0,809	0,267	64
	9	0	0,086	0,469	0,229	1,252	0,458	53
		10	0,097	0,530	0,188	1,029	0,351	56
		20	0,045	0,245	0,150	0,818	0,232	56
		25	0,014	0,075	0,111	0,605	0,216	56
		30	0,014	0,075	0,071	0,387	0,205	56
		50	0,015	0,082	0,040	0,218	0,189	54
	31	0	0,025	0,136	0,007	0,038	0,441	80
		10	0,045	0,244	0,053	0,288	0,318	89
		20	0,068	0,372	0,030	0,164	0,347	89
		25	0,029	0,157	0,007	0,038	0,222	89
		30	0,060	0,325	0,042	0,228	0,202	88
		50	0,263	1,411	0,089	0,478	0,326	85
	9	0	0,387	2,152	0,060	0,333	0,458	53
		10	0,128	0,703	0,169	0,926	0,351	56
		20	0,147	0,807	0,060	0,329	0,232	56
		25	0,096	0,526	0,041	0,224	0,216	56
		30	0,040	0,220	0,057	0,311	0,205	56
		50	0,082	0,442	0,039	0,211	0,189	54
	31	0	0,038	0,210	0,009	0,049	0,441	80
		10	0,059	0,325	0,040	0,218	0,318	89
		20	0,030	0,160	0,079	0,429	0,347	89
		25	0,064	0,344	0,053	0,287	0,222	89
		30	0,117	0,630	0,026	0,141	0,202	88
		50	0,301	1,609	0,040	0,214	0,326	85
	51	0	0,040	0,218	0,084	0,461	0,185	31
		10	0,006	0,034	0,040	0,219	0,138	32
		20	0,071	0,388	0,055	0,300	0,132	34
		25	0,025	0,138	0,121	0,661	0,128	34
		30	0,067	0,367	0,029	0,158	0,120	33
		50	0,161	0,875	0,055	0,298	0,339	34
	51	0	0,106	0,583	0,038	0,209	0,185	31
		10	0,107	0,589	0,053	0,291	0,138	32
		20	0,027	0,148	0,133	0,728	0,132	34
		25	0,014	0,077	0,140	0,766	0,128	34
		30	0,008	0,044	0,084	0,459	0,120	33
		50	0,081	0,440	0,115	0,626	0,339	34
	59	0	0,296	1,633	0,060	0,331	0,354	72
		10	0,283	1,560	0,107	0,591	0,310	77

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань	
Червень	59	20	0,052	0,281	0,094	0,512	0,288	78	
		25	0,046	0,249	0,000	0,000	0,263	78	
		30	0,036	0,194	0,060	0,327	0,251	78	
		50	0,116	0,629	0,098	0,529	0,361	77	
	54	0	0,000	0,001	0,293	1,599	0,353	17	
		10	0,005	0,026	0,098	0,535	0,219	19	
		20	0,102	0,553	0,065	0,353	0,184	24	
		25	0,226	1,217	0,169	0,911	0,181	24	
		30	0,271	1,457	0,144	0,774	0,172	24	
		50	0,311	1,668	0,004	0,021	0,230	24	
	69	0	0,194	1,060	0,195	1,068	0,198	15	
		10	0,179	0,979	0,080	0,439	0,233	19	
		20	0,176	0,962	0,007	0,038	0,200	20	
		25	0,200	1,093	0,029	0,159	0,197	20	
		30	0,227	1,239	0,042	0,230	0,175	20	
		50	0,373	2,021	0,026	0,141	0,092	20	
	51	0	0,052	0,290	0,165	0,917	0,185	31	
		10	0,036	0,198	0,167	0,924	0,138	32	
		20	0,281	1,533	0,082	0,448	0,132	34	
		25	0,301	1,640	0,082	0,447	0,128	34	
		30	0,311	1,694	0,022	0,120	0,120	33	
		50	0,448	2,422	0,005	0,027	0,339	34	
	Липень	31	0	0,102	0,556	0,125	0,680	0,222	35
			10	0,120	0,655	0,037	0,201	0,277	39
20			0,134	0,732	0,017	0,093	0,215	37	
25			0,097	0,529	0,040	0,217	0,201	37	
30			0,058	0,316	0,061	0,331	0,228	37	
50			0,127	0,680	0,256	1,375	0,256	36	
64		0	0,326	1,820	0,336	1,876	0,186	20	
		10	0,135	0,746	0,155	0,856	0,163	23	
		20	0,021	0,114	0,039	0,214	0,137	23	
		25	0,057	0,311	0,073	0,399	0,132	23	
		30	0,081	0,442	0,149	0,813	0,150	24	
		50	0,214	1,159	0,176	0,954	0,304	25	
27		0	0,470	2,654	0,423	2,387	0,421	54	
		10	0,128	0,711	0,335	1,854	0,394	63	
		20	0,112	0,610	0,255	1,393	0,298	68	
		25	0,181	0,983	0,224	1,219	0,288	72	
		30	0,204	1,107	0,177	0,962	0,247	73	
		50	0,282	1,524	0,045	0,244	0,191	76	

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Липень	31	0	0,114	0,615	0,231	1,249	0,222	35
		10	0,084	0,453	0,131	0,709	0,277	39
		20	0,035	0,192	0,028	0,153	0,215	37
		25	0,002	0,012	0,055	0,299	0,201	37
		30	0,076	0,410	0,037	0,200	0,228	37
		50	0,307	1,641	0,186	0,995	0,256	36
	52	0	0,018	0,100	0,207	1,129	0,193	13
		10	0,019	0,106	0,096	0,524	0,155	15
		20	0,048	0,259	0,003	0,016	0,163	16
		25	0,004	0,024	0,099	0,540	0,169	16
		30	0,013	0,069	0,142	0,774	0,185	16
		50	0,166	0,895	0,219	1,183	0,344	16
	25	0	0,309	1,720	0,050	0,278	0,346	13
		10	0,308	1,714	0,139	0,773	0,287	19
		20	0,123	0,667	0,182	0,988	0,204	24
		25	0,168	0,909	0,187	1,013	0,231	28
		30	0,225	1,214	0,184	0,994	0,226	28
		50	0,299	1,607	0,022	0,118	0,308	29
	27	0	0,974	5,646	0,054	0,313	0,421	54
		10	0,778	4,459	0,288	1,651	0,394	63
		20	0,150	0,818	0,320	1,742	0,298	68
		25	0,135	0,737	0,205	1,117	0,288	72
		30	0,160	0,872	0,160	0,871	0,247	73
		50	0,319	1,722	0,109	0,588	0,191	76
	60	0	0,169	0,911	0,320	1,726	0,456	53
		10	0,191	1,028	0,432	2,327	0,337	60
		20	0,037	0,200	0,158	0,858	0,222	61
		25	0,044	0,238	0,145	0,787	0,238	64
		30	0,108	0,584	0,129	0,698	0,194	64
		50	0,236	1,267	0,067	0,360	0,186	64
	31	0	0,044	0,240	0,181	0,981	0,222	35
		10	0,027	0,148	0,094	0,510	0,277	39
		20	0,042	0,228	0,015	0,082	0,215	37
		25	0,016	0,086	0,049	0,266	0,201	37
		30	0,052	0,283	0,041	0,222	0,228	37
		50	0,416	2,211	0,057	0,303	0,256	36
	54	0	0,185	1,002	0,460	2,495	0,248	25
		10	0,168	0,911	0,293	1,590	0,206	30
		20	0,145	0,787	0,150	0,815	0,187	34
		25	0,187	1,013	0,102	0,553	0,192	38

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Липень	54	30	0,207	1,120	0,012	0,065	0,179	40
		50	0,419	2,243	0,004	0,021	0,329	42
	64	0	0,149	0,810	0,169	0,918	0,186	20
		10	0,094	0,513	0,104	0,566	0,163	23
		20	0,116	0,632	0,086	0,468	0,137	23
		25	0,112	0,611	0,012	0,065	0,132	23
		30	0,140	0,762	0,060	0,326	0,150	24
		50	0,315	1,696	0,045	0,242	0,304	25
	52	0	0,079	0,427	0,285	1,548	0,193	13
		10	0,033	0,177	0,129	0,703	0,155	15
		20	0,030	0,167	0,094	0,514	0,163	16
		25	0,007	0,041	0,121	0,661	0,169	16
		30	0,049	0,264	0,125	0,680	0,185	16
		50	0,346	1,850	0,058	0,311	0,344	16
	18	0	0,002	0,010	0,280	1,522	0,829	64
		10	0,017	0,092	0,235	1,276	0,666	68
		20	0,089	0,481	0,087	0,471	0,435	68
		25	0,166	0,894	0,114	0,614	0,387	68
		30	0,199	1,069	0,087	0,468	0,370	69
		50	0,343	1,830	0,061	0,325	0,395	68
	26	0	0,840	4,815	0,426	2,442	0,475	17
		10	0,016	0,087	0,168	0,920	0,268	22
		20	0,023	0,126	0,067	0,366	0,189	24
		25	0,110	0,599	0,124	0,674	0,178	24
		30	0,147	0,798	0,111	0,602	0,165	25
	31	10	0,222	1,191	0,295	1,583	0,277	39
		20	0,019	0,103	0,052	0,282	0,215	37
		25	0,083	0,448	0,056	0,303	0,201	37
		30	0,154	0,829	0,067	0,361	0,228	37
		50	0,373	1,985	0,094	0,500	0,256	36
	54	0	0,109	0,596	0,350	1,909	0,248	25
		10	0,103	0,563	0,194	1,059	0,206	30
		20	0,205	1,114	0,176	0,955	0,187	34
		25	0,221	1,200	0,102	0,553	0,192	38
		30	0,257	1,392	0,028	0,152	0,179	40
		50	0,521	2,781	0,072	0,384	0,329	42
	64	0	0,267	1,444	0,207	1,122	0,186	20
		10	0,213	1,155	0,143	0,777	0,163	23

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Липень	64	20	0,208	1,128	0,098	0,533	0,137	23
		25	0,261	1,412	0,081	0,439	0,132	23
		30	0,291	1,572	0,011	0,060	0,150	24
		50	0,436	2,338	0,004	0,021	0,304	25
	31	0	0,172	0,926	0,287	1,547	0,222	35
		10	0,186	1,000	0,231	1,244	0,277	39
		20	0,067	0,362	0,072	0,390	0,215	37
		25	0,147	0,792	0,092	0,496	0,201	37
		30	0,206	1,107	0,091	0,489	0,228	37
		50	0,476	2,523	0,019	0,101	0,256	36
	54	0	0,058	0,318	0,293	1,603	0,248	25
		10	0,062	0,339	0,147	0,804	0,206	30
		20	0,212	1,177	0,247	1,372	0,187	34
		25	0,106	0,585	0,231	1,276	0,192	38
		30	0,281	1,519	0,046	0,249	0,179	40
		50	1,440	7,327	0,985	5,011	0,329	42
	64	0	0,147	0,800	0,097	0,529	0,186	20
		10	0,214	1,161	0,154	0,836	0,163	23
		20	0,212	1,150	0,112	0,608	0,137	23
		25	0,238	1,290	0,068	0,369	0,132	23
		30	0,284	1,535	0,014	0,076	0,150	24
		50	0,497	2,657	0,067	0,358	0,304	25
	63	0	0,205	1,116	0,205	1,114	0,231	30
		10	0,165	0,900	0,035	0,191	0,218	34
		20	0,242	1,314	0,132	0,716	0,165	35
		25	0,230	1,250	0,060	0,326	0,159	35
		30	0,302	1,635	0,072	0,389	0,155	35
		50	0,472	2,531	0,032	0,171	0,254	33
	47	0	0,068	0,369	0,180	0,984	0,309	17
		10	0,022	0,118	0,026	0,142	0,211	18
		20	0,059	0,322	0,007	0,038	0,223	18
		25	0,121	0,657	0,019	0,103	0,235	18
		30	0,169	0,914	0,023	0,124	0,232	18
		50	0,231	1,244	0,341	1,833	0,231	18
	64	0	0,239	1,297	0,198	1,073	0,186	20
		10	0,219	1,189	0,168	0,912	0,163	23
20		0,225	1,222	0,134	0,727	0,137	23	
25		0,223	1,211	0,062	0,336	0,132	23	
30		0,270	1,462	0,009	0,049	0,150	24	
50		0,470	2,517	0,049	0,262	0,304	25	

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Липень	26	0	0,005	0,027	0,403	2,205	0,475	17
		10	0,002	0,011	0,176	0,963	0,268	22
		20	0,032	0,175	0,070	0,382	0,189	24
		25	0,056	0,306	0,064	0,349	0,178	24
		30	0,102	0,555	0,060	0,326	0,165	25
		50	0,246	1,328	0,044	0,238	0,227	25
Серпень	63	0	0,095	0,522	0,039	0,214	0,184	12
		10	0,075	0,413	0,001	0,005	0,192	16
		20	0,152	0,831	0,026	0,142	0,162	18
		25	0,199	1,085	0,003	0,016	0,134	18
		30	0,218	1,187	0,028	0,152	0,121	18
		50	0,569	3,039	0,123	0,657	0,194	18
	26	0	0,227	1,255	0,003	0,017	0,221	7
		10	0,092	0,501	0,166	0,902	0,154	15
		20	0,455	2,548	0,441	2,471	0,224	18
		25	0,025	0,137	0,001	0,005	0,189	18
		30	0,082	0,447	0,006	0,033	0,188	19
		50	0,163	0,884	0,133	0,720	0,256	19
	32	0	0,212	1,139	0,276	1,484	0,405	43
		10	0,199	1,069	0,223	1,200	0,340	53
		20	0,038	0,205	0,022	0,119	0,301	53
		25	0,021	0,116	0,107	0,583	0,292	53
		30	0,001	0,004	0,135	0,734	0,291	53
		50	0,188	1,011	0,208	1,120	0,423	53
	54	0	0,014	0,075	0,178	0,970	0,240	43
		10	0,033	0,178	0,147	0,800	0,252	47
		20	0,043	0,237	0,009	0,049	0,228	52
		25	0,065	0,357	0,101	0,553	0,213	58
		30	0,103	0,567	0,189	1,037	0,216	65
		50	0,985	5,097	0,669	3,463	0,345	65
	32	0	0,170	0,916	0,234	1,261	0,405	43
		10	0,163	0,878	0,187	1,008	0,340	53
		20	0,028	0,151	0,012	0,065	0,301	53
		25	0,044	0,238	0,042	0,228	0,292	53
		30	0,102	0,551	0,034	0,184	0,291	53
		50	0,279	1,494	0,117	0,627	0,423	53
	54	0	0,111	0,603	0,248	1,347	0,240	43
		10	0,044	0,240	0,131	0,714	0,252	47
20		0,026	0,142	0,033	0,180	0,228	52	
25		0,072	0,392	0,009	0,049	0,213	58	

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Серпень	54	30	0,097	0,527	0,016	0,087	0,216	65
		50	0,279	1,501	0,064	0,344	0,345	65
	26	0	0,458	2,572	0,257	1,442	0,221	7
		10	0,042	0,233	0,009	0,049	0,154	15
		20	0,002	0,009	0,007	0,038	0,224	18
		25	0,024	0,129	0,025	0,137	0,189	18
		30	0,092	0,498	0,007	0,038	0,188	19
		50	0,211	1,139	0,108	0,584	0,256	19
	26	0	0,269	1,490	0,033	0,183	0,221	7
		10	0,033	0,181	0,119	0,649	0,154	15
		20	0,034	0,185	0,008	0,044	0,224	18
		25	0,016	0,088	0,002	0,011	0,189	18
		30	0,066	0,360	0,002	0,011	0,188	19
		50	0,156	0,845	0,128	0,693	0,256	19
	53	0	0,155	0,841	0,077	0,418	0,162	19
		10	0,070	0,381	0,012	0,065	0,168	26
		20	0,055	0,302	0,203	1,114	0,283	31
		25	0,081	0,441	0,107	0,583	0,310	35
		30	0,166	0,900	0,122	0,662	0,332	37
		50	0,826	4,325	0,158	0,827	0,404	36
	49	0	0,201	1,098	0,291	1,589	0,204	20
		10	0,197	1,076	0,217	1,185	0,245	28
		20	0,189	1,033	0,029	0,158	0,235	32
		25	0,199	1,087	0,011	0,060	0,226	32
		30	0,240	1,308	0,040	0,218	0,216	32
		50	0,370	2,002	0,110	0,595	0,197	32
	26	0	0,162	0,896	0,040	0,221	0,221	7
		10	0,127	0,702	0,075	0,413	0,154	15
		20	0,038	0,205	0,030	0,164	0,224	18
		25	0,063	0,341	0,015	0,082	0,189	18
		30	0,137	0,742	0,039	0,212	0,188	19
		50	0,292	1,570	0,026	0,140	0,256	19
46	0	0,144	0,779	0,325	1,755	0,328	29	
	10	0,127	0,688	0,228	1,233	0,215	33	
	20	0,066	0,359	0,087	0,472	0,200	33	
	25	0,116	0,629	0,047	0,254	0,187	33	
	30	0,170	0,918	0,071	0,383	0,181	36	
	50	0,487	2,584	0,088	0,467	0,297	36	
46	0	0,096	0,521	0,279	1,511	0,328	29	
	10	0,095	0,515	0,198	1,072	0,215	33	

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення		
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань	
Серпень	46	20	0,192	1,035	0,215	1,158	0,200	33	
		25	0,177	0,955	0,110	0,593	0,187	33	
		30	0,219	1,179	0,122	0,656	0,181	36	
		50	0,780	4,074	0,383	2,000	0,297	36	
	53	0	0,055	0,298	0,000	0,000	0,162	19	
		10	0,064	0,347	0,029	0,158	0,168	26	
		20	0,086	0,466	0,039	0,212	0,283	31	
		25	0,121	0,655	0,044	0,239	0,310	35	
		30	0,136	0,736	0,129	0,700	0,332	37	
		50	0,548	2,907	0,097	0,515	0,404	36	
	26	0	0,208	1,146	0,020	0,110	0,221	7	
		10	0,170	0,935	0,092	0,507	0,154	15	
		20	0,038	0,210	0,056	0,305	0,224	18	
		25	0,072	0,394	0,050	0,272	0,189	18	
		30	0,091	0,497	0,019	0,103	0,188	19	
		50	0,211	1,142	0,081	0,437	0,256	19	
	53	0	0,162	0,875	0,107	0,580	0,162	19	
		10	0,162	0,875	0,127	0,688	0,168	26	
		20	0,014	0,079	0,139	0,760	0,283	31	
		25	0,145	0,784	0,020	0,108	0,310	35	
		30	0,200	1,079	0,065	0,351	0,332	37	
		50	0,428	2,284	0,217	1,159	0,404	36	
	Вересень	44	0	0,448	2,492	0,290	1,611	0,269	28
			10	0,398	2,208	0,240	1,330	0,293	31
20			0,292	1,611	0,174	0,958	0,274	31	
25			0,027	0,149	0,051	0,277	0,579	32	
30			0,026	0,138	0,074	0,401	0,600	32	
50			0,174	0,932	0,038	0,204	0,644	32	
12		0	0,038	0,205	0,390	2,122	0,331	29	
		10	0,020	0,107	0,302	1,645	0,272	24	
		20	0,015	0,084	0,197	1,075	0,166	39	
		25	0,029	0,160	0,143	0,781	0,153	39	
		30	0,025	0,134	0,097	0,528	0,155	39	
		50	0,187	1,007	0,109	0,588	0,144	41	
50		0	0,172	0,931	0,480	2,595	0,221	14	
		10	0,156	0,845	0,394	2,132	0,191	20	
		20	0,125	0,679	0,243	1,317	0,191	21	
		25	0,104	0,565	0,132	0,716	0,177	21	
		30	0,159	0,861	0,137	0,741	0,145	21	
		50	0,311	1,670	0,119	0,638	0,174	21	

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Вересень	39	0	0,121	0,663	0,031	0,170	0,211	17
		10	0,119	0,652	0,059	0,323	0,222	24
		20	0,040	0,219	0,340	1,852	0,208	26
		25	0,057	0,308	0,047	0,255	0,196	29
		30	0,111	0,598	0,021	0,113	0,201	29
		50	0,445	2,360	0,145	0,769	0,365	29
	26	0	0,002	0,013	0,291	1,577	0,233	15
		10	0,002	0,013	0,211	1,144	0,168	18
		20	0,060	0,324	0,049	0,266	0,116	21
		25	0,006	0,031	0,023	0,125	0,098	22
		30	0,017	0,094	0,034	0,184	0,094	25
		50	0,260	1,391	0,009	0,048	0,298	26
	54	0	0,100	0,540	0,369	1,993	0,265	19
		10	0,092	0,497	0,321	1,734	0,260	21
		20	0,082	0,448	0,057	0,311	0,160	22
		25	0,061	0,333	0,028	0,153	0,150	22
		30	0,025	0,136	0,024	0,130	0,143	23
		50	0,118	0,636	0,013	0,070	0,236	23
	53	0	0,043	0,233	0,165	0,893	0,226	16
		10	0,033	0,179	0,095	0,514	0,198	26
		20	0,045	0,244	0,043	0,234	0,145	28
		25	0,020	0,108	0,038	0,206	0,133	29
		30	0,050	0,271	0,018	0,097	0,142	30
		50	0,255	1,365	0,063	0,337	0,314	30
	50	0	0,026	0,141	0,370	2,012	0,221	14
		10	0,031	0,168	0,295	1,605	0,191	20
		20	0,043	0,233	0,163	0,887	0,191	21
		25	0,083	0,452	0,033	0,180	0,177	21
		30	0,058	0,315	0,008	0,044	0,145	21
		50	0,101	0,546	0,003	0,016	0,174	21
	54	0	0,088	0,479	0,196	1,068	0,265	19
		10	0,084	0,457	0,160	0,872	0,260	21
		20	0,096	0,522	0,058	0,316	0,160	22
		25	0,070	0,380	0,034	0,185	0,150	22
		30	0,054	0,293	0,010	0,054	0,143	23
		50	0,077	0,417	0,039	0,211	0,236	23
	26	0	0,011	0,061	0,316	1,710	0,233	15
		10	0,007	0,039	0,232	1,256	0,168	18
		20	0,058	0,314	0,067	0,364	0,116	21
		25	0,014	0,074	0,031	0,168	0,098	22

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Вересень	26	30	0,047	0,255	0,012	0,065	0,094	25
		50	0,294	1,569	0,059	0,315	0,298	26
	53	0	0,047	0,256	0,189	1,022	0,226	16
		10	0,048	0,262	0,130	0,703	0,198	26
		20	0,115	0,625	0,093	0,507	0,145	28
		25	0,041	0,221	0,039	0,212	0,133	29
		30	0,040	0,215	0,088	0,478	0,142	30
		50	0,199	1,069	0,099	0,531	0,314	30
	65	0	0,210	1,143	0,257	1,399	0,214	16
		10	0,202	1,100	0,239	1,302	0,226	17
		20	0,171	0,933	0,138	0,753	0,195	17
		25	0,197	1,073	0,144	0,785	0,176	17
		30	0,232	1,262	0,139	0,756	0,164	17
		50	0,332	1,796	0,029	0,157	0,249	17
	52	0	0,035	0,191	0,090	0,495	0,336	17
		10	0,015	0,081	0,110	0,604	0,377	21
		20	0,114	0,622	0,009	0,049	0,206	21
		25	0,199	1,081	0,004	0,022	0,201	21
		30	0,242	1,311	0,003	0,016	0,226	21
		50	0,382	2,053	0,073	0,392	0,475	21
	50	0	0,013	0,072	0,370	2,012	0,221	14
		10	0,020	0,111	0,307	1,669	0,191	20
		20	0,035	0,189	0,132	0,720	0,191	21
		25	0,032	0,173	0,045	0,245	0,177	21
		30	0,008	0,045	0,035	0,190	0,145	21
		50	0,189	1,020	0,046	0,248	0,174	21
	26	0	0,041	0,224	0,329	1,779	0,233	15
		10	0,030	0,165	0,238	1,288	0,168	18
		20	0,019	0,101	0,089	0,483	0,116	21
		25	0,020	0,106	0,008	0,043	0,098	22
		30	0,053	0,289	0,001	0,005	0,094	25
		50	0,397	2,109	0,145	0,769	0,298	26
	12	0	0,030	0,162	0,240	1,317	0,331	29
		10	0,053	0,288	0,193	1,057	0,272	24
		20	0,118	0,642	0,188	1,026	0,166	39
		25	0,098	0,533	0,128	0,700	0,153	39
		30	0,126	0,685	0,056	0,306	0,155	39
		50	0,249	1,348	0,029	0,157	0,144	41
	26	0	0,029	0,155	0,237	1,288	0,233	15
		10	0,053	0,285	0,181	0,983	0,168	18

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Вересень	26	20	0,052	0,280	0,080	0,434	0,116	21
		25	0,068	0,366	0,016	0,087	0,098	22
		30	0,114	0,614	0,018	0,097	0,094	25
		50	0,362	1,930	0,030	0,160	0,298	26
	26	0	0,043	0,232	0,240	1,304	0,233	15
		10	0,035	0,188	0,168	0,913	0,168	18
		20	0,027	0,144	0,076	0,413	0,116	21
		25	0,016	0,089	0,039	0,211	0,098	22
		30	0,086	0,466	0,029	0,157	0,094	25
		50	0,273	1,461	0,016	0,085	0,298	26
	52	0	0,039	0,212	0,090	0,490	0,336	17
		10	0,060	0,326	0,071	0,386	0,377	21
		20	0,016	0,087	0,017	0,093	0,206	21
		25	0,014	0,076	0,103	0,562	0,201	21
		30	0,064	0,348	0,075	0,407	0,226	21
		50	0,215	1,159	0,134	0,722	0,475	21
	53	0	0,013	0,069	0,183	0,990	0,226	16
		10	0,013	0,069	0,123	0,665	0,198	26
		20	0,093	0,507	0,043	0,234	0,145	28
		25	0,085	0,463	0,055	0,299	0,133	29
		30	0,029	0,158	0,049	0,266	0,142	30
		50	0,256	1,365	0,014	0,075	0,314	30
	54	0	0,092	0,502	0,217	1,181	0,265	19
		10	0,092	0,502	0,177	0,964	0,260	21
20		0,087	0,474	0,092	0,501	0,160	22	
25		0,050	0,272	0,079	0,429	0,150	22	
30		0,011	0,059	0,100	0,541	0,143	23	
50		0,095	0,511	0,004	0,022	0,236	23	
Жовтень	26	0	0,117	0,634	0,280	1,514	0,219	19
		10	0,117	0,634	0,230	1,243	0,194	23
		20	0,119	0,645	0,128	0,692	0,141	26
		25	0,007	0,036	0,204	1,095	0,254	27
		30	0,213	1,130	0,350	1,859	0,239	27
		50	1,138	5,759	0,965	4,885	0,504	27
	53	0	0,179	0,963	0,319	1,716	0,263	29
		10	0,188	1,010	0,308	1,656	0,184	34
		20	0,024	0,130	0,084	0,456	0,142	34
		25	0,060	0,324	0,100	0,541	0,139	34
		30	0,124	0,669	0,124	0,669	0,155	34
		50	0,399	2,121	0,069	0,367	0,326	34

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Жовтень	62	0	0,216	1,185	0,030	0,165	0,115	13
		10	0,206	1,130	0,010	0,055	0,147	13
		20	0,004	0,024	0,130	0,706	0,173	13
		25	0,023	0,127	0,069	0,374	0,175	13
		30	0,051	0,279	0,067	0,363	0,167	13
		50	0,154	0,832	0,090	0,485	0,124	13
	26	0	0,354	1,940	0,010	0,055	0,219	19
		10	0,100	0,539	0,214	1,158	0,194	23
		20	0,007	0,039	0,221	1,189	0,141	26
		25	0,223	1,187	0,387	2,058	0,254	27
		30	0,370	1,954	0,474	2,501	0,239	27
		50	1,136	5,762	0,930	4,716	0,504	27
	26	0	0,106	0,571	0,315	1,699	0,219	19
		10	0,106	0,571	0,265	1,430	0,194	23
		20	0,062	0,339	0,003	0,016	0,141	26
		25	0,060	0,323	0,069	0,373	0,254	27
		30	0,112	0,603	0,061	0,329	0,239	27
		50	0,290	1,548	0,071	0,379	0,504	27
	54	0	0,076	0,411	0,204	1,109	0,251	23
		10	0,101	0,546	0,229	1,243	0,195	26
		20	0,008	0,042	0,086	0,469	0,133	26
		25	0,059	0,319	0,077	0,419	0,140	26
		30	0,094	0,508	0,052	0,282	0,181	26
		50	0,271	1,456	0,011	0,059	0,228	26
	26	0	0,015	0,080	0,270	1,460	0,219	19
		10	0,016	0,088	0,251	1,355	0,194	23
		20	0,015	0,082	0,150	0,810	0,141	26
		25	0,096	0,517	0,181	0,973	0,254	27
		30	0,207	1,107	0,232	1,240	0,239	27
		50	1,286	6,499	1,001	5,058	0,504	27
	53	0	0,057	0,307	0,307	1,653	0,263	29
		10	0,057	0,307	0,287	1,545	0,184	34
		20	0,047	0,253	0,217	1,169	0,142	34
		25	0,106	0,575	0,044	0,239	0,139	34
		30	0,100	0,543	0,010	0,054	0,155	34
		50	0,118	0,633	0,102	0,547	0,326	34
	46	0	0,722	4,059	0,440	2,472	0,146	14
		10	0,654	3,663	0,412	2,306	0,135	22
		20	0,594	3,316	0,342	1,908	0,132	22
		25	0,434	2,402	0,332	1,835	0,136	22

Продовження таблиці Б.3

Місяць	Квадрат (рис. 2.6)	Гли- бина, м	Результати за розробленою методикою		Результати за кліматичними даними		Середньоквадра- тичне відхилення	
			Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	Абсо- лютна помилка, ‰	Віднос- на помилка, %	СКВ, ‰	К-ть вимірю- вань
Жовтень	46	30	0,262	1,437	0,230	1,260	0,155	22
		50	0,026	0,143	0,244	1,319	0,163	22
	21	0	0,383	2,057	0,340	1,827	0,153	19
		10	0,386	2,073	0,317	1,704	0,162	20
		20	0,398	2,139	0,265	1,425	0,149	20
		25	0,417	2,243	0,206	1,109	0,130	20
		30	0,400	2,150	0,183	0,984	0,128	20
		50	0,205	1,069	0,548	2,854	0,290	20

ДОДАТОК В

Розрахунки вертикального розподілу температури води на станціях 1 – 6 (табл. 2.2) за методом, описаним у [53, 73, 114]

№ станції	h	$T_{факт}$	ΔT	$e^{-b(h-1)^n}$	$e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta T_0 \times e^{-b(h-1)^n}$	$\Delta T_D \times e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta T''$	$T_{розрах}$	δT
1	1	19,00	6,61	1	0	6,610	0	6,610	19,00	0,00
	2	16,31	3,92	0,2347	0,0012	1,551	0,005	1,546	13,94	2,37
	3	11,79	-0,60	0,0358	0,0186	0,237	0,077	0,160	12,55	-0,76
	4	9,75	-2,64	0,0044	0,1463	0,029	0,606	-0,577	11,82	-2,07
	5	9,26	-3,13	0,0005	0,5759	0,003	2,384	-2,381	10,01	-0,75
	6	8,25	-4,14	0	1	0	4,140	-4,140	8,25	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків		$\bar{T} = 12,39$; $\sum(+\Delta T) = 10,52$; $\sum(-\Delta T) = -10,52$; $\frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,59$; $\frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,63$; $n = 1,2$; $m = 1,8$; $b = 1,45$; $d = 0,55$								
2	1	21,24	7,81	1	0	7,806	0	7,805	21,17	0,00
	2	18,98	5,62	0,2347	0,0012	1,832	0,006	1,826	15,19	3,79
	3	11,64	-1,72	0,0358	0,0186	0,279	0,092	0,187	13,55	-1,91
	4	10,29	-3,07	0,0044	0,1463	0,035	0,728	-0,693	12,67	-2,38
	5	9,71	-3,66	0,0005	0,5759	0,004	2,864	-2,860	10,50	-0,80
	6	8,39	-4,97	0	1	0	4,973	-4,973	8,39	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків		$\bar{T} = 13,36$; $\sum(+\Delta T) = 13,43$; $\sum(-\Delta T) = -13,43$; $\frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,72$; $\frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,64$; $n = 1,2$; $m = 1,8$; $b = 1,45$; $d = 0,55$								
3	1	24,11	10,32	1	0	10,323	0	10,323	24,11	0,00
	2	21,02	7,24	0,2347	0,0012	2,423	0,008	2,415	16,20	4,82
	3	11,24	-2,55	0,0358	0,0186	0,369	0,119	0,250	14,04	-2,80
	4	9,68	-4,11	0,0044	0,1463	0,046	0,941	-0,895	12,89	-3,21
	5	9,31	-4,47	0,0005	0,5759	0,005	3,701	-3,696	10,09	-0,78
	6	7,36	-6,43	0	1	0	6,427	-6,426	7,36	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків		$\bar{T} = 13,79$; $\sum(+\Delta T) = 17,56$; $\sum(-\Delta T) = -17,56$; $\frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,70$; $\frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,62$; $n = 1,2$; $m = 1,8$; $b = 1,45$; $d = 0,55$								

Продовження додатку В

№ станції	h	$T_{факт}$	ΔT	$e^{-b(h-1)^n}$	$e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta T_0 \times e^{-b(h-1)^n}$	$\Delta T_D \times e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta T'$	$T_{розрах}$	δT
4	1	28,25	12,46	1	0	12,463	0	12,463	28,25	0,00
	2	26,75	10,96	0,2347	0,0012	2,925	0,010	2,915	18,70	8,05
	3	12,52	-3,26	0,0358	0,0186	0,446	0,152	0,294	16,08	-3,56
	4	10,08	-5,71	0,0044	0,1463	0,055	1,196	-1,141	14,64	-4,56
	5	9,50	-6,29	0,0005	0,5759	0,006	4,706	-4,700	11,08	-1,59
	6	7,61	-8,17	0	1	0	8,172	-8,172	7,61	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків			$\bar{T} = 15,78; \sum(+\Delta T) = 23,42; \sum(-\Delta T) = -23,43; \frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,88; \frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,66; n = 1,2; m = 1,8; b = 1,45; d = 0,55$							
5	1	23,89	9,45	1	0	9,451	0	9,451	23,89	0,00
	2	21,23	6,79	0,2347	0,0009	2,218	0,006	2,212	16,65	4,58
	3	13,22	-1,22	0,0358	0,0121	0,338	0,079	0,259	14,70	-1,48
	4	10,83	-3,61	0,0044	0,0994	0,042	0,652	-0,610	13,83	-3,00
	5	9,58	-4,86	0,0005	0,4670	0,004	3,060	-3,056	11,38	-1,80
	6	7,89	-6,55	0	1	0	6,553	-6,553	7,89	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків			$\bar{T} = 14,44; \sum(+\Delta T) = 16,24; \sum(-\Delta T) = -16,24; \frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,72; \frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,69; n = 1,2; m = 1,6; b = 1,45; d = 0,76$							
6	1	20,08	6,97	1	0	6,974	0	6,974	20,08	0,00
	2	20,05	6,94	0,2347	0,0008	1,637	0,004	1,632	14,74	5,30
	3	12,13	-0,98	0,0358	0,0096	0,250	0,053	0,197	13,31	-1,18
	4	9,74	-3,37	0,0044	0,0797	0,031	0,440	-0,409	12,70	-2,96
	5	9,08	-4,03	0,0005	0,4088	0,003	2,260	-2,256	10,85	-1,78
	6	7,58	-5,53	0	1	0	5,527	-5,527	7,58	0,00
Додаткові характеристики для розрахунків			$\bar{T} = 13,11; \sum(+\Delta T) = 13,91; \sum(-\Delta T) = -13,91; \frac{\sum(+\Delta T)}{\Delta T_0} = 1,99; \frac{\Delta T_D}{\Delta T_0} = 0,79; n = 1,2; m = 1,5; b = 1,45; d = 0,89$							

Наукове електронне видання

СРИБЕРКО Андрій Вікторович
АНДРІАНОВА Ольга Радомирівна
ТУЧКОВЕНКО Юрій Степанович

**ТЕРМОХАЛИННА СТРУКТУРА ТА МЕТОДИКА РОЗРАХУНКІВ ЇЇ
ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ В ДІЯЛЬНОМУ ШАРІ ЧОРНОГО МОРЯ**

Монографія

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

E-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016