

ОЦІНКА ВПЛИВУ ЕФЕКТІВ ХВИЛЮВАННЯ НА ФОРМУВАННЯ ТЕРМОДИНАМІЧНОЇ СТРУКТУРИ ВЕРХНЬОГО ПЕРЕМІШАНОГО ШАРУ ОКЕАНУ НА ПРОТЯЗІ РОКУ

Використовуючи метод чисельного моделювання, досліджено вплив ефектів хвильового шару на внутрішньорічну мінливість термодинамічних характеристик верхнього перемішаного шару океану.

Ключові слова: чисельне моделювання, хвильовий шар, верхній перемішаний шар океану

Вступ. В попередній роботі [1] був проведений аналіз якісного і кількісного відтворення характеристик верхнього перемішаного шару (ВПШ) гідродинамічною моделлю з різними постановками граничних умов в період інтенсивного літнього прогріву. Для перевірки можливості моделі відтворювати сезонний хід термічних і динамічних характеристик ВПШ та з метою вивчення їхніх змін, викликаних обваленням хвиль, нами був здійснений розрахунок характеристик ВПШ протягом року. У запропонованій роботі описані дослідження впливу параметричного врахування складних ефектів хвильового шару на бароклінний ВПШ, а не баротропний, як це робилося в роботі [2].

Гідродинамічна модель верхнього перемішаного шару океану. Для опису структури гідродинамічних полів верхнього перемішаного шару океану під впливом атмосферних процесів використаємо відому модель Обчислювального центру СВ РАН в наближенні горизонтальної однорідності [3,4], що включає рівняння руху

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} - fV &= \frac{\partial}{\partial z} (K(z) + K_h) \frac{\partial U}{\partial z}, \\ \frac{\partial V}{\partial t} + fU &= \frac{\partial}{\partial z} (K(z) + K_h) \frac{\partial V}{\partial z} \end{aligned} \quad (1)$$

і дифузії тепла

$$c_\omega \rho_0 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[c_\omega \rho_0 (K_T(z) + \nu_t) \frac{\partial T}{\partial z} - Q_R \right]. \quad (2)$$

Тут U , V – горизонтальні складові швидкості дрейфової течії;

T – температура води;

K – коефіцієнт теплопровідності, $K_T = \alpha_0 K$; $K_h = \nu_t \text{Pr}$;

ν_t – мінімальне значення коефіцієнта турбулентної в'язкості;

α_0^{-1} , Pr – турбулентне і молекулярне числа Прандтля;

c_ω – теплоємність морської води; ρ_0 – її густина;

Q_R – потік поглиненої короткохвильової радіації по глибині.

Замкнення моделі ґрунтується на системі енергетичних рівнянь турбулентності, що складається з рівняння для кінетичної енергії турбулентних пульсацій b

$$K \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial b}{\partial z} \right) - \varepsilon + \alpha g K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial b}{\partial t}, \quad (3)$$

швидкості її дисипації ε

$$c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{b} K \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{K}{\delta_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{b} + c_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon}{b} \alpha g K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \quad (4)$$

і співвідношення для коефіцієнта турбулентності K

$$K = c_\mu b^2 / \varepsilon, \quad (5)$$

де $c_{1\varepsilon}, c_{2\varepsilon}, c_{3\varepsilon}, \delta_\varepsilon, c_\mu, \alpha g$ - емпіричні сталі.

Граничні та початкові умови задаються, як в роботі [1].

Параметризація хвильового шару. При моделюванні приймаємо наступні граничні умови для енергетичних рівнянь турбулентності.

Варіант А. На поверхні розділу океан-атмосфера ($z = 0$)

$$K \frac{\partial b}{\partial z} = 0, \quad K \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0, \quad K \rho \frac{\partial U}{\partial z} = -K_a \rho_a \frac{\partial U_a}{\partial z_a}. \quad (6)$$

Нагадаємо, що в цьому випадку турбулентність формується тільки зсувом середньої швидкості течії, дифузійний механізм генерації турбулентності не враховується. Енергія вітру цілком витрачається на формування течії; потік енергії турбулентності з поверхні в середину океану відсутній, тобто $\alpha_\tau = 0$.

Варіант Б. Параметрично враховується передача частини кількості руху поверхневим хвилям. У межах хвильового шару покладається стрибок імпульсу, і потік кількості руху на його нижній границі розраховується за формулою:

$$K \rho \frac{\partial U}{\partial z} = -\alpha_\tau K_a \rho_a \frac{\partial U_a}{\partial z_a}, \quad (7)$$

де індекс a відноситься до атмосферних параметрів;

ρ - густина, K - коефіцієнт вертикальної турбулентності;

U - швидкість; $\alpha_\tau = 1 - \frac{\tau_w}{\tau}$ - коефіцієнт, що враховує скачок імпульсу, пов'язаний з передачею частини потоку кількості руху τ_w поверхневим хвилям.

Величина τ_w розраховується відповідно до оцінок Майлза [5]

$$\tau_w / \tau = 0.28 (1 + 70 U_a^{-1})^{-1}, \quad (8)$$

де U_a - швидкість вітру на рівні 20 м, см/сек.

При великих швидкостях вітру з (8) випливає, що $\tau_w / \tau = 0.28$.

Поблизу поверхні розділу океан-атмосфера додатковий потік турбулентної енергії з поверхні в глиб океану, який породжується обваленням вітрових хвиль при досягненні ними граничної крутості, розраховуємо як в [6]

$$K \frac{\partial b}{\partial z} = -c_1 u_*^3, \quad (9)$$

де u_* - атмосферна динамічна швидкість, c_1 - стала.

Швидкість дисипації турбулентних вихорів ε визначається через параметри вітрового хвилювання [7]:

$$\varepsilon_2 = c_2 (u_\phi^3 / \lambda_B) (h_B / \lambda_B)^3, \quad (10)$$

$$u_\phi = \frac{gT}{2\pi} = c_3 u_*, \quad \lambda_B = u_\phi T = c_3^2 \frac{2\pi}{g} u_*^2, \quad T = c_3 \frac{2\pi}{g} u_*, \quad (11)$$

де T - характерний період хвиль; $c_2 = 10^2$, $c_3 = 4.5 \cdot 10^{-4}$.

Вплив атмосфери на процеси формування ВПШ здійснюється шляхом передачі поверхні океану імпульсу і потоку зовнішнього теплового балансу, а діяльний шар океану визначає свій вплив на процеси і структуру граничного шару атмосфери через температуру поверхні океану і вертикальні турбулентні потоки. Відповідно взаємодія між граничними шарами океану й атмосфери відбувається саме за допомогою цих величин. Але звернемо увагу на одну важливу обставину. При формуванні моделі атмосферного граничного шару ми змушені задавати вплив іншої частини атмосфери або на верхній межі приземного підшару (на рівні порядку декількох десятків метрів), або на верхній межі граничного шару (на рівні близько 1500-2000 м). Прикладами останнього можуть служити моделі [8, 9]. Однак визначення характеристик хмарності і радіаційних потоків не може бути незалежним без залучення даних у вільній атмосфері. Відповідно і якість прогнозу приповерхневих радіаційних потоків пов'язана з якістю прогнозу полів температури, вологості і хмарності у всій товщі тропосфери. З цього погляду ми будемо далі розглядати вплив іншої частини атмосфери через задані величини основних метеорологічних величин на рівні 10 м. При цьому характеристики хмарності й опадів також будемо вважати відомими. А взаємодія граничних шарів буде відбуватися через поверхневі потоки і поверхневу температуру.

Апробацію вищенаведеної моделі ВПШ здійснено для району океанської станції С за даними спостережень, зібраними в спеціалізованому архіві [10]. В цьому архіві зібрані дані спостережень у діяльному шарі океану, у привидному шарі та у тропосфері за календарний рік. Нами був здійснений розрахунок характеристик ВПШ протягом періоду з 1.01.79 р. по 30.11.79 р.

З огляду на основну мету дослідження - оцінити вплив параметризації хвильового шару шляхом його параметричного урахування, головна увага приділялася особливостям відтворення характеристик ВПШ в штормових умовах, коли ефекти хвилювання проявлялися найбільше. Для цього окремо проаналізовані осереднені за період з 1.10.79 р. по 30.11.79 р. турбулентні характеристики ВПШ. Поряд з високою повторюваністю штормових вітрів, які нерідко перевищували 20 м/с, характерним для цього періоду є інтенсивне вихолодження водних мас внаслідок теплообміну з атмосферою та перемішування водних шарів.

Аналіз результатів. На рис.1 наведений річний хід глибини перемішаного шару океану, розрахований за варіантами граничних умов А та Б, а також її фактичні значення. Фактичні глибини перемішаного шару розраховувалися за даними вимірів температури, приймаючи за критерій перевищення вертикальним градієнтом температури значення $0.01 \text{ }^\circ\text{C/м}$. Оскільки фактична глибина ВПШ обчислювалася за градієнтом температури, то для порівняння вказана характеристика розраховувалася в моделях А та Б також із використанням вказаного вище температурного критерію.

Бачимо, що врахування ефектів вітрового хвилювання приводить до якісного поліпшення результатів, тобто наближує модельні глибини ВПШ до їхніх фактичних значень (рис.1).

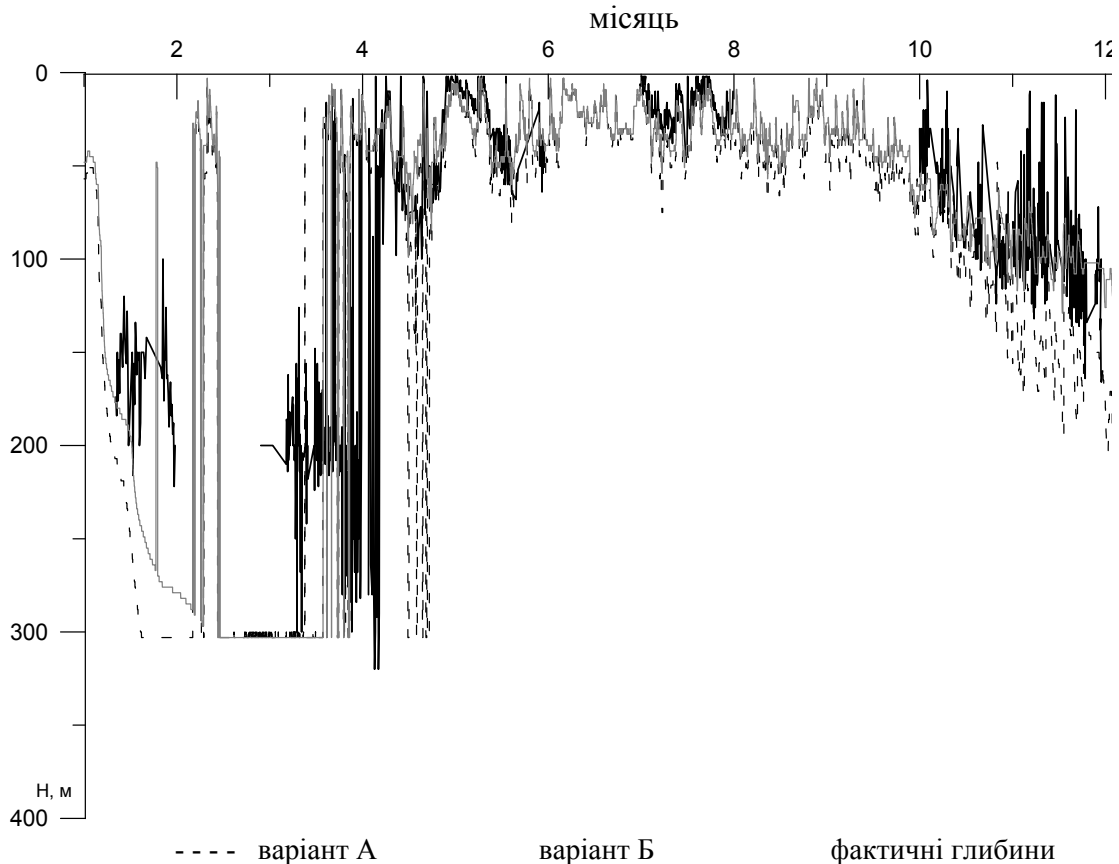


Рисунок 1 – Розрахована глибина ВПШ.

Якісно розрахована глибина перемішаного шару відображає наявні уявлення про її поведінку протягом року – це малі значення глибини протягом весняно-літнього періоду і збільшення в період осінньо-зимової конвекції. В січні, лютому і першій половині березня значення, розраховані за варіантами А і Б, близькі до глибини розрахункової області, що пов'язано з інтенсивним вихолодженням і перемішуванням водних мас в цей період.

У березні – квітні прогрів верхнього шару океану зумовив перехід до стійкої стратифікації вод і зменшення глибини перемішаного шару. Штормові вітри в квітні призвели до руйнування верхнього прогрітого шару води, що утворився на той час. Розраховані в штормові періоди за варіантом А значення глибини перемішаного шару досягали, як і в січні, нижньої межі розрахункової області. Згідно з розрахунками за варіантом Б, значення глибини перемішаного шару у квітні не перевищувало 105 м, що більш відповідає даним спостережень. В літній період розраховані без урахування вітрового хвилювання глибини перемішаного шару перевищували відповідні розрахункові значення згідно з варіантом Б на 5-20 м.

В осінній період посилення вітру до 20-24 м/с, а також перехід до нестійкої стратифікації призвели до поступового заглиблення нижньої границі перемішаного шару.

На рис.2 наведені повторюваності абсолютних відхилень глибин ВПШ, розрахованих за варіантами А та Б, від фактичних значень в різні періоди. В зимовий період врахування ефекту обрушення хвиль не приводить до певного поліпшення

результатів розрахунків, а при використанні температурно-градієнтного критерія ВПШ спостерігається навіть деяке погіршення результатів розрахунків за варіантом Б у порівнянні з А. Недостатня точність розрахунків ВПШ як за варіантом А, так і за варіантом Б, пов'язана, напевно, з відсутністю механізму конвективного перемішування у вказаній моделі.

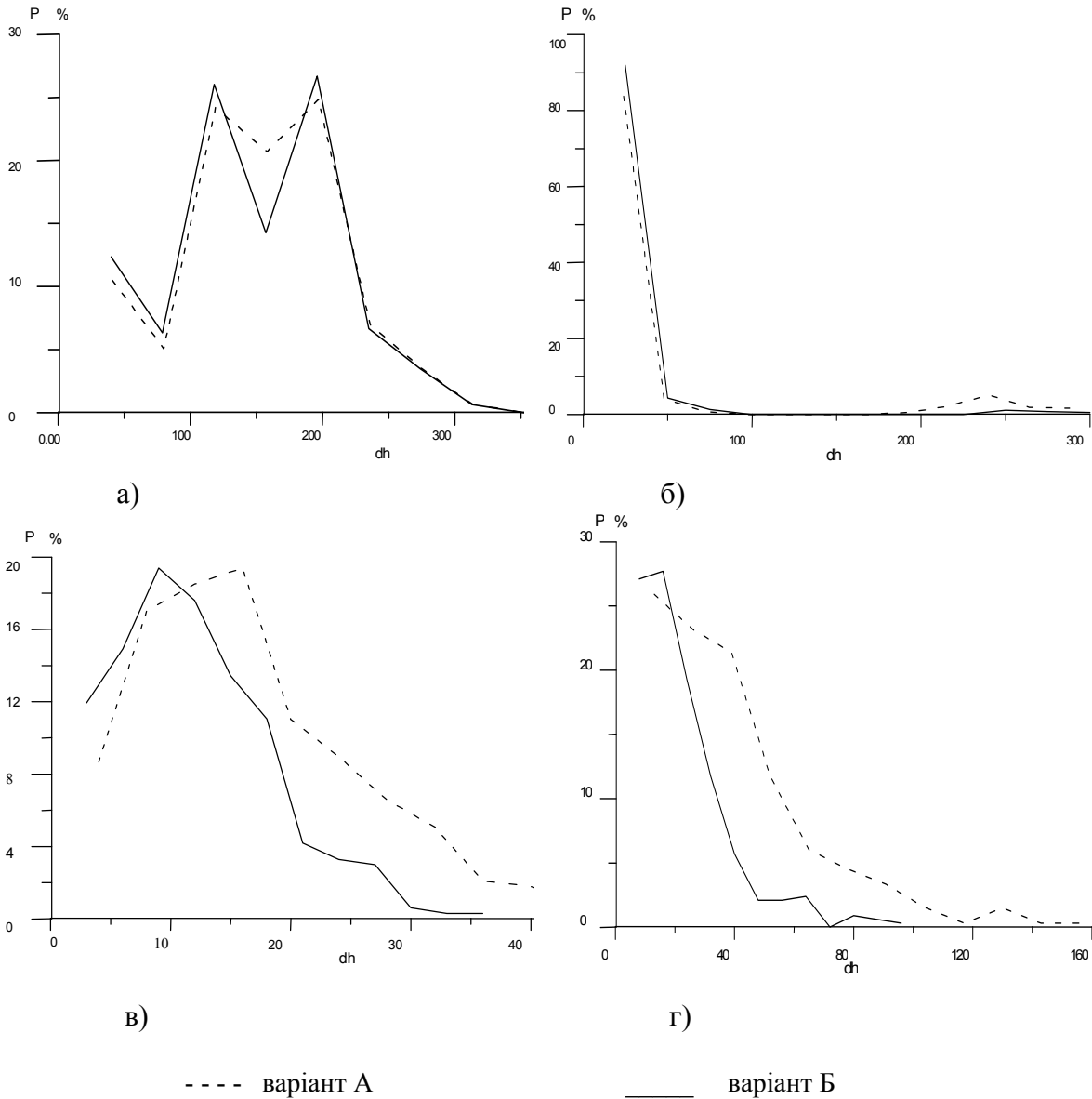


Рисунок 2 – Повторюваність абсолютних відхилень глибин ВПШ, розрахованих за варіантами А та Б, від фактичних значень в зимовий (а), весняний (б), літній(в) та осінній (г) періоди.

У весняний період повторюваність значних відхилень 170-300 м менша за варіантом Б, ніж за варіантом А.

В літній період спостерігається явне поліпшення розрахунків ВПШ із врахуванням ефектів хвильового шару. Відхилення розрахункових величин ВПШ від фактичних значень не перевищують 25 м за варіантом Б та 38 м за варіантом А.

Найбільш явно переваги врахування ефектів хвильового шару спостерігаються в осінній період, коли швидкості вітру сягають 20-24 м/с. В цей період розбіжності між

модельними розрахунками максимальні. Із зростанням в листопаді швидкостей вітру до 23-25 м/с глибина перемішаного шару, розрахована за варіантом А, перевищила відповідні варіанту Б значення на 40-50м. Врахування хвилювання приводить до суттєвого наближення обчислюваних глибин ВПШ до фактичних значень.

На рис.3 показаний часовий хід розрахованих і фактичних значень температури поверхні води на океанській станції «С» в період з 1.01.79 р. по 30.11.79 р.

З січня по березень врахування вітрового хвилювання не призвело до істотних відмінностей поверхневих температур, що відповідають варіантам А і Б. Причиною слабкої залежності термічної структури в цей період від глибин перемішаного шару слід вважати замалі вертикальні градієнти температури води, які не перевищували $2 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ по всій глибині розрахункової області. В ході весняно-літнього прогрівання різниця розрахованих за варіантами А і Б поверхневих температур зростала. В цей період залежність температури на поверхні від глибини перемішаного шару обумовлена впливом стійкої стратифікації та істотними вертикальними градієнтами температури води. В період прогрівання з 72 по 250 добу розрахована за варіантом Б поверхнева температура наближалася до фактичних даних і перевищувала відповідні розрахункові дані по варіанту А більш ніж на $1,0 \text{ } ^\circ\text{C}$.

Зниження поверхневої температури в період осіннього вихолодження супроводжувалося утворенням підповерхневого максимуму температури. Збільшення глибини перемішаного шару, як за рахунок зсувної нестійкості, так і за рахунок нестійкої стратифікації приповерхневих шарів, призводило до поступового вирівнювання вертикального профілю температури і ліквідації підповерхневого максимуму температур. Менші значення глибин перемішаного шару в розрахунках за варіантом Б зумовили менш інтенсивний відтік тепла з підповерхневого максимуму температур в глибинні шари, що мало наслідком підвищення температури поверхні у порівнянні з варіантом А. Водночас, теплообмін з атмосферою відбувався інтенсивніше, ніж за моделлю А, температура поверхні знижувалася швидше (рис.3).

Для перевірки можливості моделі відтворювати сезонний хід температури води з глибиною були розраховані просторово-часові перерізи різниць розрахованих і фактичних температур. В просторово-часовому перерізі різниць розрахованих за варіантом А і фактичних температур (рис.4а) відзначаються дві основні області занижених значень розрахованої температури. В період зі 120-ї по 130-у добу область занижених температур розташовувалася у верхньому 40-метровому шарі. Максимальна різниця розрахованих і фактичних температур досягала $-1.1 \text{ } ^\circ\text{C}$ на глибинах 0-20 м. В літній період (195-250 доби) аж до глибини 40 м розраховані значення температури води були нижчими за фактичні на $1-2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Спостерігалися також локалізовані ядра підвищених значень розрахованої температури. Найбільш виражене з цих ядер існувало в період з 260-ої по 280-у добу на глибині 60-70м, де відмічалася завищення температури більш ніж на $1 \text{ } ^\circ\text{C}$.

Врахування вітрового хвилювання в моделі з граничними умовами варіанта Б призвело до підвищення розрахункових значень температури у верхньому 40-метровому шарі (рис.4б). Водночас область підвищених температур на глибинах 30-70 м існувала більш довгий період – з 255-ї по 280-у добу. В цілому, при параметричному врахуванні вітрового хвилювання спостерігалася краща відповідність розрахованих просторово-часових перерізів температури фактичним даним.

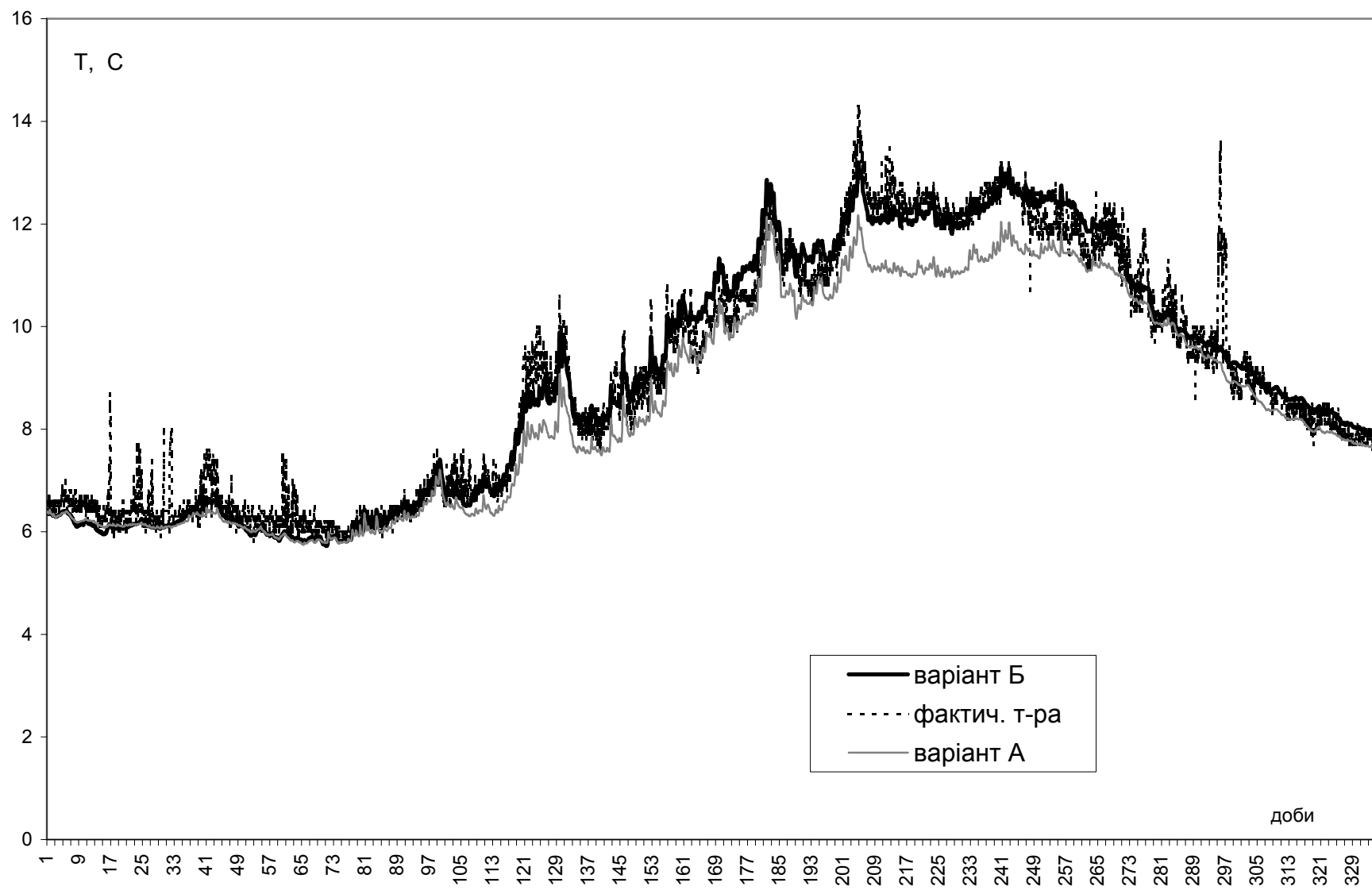


Рисунок 3 – Річний хід температури поверхні океану

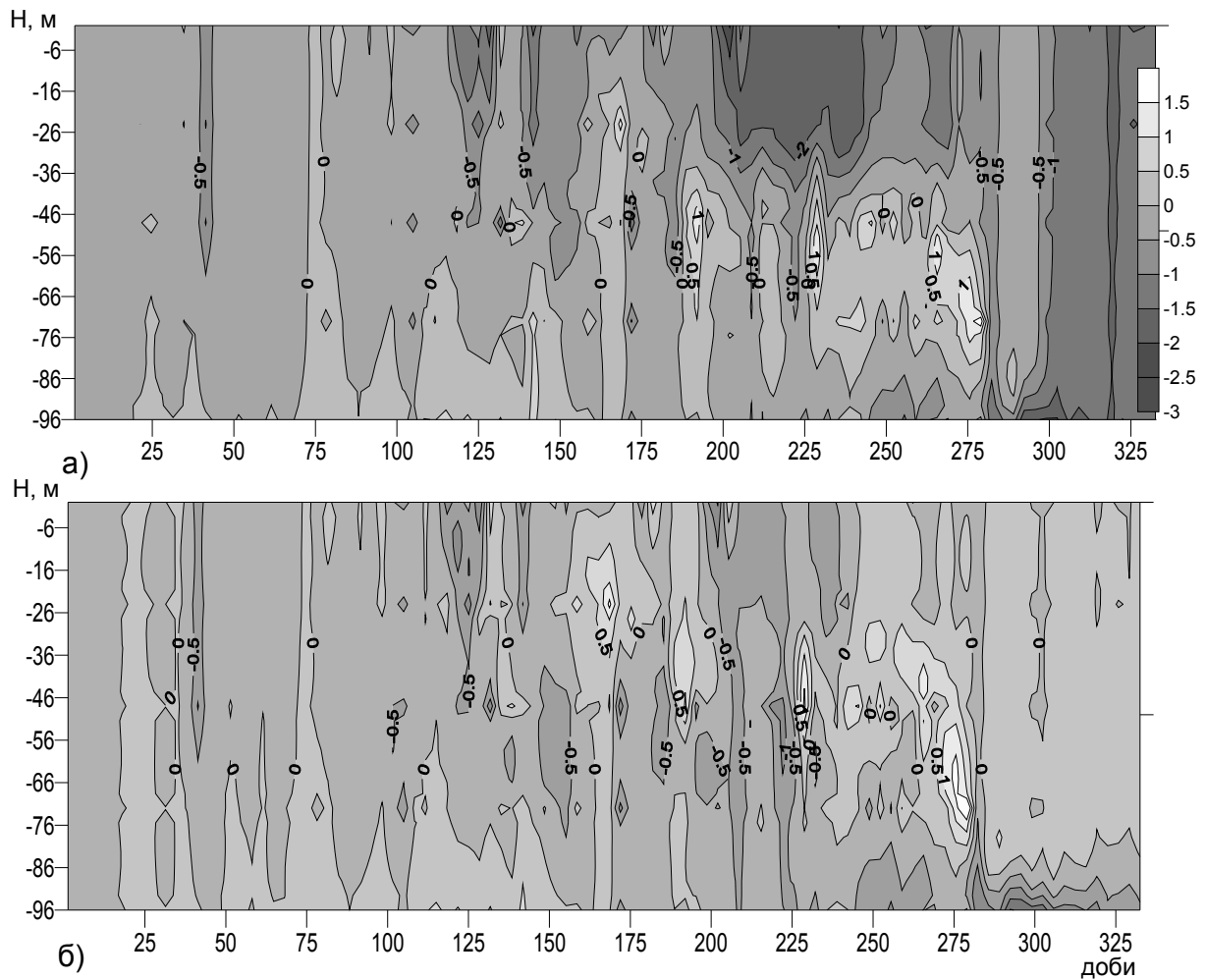


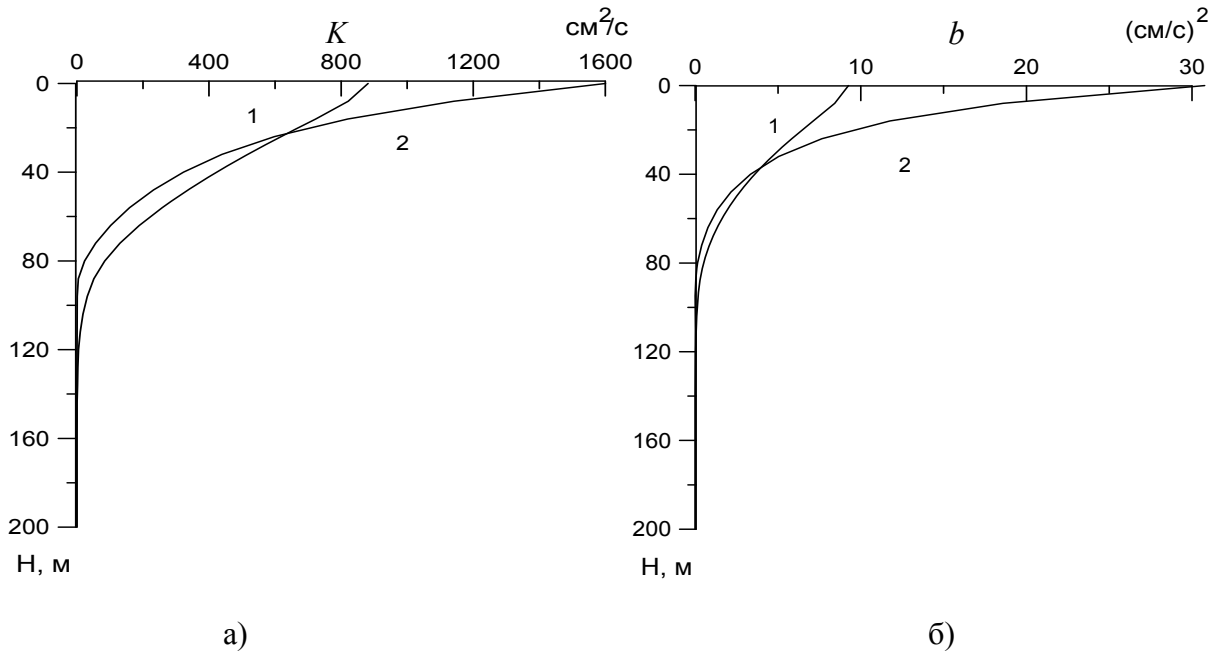
Рисунок 4 – Просторово-часовий переріз різниць розрахованих за варіантом А і фактичних температур (а); розрахованих за варіантом Б і фактичних температур (б).

Проаналізуємо турбулентні характеристики ВПШ в період з 1.10.79 по 30.11.79. Вибір вказаного періоду осереднення пов'язаний з великою повторюваністю вітрів силою 14-20 м/с.

Розрахунок турбулентних характеристик ВПШ в період осіннього вихолодження за варіантом Б показав збільшення коефіцієнта турбулентності у верхньому 25-метровому шарі (рис.5а) і енергії турбулентності (рис.5б) у верхньому 40-метровому шарі, а також зменшення цих турбулентних характеристик в нижчерозташованих шарах порівняно з варіантом А. На поверхні коефіцієнт турбулентності збільшився майже в 2 рази, а енергія турбулентності – більш ніж в 3 рази відносно розрахунків за варіантом А.

Про збільшення на поверхні коефіцієнта турбулентної енергії до $12000 \text{ см}^2/\text{с}$ і енергії турбулентності до $160 \times 10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}^2$ в осінній період в експерименті з хвилюванням свідчать повторюваності даних величин (рис.6а, в). Приведені на рис. 6,б повторюваності швидкості дисипації турбулентної енергії на поверхні свідчать

про збільшення даної турбулентної характеристики в експерименті з хвилюванням до $700-1500 \times 10^{-4} \text{ см}^2 / \text{с}^3$.



1 - варіант А, 2 – варіант Б

Рисунок 5 – а) вертикальний профіль коефіцієнта турбулентності;
б) вертикальний профіль енергії турбулентності.

Область значень коефіцієнта та енергії турбулентності в експерименті з хвилюванням розширилася у бік великих значень також у весняний період, що пов'язано з інтенсивною турбулізацією верхнього шару в періоди штормових вітрів.

Слід зазначити, що зміни вертикальних профілів турбулентних характеристик ВПШ, розрахованих з урахуванням вітрового хвилювання, аналогічні отриманим в літній період. Зросли лише абсолютні величини коефіцієнта і енергії турбулентності по всій глибині даної області, що обумовлено більш інтенсивними турбулентними процесами в холодний період.

Були також проаналізовані осереднені за період з 1.10.79 р. по 30.11.79 р. вертикальні профілі компонент рівняння балансу кінетичної енергії турбулентності b : продукції турбулентності за рахунок вертикального зсуву дрейфової швидкості, дифузійного припливу вихрової енергії, втрати енергії на роботу проти сил плавучості і швидкості дисипації турбулентної енергії.

Як і в літньому експерименті, у варіанті Б переважав дифузійний механізм генерації b . В той же час врахування вітрового хвилювання призвело до зменшення величини і глибини проникнення турбулентної енергії b за рахунок вертикального зсуву швидкості течій. Збільшення дисипації і дифузії КЕТ у верхньому 50-метровому шарі було пов'язано з включенням додаткових джерел турбулентної енергії за рахунок руйнування хвиль.

У зв'язку із зменшенням ролі зсувного механізму генерації турбулентної енергії в експерименті «з хвилюванням» швидкості течії на поверхні зменшилися (рис.7). В 60% випадків модальні значення різниць напрямів дрейфових течій на поверхні, розрахованих за варіантами А і Б, склали 10° , а повторюваність відхилень $30^\circ - 5\%$.

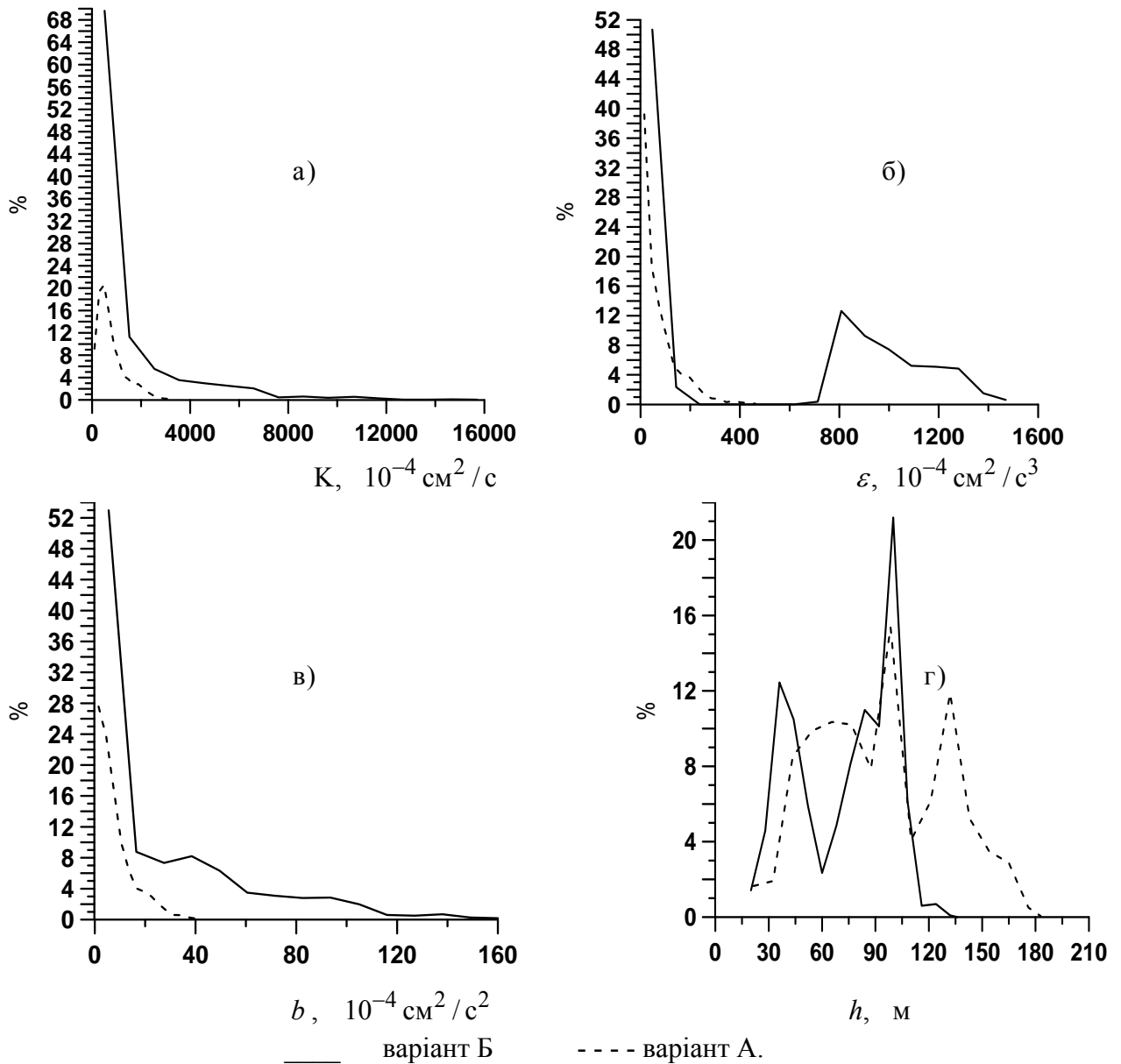


Рисунок 6 – Повторюваність розрахованих значень коефіцієнта турбулентності (а), швидкості дисипації турбулентної енергії (б), кінетичної енергії турбулентності (в) на поверхні, глибини перемішаного шару океану (г).

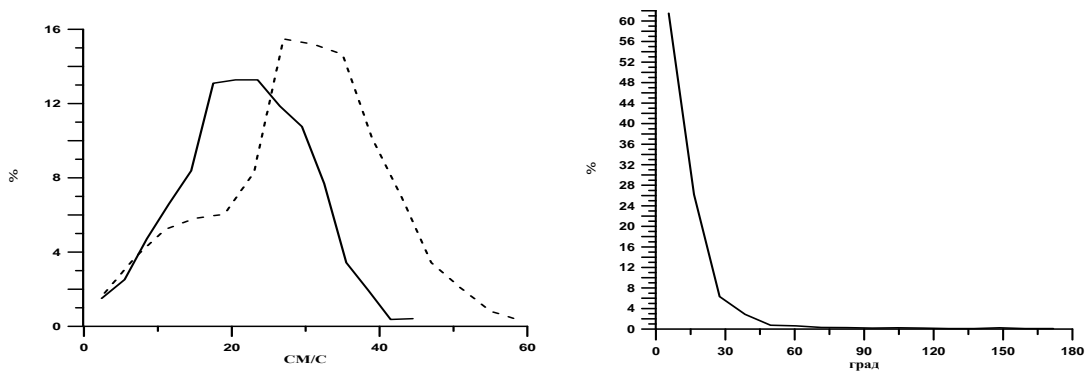


Рисунок 7 – Повторюваність швидкостей дрейфової течії та різниць розрахованих за варіантами А та Б напрямків течії на поверхні океану в період осіннього вихолодження з 1.10.79 р. по 30.11.79 р.

Висновки. Аналіз просторово-часових змін характеристик ВПШ у його взаємодії з атмосферою показав, що ефекти хвильового шару призводять до якісних та кількісних змін в часовому ході температури води, глибини перемішаного шару, глибини проникнення турбулентної енергії за рахунок зсуву швидкості течії.

Вплив ефектів обвалення вітрових хвиль на формування ВПШ найбільш чітко простежується під час весняного прогріву та осіннього вихолодження океанських вод, а також в літній період. В осінній період це зумовлено великою повторюваністю штормових вітрів, а у весняні місяці пов'язано із формуванням тонкого прогрітого шару води. Так, в листопаді урахування вітрових хвиль призвело до зменшення розрахункових значень ВПШ на океанській станції «С» на 57 та більше метрів в більш ніж третині випадків. В літній період різниця розрахованих глибин ВПШ за різними постановками граничних умов не перевищує 16-18 м, однак складає 20-30% абсолютного значення. В зимовий період обвалення вітрових хвиль не призводить до певного поліпшення розрахунків ВПШ, адже переважним механізмом перемішування вод на цей час є конвекція.

Слід підкреслити, що протягом всього періоду розрахунків, за виключенням зимового, використана параметризація хвильового шару приводить до суттєвого поліпшення результатів розрахунків ВПШ.

Залежність термічних модельних характеристик поверхневого шару океану від впровадження різних механізмів перемішування вод зумовлена їх стратифікацією в кожний період року. В теплу пору року у зв'язку із стійкою стратифікацією водних шарів параметричне врахування вітрового хвилювання призводить до суттєвого підвищення розрахункових значень температури поверхні. Взимку та восени термічні характеристики менш чутливі до відмінностей механізмів перемішування водних шарів, адже вертикальні температурні градієнти відносно малі. Як було показано в попередній роботі, врахування обвалення вітрових хвиль при проведенні розрахунків протягом літнього періоду призводить до підвищення поверхневої температури води на 0.2-0.4 °С. При моделюванні термодинамічних характеристик ВПШ протягом більш довгого періоду - близько року, помилка розрахунку температури поверхні води, що пов'язана з відсутністю належних механізмів генерації та обвалення хвиль, накопичується і складає 1-1.4 °С. Із врахуванням зазначеним методом ефектів обвалення хвиль поверхнева температура наближується до фактичних даних і перевищує відповідні розрахункові значення моделі з іншою постановкою граничних умов більш ніж на 1,0 °С. Зі зменшенням вертикального масштабу енергії турбулентності за умови обвалення вітрових хвиль прогрів, а також вихолодження водної товщі відбувається інтенсивніше, ніж у припущенні відсутності хвиль.

Отже, при використанні чисельної моделі [4] або іншої бароклінної моделі для прогнозування температури води, глибини ВПШ та інших гідродинамічних характеристик на період від кількох місяців до року, слід враховувати наведеним або іншим параметричним методом ефекти обвалення вітрових хвиль.

Список літератури

1. Казаков О.Л., Сахненко О.І. Моделювання граничного шару океану з параметризацією хвилювання // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип.49. – С. 536-548.
2. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – Одесса, 2002. – 394 с.

3. *Дмитриев Н.В.* Математическое моделирование вертикального турбулентного обмена в верхнем слое океана. Новосибирск, ВЦСОРАН, 1993. - 154с.
4. *Сухоруков В.А., Дмитриев Н.В., Лихачев С.М.* Иерархия моделей вертикального турбулентного обмена в океане. //Метеорология и гидрология, 1990. -№10. -С.74-82.
5. *Miles J.W.* A note on the interaction between surface waves and wind profiles // J. Fluid Mech. – 1965. – 22, No.4.
6. *Каган Б.А., Рябченко В.А., Чаликов Д.В.* Параметризация деятельного слоя в модели крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1979. - № 12. – С. 67 – 75.
7. *Бенилов А.Ю.* О генерации турбулентности в океане поверхностными волнами // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1973. – Т.9, № 3. – С 293-303.
8. *Платов Г.А.* Моделирование взаимодействующих пограничных слоев атмосферы и океана в районе Курисио. Новосибирск, 1989. –Препринт ВЦ СОАН СССР. -№ 850. – 35с.
9. *Дмитриев Н.В., Лихачев С.М.* Численные эксперименты с нестационарной моделью взаимодействующих слоев атмосферы и океана. В сб.: Математическое моделирование динамики атмосферы и океана. Новосибирск, 1992. –С.51-64.
10. *А.Л.Казаков, С.М.Лихачев* Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана. В сб.: “Математические модели в исследовании динамики океана». Новосибирск, ВЦ СОАН СССР.- 1988. -С.82-95.

Оценка влияния эффектов волнения на формирование термодинамической структуры верхнего перемешанного слоя океана на протяжении года. Казаков А.Л., Сахненко О. И.

Используя метод численного моделирования, исследовано влияние эффектов волнового слоя на внутригодовую изменчивость термодинамических характеристик верхнего квазиоднородного слоя океана.

Ключевые слова: численное моделирование, волновой слой, верхний перемешанный слой океана.

The influence of waving effects on the mixed layer thermodynamical structure formation.

Kazakov O.L., Sakhnenko O.I.

The influence of the wave layer effects on the season variations of the thermodynamical parameters of the upper mixed layer was investigated. The method of numerical simulation was applied.

Keywords: the numerical simulation, wave layer, upper mixed layer of ocean.