

3MICT

Розділ 1. МЕТЕОРОЛОГІЯ

Волощук В.М., Степаненко С.М., Скриник О.Я. Двопарамстричны параметризація вертикальної турбулентної дифузії газо-аерозольния доміщок у граничному шарі атмосфери	
Бойченко С.Г., Сердюченко Н.М. Особливості трансформації кліми тичного поля приземної температури повітря Волино-Поліньськи	4
височини у другій половині 20-го століття	14
Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.М., Попович II.II Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха	10
Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.М. Оценка пара- метра мезошероховатости подстилающей поверхности в различных районах Украины.	40
Волошина Ж.В., Волошина Е.В. Определение мезошероховатости подстилающей поверхности по данным аэрологических наблюдений станции Одесса.	31
Крученицький Г.М., Калініна І.В., Сніжко С.І. Вплив глобальних геофізичних факторів на загальний вміст озону над територією Укра- їни	60
Иванов С.В. Оптимизация внутренних параметров модели с исполь- зованием функции чувствительности системы сопряженных уравне- ний	72
Хохлов В.Н., Романова А.В. Повторяемость блокирующих ситуаций над Европой в начале 21-го века	82
Ефимов В.А., Ивус Г.П. Веклич К.В. Моделирование блокирующих ситуаций, благоприятных для осадкообразования над восточной Украиной.	89
Школьний Е.П., Недострелова Л.В., Данова Т.С. Статистичні характеристики термодинамічних параметрів атмосфери при зливах та граді	97

Розділ 2 АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

Польовий А.М., Трофімова І.В., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І. Вилии зміни клімату на сільське господарство півдня України	150
Мірошніков А.М., Божко Л.Ю., Барсукова О.А., Дронова О.О. Оцінка просторової та часової мінливості посушливих явищ в Одеській області.	Inj
Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения.	274
Божко Л.Ю., Барсукова О.А., Адаменко Т.І. Агрометеорологічні умови формування врожаїв кукурудзи в Україні	28.9
Адаменко Т.І. Оцінка умов формування продуктивності та прогнозу- вання середньообласного урожаю кукурудзи за допомогою динаміч- ної моделі продуційного процесу	205
Мищенко З.А., Кирнасовская Н.В. Агроклиматическое районирова- ние ресурсов влаги в почве под подсолнечником на территории Украины	30 -
Свидерская С.М. Моделирование влияния агрометеорологических условий на формирование урожая картофеля в Волынской области	31n
Вольвач О.В., Жигайло Е.Л. Оценка влияния орошения на продутивность сахарной свеклы в Одесской области	322
Наумов М.М. Векторный характер биологического времени растений. Циркуляция биологического времени	378
Розділ 3. ЕКОЛОГІЯ ТА ОХОРОНА НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА	
Бабаєва О.В. Екологічні проблеми Харківської ділянки річки Сівер- ський Донець	341
Глушков А.В., Хохлов В.Н., Бунякова Ю.Я. Структура поля загряз- нения атмосферы промышленного города: стохастичность и эффекты хаоса	347
Михайлов В.И., Пятакова В.Ф. Региональная оценка экологическо- го состояния северо-западной части Черного моря	353
Тучковенко Ю.С., Чугай А.В., Сапко О.Ю., Дятлова С.Е. Инте- гральная оценка качества вод Одесского региона северо-западной	
части Черного моря	360

Гопченко Е.Д., Лобода Н.С., Шахман І.О. Оцінювання природних водних ресурсів Нижнього Подніпров'я за метеорологічними даними	485
Киндюк Б.В., Овчарук В.А. Исследование происхождения и расчет топологических характеристик рек Верещица, Щерек, Зубра	497
Глушков О.В., Балан Г.К. Застосування апарату вейвлет-перетворень та мультіфрактального підходу до вивчення стохастичних флуктуа- цій річкового стоку (на прикладі річки Дунай)	50%
<i>Гриб О.Н.</i> Уточнение метода расчета ежедневных расходов минеральных веществ на малых реках Крыма	511
Бояринцев Е.Л., Голченко Е.Д., Сербов Н.Г., Попова Н.И. Термиче- ский режим летнего периода рек горных регионов зоны многолетней мерзлоты	520
Глушков А.В., Сафранов Т.А., Баланюк Е.П. Флуктуации концен- траций хлорированных углеводородов в экосистеме северо-западной части Черного моря: анализ и моделирование на основе аппарата функций отклика и данных натурных наблюдений	527
Казаков О.Л., Сахненко О.І. Моделювання граничного шару океану з параметризацією хвилювання	536
<i>Малюга Э.Е.</i> Анализ структуры Антарктического Циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным океанологических разрезов	549
<i>Михайлов В.И., Капочкина А.Б.</i> Основные принципы формирования гидрохимического режима мирового океана с учетом подземного во- дообмена.	557
Ющенко Ю.С., Явкін В.Г. Гідравлічні параметри трансформації па- водкової хвилі у середній течії Дністра	567

УДК 551.465.152+551.466.3

О. Л. Казаков, канд. фіз.-.мат. наук, О. І. Сахненко, магістр, Одеський державний екологічний університет

МОДЕЛЮВАННЯ ГРАНИЧНОГО ШАРУ ОКЕАНУ З ПАРАМЕТРИЗАЦІЄЮ ХВИЛЮВАННЯ

В статті розглянуто вплив параметризації хвильового шару на динамічну ти термічну структуру діяльного шару океану.

Вступ. Важливим етапом у розробці системи взаємодіючих гранич них шарів є кількісний опис фізичних процесів у верхньому турбулентному шарі океану. У порівнянні з граничним шаром біля твердої стінки відмінною рисою поверхні океану є інтенсивні хвильові рухи, що генеруються вітром. Поряд з вертикальним зсувом дрейфових швидкостей гравітаційні хвилі турбулізують верхній шар води, створюючи при обваленні дифузійний потік турбулентної енергії вглиб океану. Величним енергії турбулентності за рахунок дифузійного переносу при обваленні хвиль на порядок більше енергії турбулентності, яка генерується ш рахунок зсуву швидкості течії [1], а визначені експериментально швидкості дисипації турбулентної енергії біля поверхні у 10¹-10² разін перевищують відповідні значення, розраховані по зсувній моделі. Дифузія є переважною в енергопостачанні турбулентності приповерхневого шару, тому при моделюванні діяльного шару океану навряд чи можна зневажати тим чи іншим процесом генерації турбулентності.

Параметричне врахування вітрового хвилювання, навіть вельми довільне, при випробуванні в баротропній моделі взасмодії атмосфери и океану [6] призвело до зміни не тільки порядку величин, але й виду вертикальних профілів коефіцієнта та енергії турбулентності.

Метою даної статті є дослідження впливу параметричного врахування вітрових хвиль на розрахунок динамічних та термічних характерис тик верхнього перемішаного шару (ВПШ) в бароклинній моделі, що більш відповідає реальним процесам в океані, ніж модель [6].

Методи параметризації хвильового шару. Як правило, в гідродинамічних моделях ВПШ океану хвильовий шар розглядається як плоска поверхня розділу двох середовищ. Для цієї поверхні правомірнє задання стрибкоподібної зміни потоку кількості руху:

$$K\rho \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} = -\alpha_{\tau} K_{a} \rho_{a} \frac{\partial \vec{U}_{a}}{\partial z_{a}} \,. \tag{1}$$

де індекс "а" відноситься до атмосферних параметрів; ρ - щільність; К - коефіцієнт вертикальної турбулентності; \tilde{U} - вектор швидкості; $a_{\tau} = 1 - \frac{\tilde{\tau}_{w}}{\tilde{\tau}}$ - коефіцієнт, що враховує стрибок імпульсу, пов'язаний з передачею частини потоку кількості руху поверхневим хвилям; $\tilde{\tau}$ - повний потік кількості руху в приводному шарі атмосфери; $\tilde{\tau}_{w}$ - потік кількості руху, що передається хвилям.

Існують досить суперечливі непрямі оцінки $\vec{\tau}_w$. Так, оцінюючи баланс енергії хвиль при різних швидкостях вітру, Стюарт [2] привів нижню межу відношення $\vec{\tau}_w/\vec{\tau}$:

$$\bar{\tau}_w/\bar{\tau} \approx 0.2. \tag{2}$$

Використовуючи експериментальні дані Ван-Дорна, Корвін-Круковський [3] зробив оцінку верхньої межі для величини $\vec{\tau}_w$. Виявилося, що

$$\max(\vec{\tau}_w) \approx 0.6\vec{\tau} \,. \tag{3}$$

Відповідно до оцінки Майлза [4] маємо, що

$$\bar{\tau}_{w}/\bar{\tau} = 0,28(1+70\cdot U_{20}^{-1})^{-1}$$
, (4)

де U₂₀ - швидкість вітру у см/с на рівні 20 м.

З наведеної формули випливає, що при великих швидкостях вітру це відношення має очевидне обмеження.

Інша параметризація грунтується на оцінці припливу енергії G від вітру хвильовому руху [5]

$$G = 10^{-1} \tau (g\sigma_n)^{1/2} , \qquad (5)$$

де

$$\tau_n = 0.052 \cdot U_{20}^2 / g \tag{6}$$

- стандартне узвишшя поверхні, пов'язане зі швидкістю вітру U₂₀. З огляду на (5), (6) отримуємо

$$\bar{\tau}_w / \bar{\tau} = 0.0219 \ U_{20}.$$
 (7)

68 - 5-1236

Формули (2) - (7) показують, що генерація хвиль може бути оцінена кількома способами: незалежно від швидкості вітру (2), в залежності над швидкості з обмеженням (4), зростає прямо пропорційно швидкості (7).

Гідродинамічна модель ВПШ. Для опису структури гідродинаміч них полів верхнього перемішаного шару океану під впливом атмосферинпроцесів використовуємо відому модель Обчислювального центру, отриману в наближенні горизонтальної однорідності [7], яка містить у собі рівняння руху

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(z) + K_h \right) \frac{\partial U}{\partial z},$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} - fU = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(z) + K_h \right) \frac{\partial V}{\partial z}$$
(N)

і дифузії тепла

$$c_{\omega}\rho_{0}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \bigg[c_{\omega}\rho_{0} \big(K_{T}(z) + v_{t} \big) \frac{\partial T}{\partial z} - Q_{R} \bigg]. \tag{(1)}$$

Тут: U, V – горизонтальні складові швидкості дрейфової течії, 7 температура води; K_T – коефіцієнт теплопровідності, $K_T = \alpha_o \lambda$ $K_h = v_t Pr = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{c}, \alpha_o^{-1}, \text{ Pr}$ – турбулентне і молекулярне чисни Прандтля; c_ω – теплоємність морської води, ρ_0 – її густина; Q_R – функців розподілу поглиненої короткохвильової радіації по глибині.

Замикання моделі грунтується на системі енергетичних рівнянь турбулентності, що складається з рівняння для кінетичної енергії турбулентних пульсацій (b)

$$K\left[\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial b}{\partial z}\right) - \varepsilon + \alpha g K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial b}{\partial t} , \qquad (10)$$

швидкості її дисипації (є)

$$1,38\frac{\varepsilon}{b}K\left[\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial \varepsilon}{\partial z}\right) - 1,4\frac{\varepsilon^2}{b} + 1,4\frac{\varepsilon}{b}\alpha gK_T\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial\varepsilon}{\partial t} \quad (11)$$

і співвідношення для коефіцієнта турбулентності

$$K = 0,08 \cdot b^2 / \varepsilon , \qquad (12)$$

де $\alpha g = 0,2$ - параметр плавучості.

Граничні умови на поверхні океану (z = 0) описують дію дотичного напруження вітру

$$\left(K(0) + K_h\right)\frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{\tau_x}{\rho_0}, \qquad \left(K(0) + K_h\right)\frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{\tau_y}{\rho_0}$$
(13)

і припливу тепла

$$c_{\omega}\rho_0 \left(K_T(0) + v_t\right) \frac{\partial T}{\partial z} = 0, 6F_i - F_{j\phi} - H_T - LE_T = Q_T . \tag{14}$$

Потік поглиненої короткохвильової радіації нижче поверхні океану обчислюється за формулою [8]:

$$Q_R(z) = 0, 4F_i \exp(-\beta z), \qquad (15)$$

де F_i - сумарна поглинена короткохвильова радіація: β - коефіцієнт поглинання, що характеризує прозорість морської води.

Складові напруження тертя вітру τ_x , τ_y , потоки явного (H_T) і прихованого (LE_T) тепла розраховуються за допомогою інтегрального аеродинамічного метода, що пов'язує їх з перепадами метеорологічних величин між поверхнею води і деяким стандартним рівнем в атмосфері [9]. Відносно радіаційних потоків припускається, що ефективне довгохвильове випромінювання $F_{e\phi}$ і сумарна поглинена короткохвильова радіація F_i обчислюються з урахуванням даних про бал нижньої та верхньої хмарності, температури приводного шару атмосфери T_A і поверхні води T_0 по методиці, наведеній у роботі [8].

Початкові умови для швидкостей і енергетичних складових *b*, *є* обчислюються за допомогою формул аналітичної моделі [7]. Початковий профіль температури задається з даних спостережень.

При моделюванні були використані наступні крайові умови на z=0 для енергетичних рівнянь турбулентності.

68 *

Варіант А:

$$K\frac{\partial b}{\partial z} = 0, \qquad K\frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = 0,$$
 (16)

$$K\rho \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} = -K_a \rho_a \frac{\partial \vec{U}_a}{\partial z_a}.$$
 (17)

В цьому випадку турбулентність формується лише зсувом середньої швидкості течії, дифузійний механізм генерації турбулентності не враховується. Енергія вітру цілком витрачається на формування течій, потік енергії турбулентності з поверхні всередину океану відсутній.

Варіант Б. Враховується передача частини кількості руху поверхневим хвилям. У межах хвильового шару стрибок імпульсу і потік кількості руху на його нижній межі розраховується по формулі (1). Величина a_{τ} у варіанті Б1 розраховується по формулі (4), а у варианті Б2 по формулі (7).

Поблизу поверхні розділу океан-атмосфера додатковий потік турбулентної енергії з поверхні вглиб океану, породжений обваленням вітрових хвиль при досягненні ними граничної крутості, розраховується згідно [10] з використанням атмосферної динамічної швидкості *u**:

$$K\frac{\partial b}{\partial z} = -4,5 \cdot 10^{-4} u_{\bullet}^{3} .$$
 (18)

Як гранична умова для швидкості дисипації турбулентних вихорів використовується її залежність від параметрів вітрового хвилювання [1]

$$\varepsilon_2 = 100 \ (u_{\phi}^3 / \lambda_B) (h_B / \lambda_B)^3, \tag{19}$$

де T - характерний період хвиль; u_{ϕ} и λ_{B} - фазова швидкість та довжина хвилі, які також виражаються через атмосферну динамічну швидкість u_{\bullet} :

$$T = c_3 \frac{2\pi}{g} u_*, \qquad u_{\phi} = \frac{gT}{2\pi} = c_3 u_*, \qquad \lambda_B = u_{\phi} T = c_3^2 \frac{2\pi}{g} u_*^2, \qquad (20)$$

за величину h_B приймається стандартне узвишшя поверхні (6), $c_3 = 4,5 \cdot 10^{-4}$ - стала, отримана на підставі оцінок у [10].

Апробація вищенаведеної моделі ВПШ здійснювалась за даними спостережень [12] у районі океанської станції "С" в період з 1 червня по 1 серпня 1979 року.

Залежність динамічної структури ВПШ від параметризації хвилювання. Як показав аналіз чисельних експериментів за допомогою бароклинної моделі, витрата частини енергії вітру на генерацію хвиль, як і в барогропній моделі, призводить до зменшення швидкості дрейфових течій по всій глибині розглянутої області. Особливо значущі розбіжності спостерігалися, як і очікувалося, в період штормових вітрів. Розраховані із граничними умовами Б1 та Б2 швидкості течій на поверхні в період штормових вітрів у 34-38 доби виявилися на 20-30 % меншими, ніж за варіантом А. Середнє за два місяці значення дрейфової швидкості на поверхні зменшилося на 8 % від її попередньої величини. Розраховані повторюваності складових і модуля швидкості дрейфової течії засвідчили збільшення числа випадків менших значень швидкості в експерименті "із хвилюванням". Для обох складових дрейфової течії відбулося збільшення ексцесу. Особливо слід зазначити, що ці зміни складових швидкості призвели і до деформації "троянд" течій. Врахування вітрового хвилювання призвело до збільшення течій з південною складовою і зменшення повторюваності течій із заходу. Причому модальні значення різниці напрямків для діапазону 0–12° у першому і другому експериментах склали більш 60 %, а накопичена повторюваність для відхилень більш 45° не перевищувала 5 %.

Эменшення ролі зсувного механізму й одночасне врахування у моделях із граничними умовами Б1 і Б2 дифузійного постачання *b* призвело до зменшення глибини ВПШІ. Середнє за весь період значення глибини перемішаного шару склало 29, 26 і 25 м відповідно за варіантами A, Б1 і Б2. При швидкостях вітру до 19 м/с у 34 добу і 20 м/с у 38 добу глибина перемішаного шару зменшилася на 16-20 м, що склало близько 30 % величини. У середньому за період з 34 по 45 добу глибина перемішаного шару у варіанті Б1 зменшилася на 7 м. Унаслідок малих розходжень у глибинах ВПШІ, розрахованих за варіантами Б1 і Б2, далі наведені результати розрахунків тільки за варіантом Б1 граничних умов. В табл. 1 надані повторюваності глибин перемішаного шару в експериментах A і Б. Бачимо, що включення хвильового шару призводить до зрушення модальних значень глибин ВПШІ у бік менших глибин.

Розрахунок вертикальних профілів осереднених за штормовий період (31-42 доби) кінетичної енергії турбулентності (КЕТ) та коефіцієнта турбулентності показав значне, від 2 до 4 разів, збільшення характеристик турбулентності у верхньому 20-метровому шарі і їхнє зменшення на великих глибинах в експерименті "з хвилюванням".

Н, м	Повторю	ваність, %
	МОДЕЛЬ А	МОДЕЛЬ Б
0-4	0,5	0,5
4-6	1,5	3,1
6-10	9,4	12,9
10-14	10,6	14,3
14-18	11,0	12,0
18-22	9,2	11,5
22-26	8,7	15,2
26-30	11,5	8,8
30-34	13,6	6,1
34-38	7,1	7,0
38-42	4,5	4,2
42-46	5,2	2,7
46-50	5,4	1,4
50-54	1,0	0,3
54-58	0,1	0,0
58-62	0,7	0,0

Таблиця 1 - Повторюваності глибин перемішаного шару

На рис. 1 представлені вертикальні профілі складових рівняння балансу кінетичної енергії турбулентності, що осереднені за штормовий період. Збільшення дисипації і дифузії КЕТ у верхньому 20-метровому шарі (рис.1, в; 1, г) пов'язане з включенням додаткових джерел турбулентної енергії за рахунок руйнування хвиль. Причому ці ефекти виявляються тим більше, чим більша швидкість приводного вітру. У червні місяці на фоні в цілому невисоких швидкостей розходження між профілями цих величин виявилися невеликими. Відповідно в штормових умовах внесок зсуву швидкості дрейфових течій, тобто генерація енергії турбулентності, стає помітно нижчим (рис.1,а). З включенням ефектів хвильового шару відбувається зменшення інтенсивності гасіння турбулентності (рис.1,б). З цього рисунку випливає, що турбулентні потоки тепла з урахуванням хвилювання зменшилися, причому потоки в обох експериментах ростуть у верхньому 20-метровому шарі, а глибше убувають. Оскільки у верхньому шарі коефіцієнт турбулентності явно був вищим у варіанті Б, це означає, що вертикальні градієнти температури, як слід було чекати, зменшилися.

Як бачимо, розподіл температури по глибині впливає на формування турбулентного потоку тепла і відповідно на інші характеристики турбулентності. Тому розглянемо більш докладно результати розрахунку температури води.



а) приплив енергії за рахунок зсуву швидкості, б) робота проти сили плавучості;
 в) дифузія КЕТ; г) дисипація частини КЕТ у теплову енергію
 1 – варіант А; 2 – варіант Б
 Рис. 1 - Вертикальні профілі складових рівняння балансу КЕТ

Залежність термічної структури ВПШ від параметризації хвилювання. Перш ніж розпочати аналіз отриманих результатів, відзначимо, що нами був використаний нелінійний варіант розрахунку поверхневої температури води. Як відомо, при моделюванні структури ВПШ океану використовують лінійні граничні умови (14) при заданні теплових і динамічних потоків на межі розділу вода-повітря. Це означає, що всі потоки обчислюються заздалегідь за відомими значеннями метеорологічних величин, у тому числі і температури на поверхні океану. Нелінійний варіант припускає, що температура поверхні океану не є відомою величиною, а знаходиться в процесі розрахунку і використовується при визначенні відповідних приповерхневих потоків на кожному часовому кроці.

Виконані нами експерименти із заданням приповерхневих потоків і тими, що обчислюються в процесі розрахунків, показали, що розбіжності в обчислених характеристиках були невеликі, але помітні. Тому ми надалі використовували нелінійний варіант із заданням впливу мінливості основних метеорологічних величин на рівні 10 м.

На рис.2,а наведені розраховані температури на поверхні океану в трьох експериментах: варіанти А, Б1 і Б2. Виміряні температури у поверхневому шарі мають явну тенденцію росту з декількома інтенсивними "сплесками" між 5 і 10, 18-22, 28-33, 50-57 добами. Практично усі з них, крім одного, між 34 і 37 добою, відтворені в проведених експериментах. Відмінності стосуються в основному амплітуди та швидкості їхнього розвитку. Це дає підставу стверджувати, що навіть одновимірний варіант моделі може бути використаний для цілком задовільного відтворення часового ходу поверхневої температури. При цьому використання моделі Б1 (із хвилюванням) показало поліпшення згоди з даними вимірів.

Іншою основою порівняння розрахованих і фактичних температур є їхні розподіли по глибині. Так, у [7] використовувалося проінтегроване по глибині рівняння припливу тепла:

$$H_{Q}(t) = c_{w} \rho_{o} \int_{0}^{t} \int_{0}^{H} \frac{\partial T}{\partial t} \partial z \partial t .$$
(21)

Ліва частина цього виразу являє собою інтеграл по глибині від турбулентного потоку тепла. Він, у силу зневаги потоком тепла з нижньої границі ВПШІ вглиб океану, дорівнюватиме т.зв. зовнішньому тепловому балансу. Цей результуючий потік тепла в океан (чи з океану - у залежності від співвідношення між прибутковою і видатковою частинами) названий у [7] теплозапасом. Права частина надає уяву про зміни тепломісткості ВПШІ. Власне кажучи, в деякий довільний момент часу дане рівняння визначає точність розрахунків у рівнянні припливу тепла.

Зроблені нами оцінки точності виконання рівняння (21) у верхньому 30-метровому шарі показали цілком прийнятну точність обчислень. Можливе збільшення похибки (біля 10 %) можна, очевидно, пояснити зневагою потоку тепла всередину океану на нижній межі зазначеного шару.

З іншого боку, дане рівняння дає оцінку придатності одновимірної моделі до розрахунків структури ВПШ океану.







Рис 2 - Зміни термічних характеристик ВПШ

69 - 5-1236

545

Зіставлення теплозапасу і змін тепломісткості за личних спостережень показує періоди, коли локальні припливи тепла в загальник балансі виявляються явно недостатніми, щоб забезпечити чини тепломісткості, що спостерігаються [7].

Інше застосування рівняння (21) полягає в тому, щоб опінши розходження в тепломісткості та його зміни, які були отримані у моло С за даними спостережень (рис.2,б), наприклад, у 30-метровому пар рис.2,6 видно, що розбіжності між розрахованими і спостереженно тепломісткостями мають більш істотні відмінності, ніж це виплинали і даних рис.2,а. Загальною властивістю, очевидно, можна вилист тенденцію росту тепломісткості за весь період проведення експерименту зменшення швидкості зміни тепломісткості приблизно після 35 до 48 лі У період з 12 по 30 добу дані вимірів указують на завищення розраховшина значень, а в останию декаду - занижения. При цьому в перший місящ розходження між експериментами без врахування хвилювання і з фот врахуванням виявилися незначними, але після штормів стали досити помітними. Крива зміни тепломісткості з урахуванням хвилювання перевищує відповідні зміни в експерименті без хвилювання на 15-20 🐜 Однак характер зміни тепломісткості після 35 доби інтегрування в общ експериментах зберігся - змінився тільки рівень, відносно якого відбувалися коливання тепломісткості. У кількісному відношенні розходження між розрахованими значеннями тепломісткості за варіантом Б1 і даними спостережень виявилися нижчими, ніж між експериментом т варіантом граничних умов Б2 і вимірами.

Нами були також проаналізовані просторово-часові зміни різниці розрахованих за варіантами A, Б1 та виміряних температур води у верхньому 75-метровому шарі в районі океанської станції C (не показаних тут). За варіантом A з 10 по 30 добу практично у всій товщі діяльного шару, окрім тонкого приповерхневого шару, а також з 40 по 50 добу нижче 30 м отримано завищення розрахованих температур. В інші періоди та по глибинах має місце заниження температур. В рахування хвилювання призвело до підвищення температур у верхньому 30-метровому шарі, однак вони все одно залишилися нижчими за даних вимірювань. Незважаючи на непоганий кількісний збіг змін тепломісткості у верхньому 30-метровому шарі (рис.2), нижче цієї глибини й у цілому по 75-метровому шарі розраховані за варіантом Б температури, особливо в період штормів, виявилися нижчими, ніж за даними спостережень.

Як відомо, район океанської станції С примикає до північної периферії полярного гідрологічного фронту і Північно-Атлантичної течії. І хоча розташування корабля погоди було обмежено визначеними координатами, він, знаходячись у дрейфі, міг досягати фронтальної зони чи опинятися в ній. Варто також помітити, що із зоною фронту можуть бути пов'язані системи внутрішніх гравітаційних хвиль, які можуть пливати на перерозподіл гідрофізичних величин по глибині. Отже, кожливими причинами розбіжностей між розрахованими температурами в прерхневому шарі води та виміряними можуть бути присутність Перологічного фронту, зміни температури, пов'язані з адвекцією, і дрейф кудна від центральної точки.

Висновки. Врахування вітрового хвилювання в гідродинамічній плновимірній бароклинній моделі ВПШ призвело до наступних визультатів:

а) зменшення швидкості дрейфових течій на поверхні на 20-30 %;

б) зменшення глибини верхнього перемішаного шару;

в) меншого надходження тепла вглиб океану, яке стримувалося інтевсивним турбулентним перемішуванням у верхньому шарі океану.

Часові зміни поверхневої температури води та тепломісткості перхнього 30-метрового шару, змодельовані з параметричним урахуванням хвилювання, виявилися ближчими до реальних, ніж розраховані по зсувній моделі. Тому при моделюванні термічної структури ВПІШ слід враховувати ефекти, пов'язані з обваленням вітрових хвиль.

Література

1. Калацкий В.И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 215 с.

2. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – Одесса, 2002. – 394 с.

3. Stewart R.B. The wave drag of wind over water // J. Fluid Mech. - 1961. - 10, p. 2.

4. Korvin-Kroukovsky B.V. Balance of energies in the development of sea waves; semi-empirical evaluation // Dt. Hydrogr. Zs. - 1965. -18, H. 4.

5. Miles J.W. A note on the interaction between surface waves and wind profiles // J. Fluid Mech. -1965. -22, No.4.

6. Океанология Физика океана. Гидрофизика океана // Ред А. С. Монина. - М.: Наука, 1978. - Т. 1. - 450 с.

7. Дмитриев Н.В. Математическое моделирование вертикального турбулентного обмена в верхнем слое океана. - Новосибирск, ВЦСОРАН. - 1993. – 154 с.

8. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. К.: Наукова думка, 1983. - 284 с.

9. Казаков А.Л., Лыкосов В.Н. О параметризации -взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов // Труды ЗапСибНИИ. - 1982. - Вып.55. - С.3-20.

10. 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.

69 *

11. Бенилов А Ю. О генерации турбулентности в океане поверхност ными волнами // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1973. – 1.9 - № 3. – С. 293-303.

12. Казаков А.Л., Лихачев С.М. Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана. - В со "Математические модели в исследовании динамики океана" Новосибирск, ВЦ СОАН СССР. - 1988. -С.82-95.

SUMMARY

O. L. Kazakov, O. I. Sakhnenko

MODELING OF BOUNDARY LAYER OF THE OCEAN WITH WAVE PARAMETRIATION

In the article the influence of parameterization of wave layer on the dynamic and thermal structures of active layer of ocean.

Поступила 2.03.2005