

О. Л. Казаков, к.ф.-м.н, О. В. Іванова, О.І. Сахненко
Одеський державний екологічний університет

МОДЕЛЬ ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНИХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ ТА ОКЕАНУ

За допомогою одновимірної моделі взаємодіючих граничних шарів атмосфери (ГША) та океану відтворені просторово-часові зміни основних метеорологічних та гідрологічних величин, а також коефіцієнта турбулентності на протязі року. Наводиться якісний та кількісний аналіз результатів розрахунку в порівнянні з фактичними даними, який включає в себе візуальний аналіз просторово-часових розрізів та аналіз отриманих статистичних характеристик узгодження фактичних та розрахованих даних. За результатами тривалого періоду інтегрування побудовані річні розподіли температур повітря та води, швидкості вітру, коефіцієнта турбулентності, глибини турбулентного шару океану, хвилювання та складових рівняння теплового балансу.

Ключові слова: *граничний шар атмосфери та океану, статистичні характеристики, математична одновимірна модель, складові рівняння теплового балансу, фактичний матеріал, річний хід, хвилювання.*

Вступ. Взаємодія між атмосферою та океаном є дуже складним процесом, оскільки зумовлюється сумарною дією з оберненими зв'язками багатьох чинників як зі сторони прилеглого шару повітря, так і зі сторони приповерхневого шару води. Особлива складність при дослідженні процесів взаємодії торкається точності описання складових теплового балансу: потоків сумарної радіації, довгохвильового випромінювання, турбулентних потоків тепла, імпульсу та вологості. Визначення кожного з останніх пов'язане з труднощами. Успішність параметризації потоків сонячної та довгохвильової радіації залежатиме як від точності спрогнозованого балу хмарності, так і від точності виявлення хмарних шарів. Останнє, в свою чергу, впливає на термодинамічний режим шару повітря, через який проходять потоки, та відбивається на значеннях турбулентних потоків імпульсу, тепла та вологості. Тобто, самим головним у справі описання процесів взаємодії є досягнення високої точності параметризації радіаційних процесів, яка є запорукою успішного прогнозу метеорологічних та гідрологічних величин взаємодіючих шарів атмосфери та океану.

Розглянутий нами варіант моделі взаємодіючих граничних шарів океану та атмосфери є проміжковим. Перед нами стояла задача поєднати відомі диференційні моделі граничних шарів з високим рівнем замикання для виявлення їх можливості у відтворенні термодинамічних структур атмосфери та океану. У більшості випадків при моделюванні використовують окремо атмосферні та океанські моделі. Моделей взаємодіючих граничних шарів не так багато. Крім того, зазвичай моделювання проводилося на протязі короткого проміжку часу, тому загальної фізичної картини взаємодіючих граничних шарів за сезонами року отримати було неможливо.

Матеріали та методи дослідження. Усі результати розрахунків порівнювалися з відповідними даними спостережень. Як фактичні дані був застосований спеціалізований архів [1], який включав в себе щогодинні метеорологічні спостереження, гідрологічні спостереження за температурою води та результати аерологічного радіозондування, які проводились в період першого глобального експерименту на океанській станції «С» (грудень 1978 року – листопад 1979 року) з координатами $52,5^{\circ}$ пн.ш., $35,5^{\circ}$ зх.д.

Основною метою даної роботи стала оцінка якості відтворення одновимірною моделлю взаємодії граничних шарів океану та атмосфери при наборі відомих параметризаційних схем процесів підсіткового масштабу термодинамічних структур взаємодіючих граничних шарів за сезонами.

В основі математичної постановки задачі лежать одновимірні моделі граничних шарів атмосфери з неадіабатичними припливами тепла [2, 3] та океану з врахуванням хвилювання [4]. Область розв'язання задачі першої розбивається на два підшари: сталих потоків, товщиною h , порядку декількох десятків метрів (далі шар « $0 < z \leq h$ »), який параметризується за допомогою теорії Моніна-Обухова, і перемішаний, обмежений висотою $H=2$ км (далі «шар $z > h$ »). Для останнього система диференціальних рівнянь має вигляд:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + f(v - v_g), \quad \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} - f(u - u_g), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + A = \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_\theta \right) + \varepsilon_\tau + \varepsilon_f, \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} - \varepsilon_q, \quad (2)$$

де u, v, u_g, v_g - горизонтальні складові швидкості вітру; t, z - час та висота; k - коефіцієнт турбулентності; f - параметр Коріоліса; θ - потенціальна температура; γ_θ - протиградієнт; q - масова частка водяної пари; ε_τ та $\varepsilon_f, \varepsilon_q$ - приплив тепла за рахунок радіаційних процесів та припливи тепла та вологості за рахунок фазових переходів води в атмосфері відповідно; $A = u_i \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_i + v_i \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_i$ - горизонтальна

адвекція температури. Тут горизонтальні градієнти температури параметризувалися за допомогою співвідношень для термічного вітру, причому останні в шарі 2-1 км постійні, а нижче лінійно убувають до нуля. Згідно з вертикальним розподілом горизонтальних градієнтів температури формувався вертикальний профіль геострофічної швидкості.

Замикаючими рівняннями є рівняння для балансу кінетичної енергії (КЕТ) турбулентності b та шляху змішування по Блекадару l , а також співвідношення Колмагорова для коефіцієнта турбулентності та дисипації ε :

$$\frac{\partial b}{\partial t} = k \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \lambda k \alpha_T \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_\theta \right) - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z}, \quad (3)$$

$$l = \frac{\alpha z}{1 + \alpha z / l_\infty}, \quad k = lb^{1/2}, \quad \varepsilon = \frac{Cb^{3/2}}{l}, \quad (4)$$

де λ - параметр плавучості; $\alpha_T = \frac{k_T}{k}$; k_T - коефіцієнт турбулентності для температури; θ_v - потенціальна віртуальна температура; α - постійна Кармана; l_∞ - асимптотичне значення l на великому віддаленні від поверхні Землі; C - стала.

Область розв'язання моделі верхнього шару океану простягається від поверхні океану до глибини 200 м. Термодинамічні процеси, які там відбуваються, описуються такими рівняннями:

$$\frac{\partial u_w}{\partial t_w} - f v_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w}, \quad \frac{\partial v_w}{\partial t_w} + f u_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w}, \quad (5)$$

$$c_w \rho_w \frac{\partial T_w}{\partial t_w} = c_w \rho_w \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} - \frac{\partial Q_R}{\partial z_w}, \quad (6)$$

де t_w, z_w - час та глибина; u_w, v_w - горизонтальні складові течії; k_w, k_v - коефіцієнт турбулентності у воді та коефіцієнт молекулярної в'язкості води; c_w -

питома теплоємність води; ρ_0, ρ_w - густина приводного шару повітря та води відповідно; T_w - температура води; $Q_R = 0,4Fi_0 \exp(-\beta_Q z_w)$ - потік поглиненої короткохвильової радіації нижче поверхні океану; Fi_0 - приповерхневий потік короткохвильової сонячної радіації; $\beta_Q = 0,75 \text{ м}^{-1}$, який визначає кількість тепла, поглиненого водою.

Замикаючими рівняннями є рівняння балансу КЕТ b_w та дисипації її в тепло ε_w , а також співвідношення Колмагорова для коефіцієнта турбулентності:

$$\frac{\partial b_w}{\partial t_w} = k_w \left[\left(\frac{\partial u_w}{\partial z_w} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_w}{\partial z_w} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z_w} k_w \frac{\partial b_w}{\partial z_w} - \varepsilon_w + g \alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varepsilon_w}{\partial t_w} = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon_w}{b_w} k_w \left[\left(\frac{\partial u_w}{\partial z_w} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_w}{\partial z_w} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z_w} k_w \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon_w^2}{b_w} + c_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon_w}{b_w} g \alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w}, \quad (8)$$

$$k_w = c_\mu \frac{b_w^2}{\varepsilon_w}, \quad (9)$$

де g - прискорення вільного падіння; α - коефіцієнт термічного розширення води; $c_{1\varepsilon}, c_{2\varepsilon}, c_{3\varepsilon}, c_\mu, \sigma_\varepsilon$ дорівнюють відповідно 1,38, 1,40, 1,40, 1,0, 0,08.

Граничні умови встановлюються на чотирьох рівнях:

- на рівні 2000 м в атмосфері, де припускається відомим часовий хід складових швидкості вітру, температури і масової частки водяної пари

$$u = u_H(t), \quad v = v_H(t), \quad \theta = \theta_H(t), \quad q = q_H(t), \quad b = 0; \quad (10)$$

- на верхній межі сталих потоків ($h=50$ м) встановлюється умова безперервності метеорологічних величин та їх похідних

$$k_h \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \Big|_{z=h-0} = k_h \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \Big|_{z=h+0}, \quad \bar{\phi} \Big|_{z=h-0} = \bar{\phi} \Big|_{z=h+0}, \quad b_h = (\alpha_b k_h / l_h)^2, \quad (11)$$

де $\phi = \{u, v, \theta, q\}$; $\alpha_b = 0,73$;

- на $z = z_0$ описується дія дотичної напруги $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$ та потоку тепла Q_T

$$(k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_x}{\rho_0}, \quad (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_y}{\rho_0}, \quad (k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} = -Q_T; \quad (12)$$

а також встановлюється незмінність b_w та ε_w по вертикалі

$$(k_w + k_v) \frac{\partial b_w}{\partial z_w} = 0, \quad (k_w + k_v) \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} = 0; \quad (13)$$

- на глибині 200 м: $u_w = 0, v_w = 0, T_w = T_w(H_w = 200 \text{ м}), b_w = 0, \varepsilon_w = 0$.

Потік тепла на поверхні океану Q_T визначається наступним чином

$$Q_T = 0,6Fi_0 + F_{ef} + H_0 + LE_0, \quad (14)$$

де F_{ef} - потік довгохвильового ефективного випромінювання; H_0, LE_0 - турбулентні потоки явного та прихованого тепла.

Слід зазначити, що потоки довгохвильової та короткохвильової радіації на рівні 2000 м одержувалися за допомогою методів, про які йтиметься нижче, застосовуючи фактичні профілі метеорологічних величин та інформацію про фактичну наявність хмар в середньому та верхньому ярусах.

В початковий момент часу ($t = 0$), в атмосфері вважатимемо заданими вертикальні профілі всіх прогностичних змінних

$$u = u^0(z), \quad v = v^0(z), \quad \theta = \theta^0(z), \quad q = q^0(z), \quad b = b^0(z).$$

Оскільки у вимірюваннях відсутні дані для $b^0(z)$, то для отримання його вертикального розподілу ми використовуємо стаціонарний варіант моделі з граничними умовами, фіксованими на момент часу $t = 0$.

Початкові профілі усіх гідрологічних величин, окрім температури води, та відповідних параметрів турбулентності у верхньому перемішаному шарі розраховувалися за допомогою аналітичної моделі [5], використовуючи відомі значення напруги тертя вітру, сумарного потоку тепла на поверхні океану та параметра Коріоліса. В аналітичній моделі робляться припущення про горизонтальну однорідність, стаціонарність рівнянь руху та стійкість температурної стратифікації. Профіль температури води задавався за фактичними даними.

В атмосферній моделі здійснювалися параметризації фазових перетворень води в атмосфері [6] та додаткових припливів тепла за рахунок бризкових хмар [7].

Радаційні потоки у всій товщі тропосфери розраховувалися за допомогою методу [8] з врахування хмарних шарів, які ідентифікувалися згідно з критичним значенням відносної вологості, яке для кожного місяця року було різне. Останнє виявлялося в результаті аналізу фактичного матеріалу за відсною вологістю в ГША. Приводні радіаційні потоки короткохвильової радіації параметризувалися за допомогою методу [9], але з урахуванням розрахованого балу хмарності за допомогою поправки $f(N_0, N_L) = 1 - 0.08 * N_L - 0.05(N_0 - N_L)$, де N_0 та N_L - загальних бал хмарності та бал хмарності нижнього ярусів. Останні одержувалися, застосовуючи параметризацію Смагоринського [10].

Приводні радіаційні потоки довгохвильової радіації та радіаційні потоки у всій товщі тропосфери відтворювалися за допомогою метода Фейгельсон [11] з урахуванням хмарних шарів, виявлених таким же чином, що й при параметризації потоків сонячної радіації.

Результати дослідження та їх аналіз. Загальний час моделювання склав 8760 годин, тобто цілий рік. На зимові місяці припадає проміжок часу від 12 до 2160 годин, на весняні місяці – від 2172 до 4368 годин, на літні – від 4380 до 6576 годин та на осінні – від 6588 до 8760 годин. В результаті моделювання були отримані часові зміни температури повітря, характеристик вітру та відносної вологи на різних висотах та температури води і швидкості течії на різних глибинах за сезонами року.

Оскільки від якості відтворення температури поверхні океану залежатиме ступінь узгодження температури у граничних шарах атмосфери та океану, наведемо просторово-часові розрізи фактичної та розрахованої температури повітря та води.

Загалом візуальний аналіз наведених розрізів дав змогу зробити декілька висновків. По-перше, атмосферна модель відтворює майже всі періоди потепління/похолодання на всіх висотах та на протязі цілого року, які спостерігалися й за фактом (рис. 1 а, б). Крива часового ходу нульової ізотерми в фактичному та розрахованому розрізі має подібну форму та амплітуду. По-друге, фактично наявний осередок тепла (рис. 1 в), який припадає на літній період, спостерігається й на розрахованому просторово-часовому полі температури води (рис. 1 г). По-третє, за розрахунками в нижній частині граничного шару океану відмічається однорідність поля температури води, яка відсутня за фактичними даними (рис. 1 в), що пов'язане з неврахуванням конвективних процесів та гравітаційних хвиль в океанському блоці.

Висота, м

(а)

Висота, м

(б)

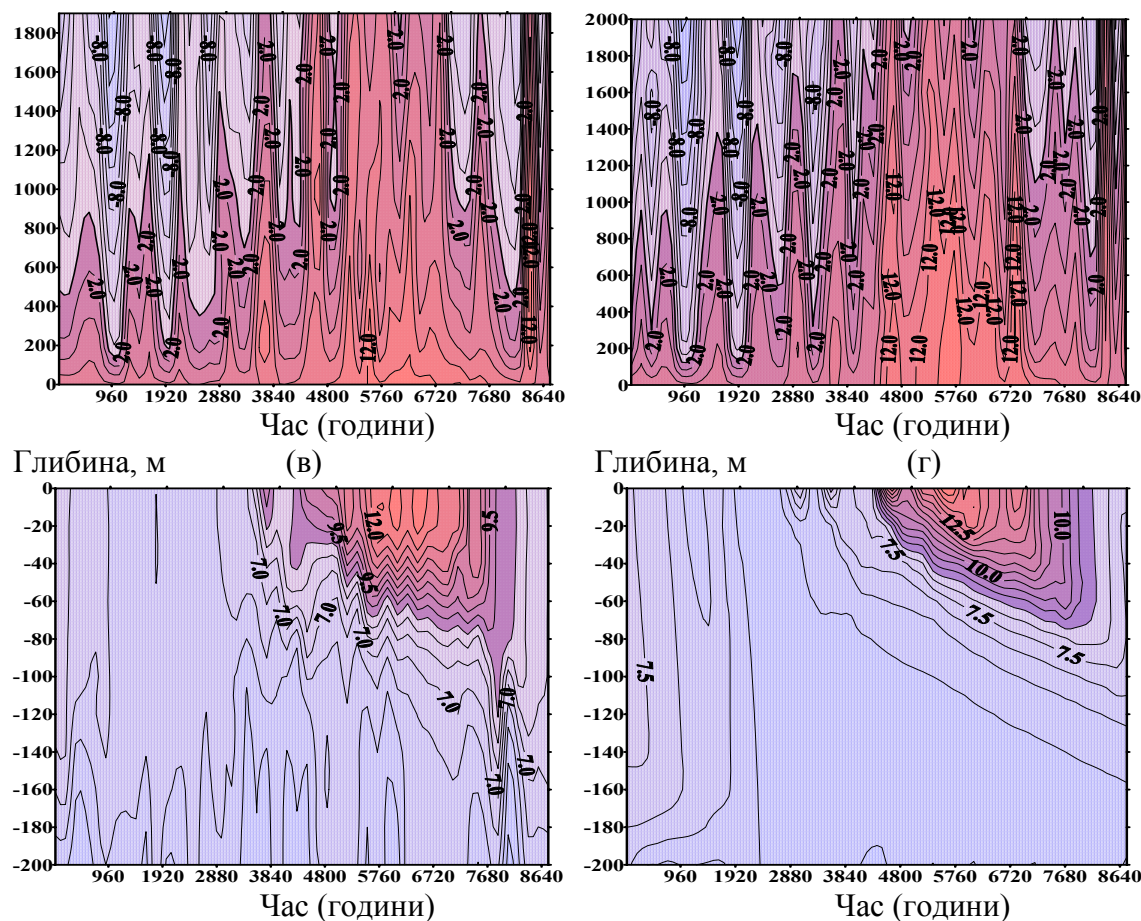


Рис. 1 - Просторово-часовий розподіл фактичних (зліва) та розрахованих (справа) температур повітря (а, б) та води (в, г).

Крім того, океанська станція «С» роташована поблизу гідрологічного фронту, де можливі коливання різного походження. По-четверте, розрахована поверхнева температура в деякі періоди в теплий сезон року дещо завищена, що звичайно вплинуло на вертикальні розподіли температур повітря та води у взаємодіючих граничних шарах.

Для одержання кількісної оцінки узгодження фактичних та розрахованих даних був розрахований коефіцієнт кореляції для температури повітря та швидкості вітру (табл. 1) і для температури води (табл. 2).

Таблиця 1 - Коефіцієнти кореляції між часовими розподілами фактичних та розрахованих температури повітря r_T та швидкості вітру r_U на різних рівнях, в різні пори року та за рік

Пора року	r_T				r_U			
	200 м	500 м	1000 м	1500 м	200 м	500 м	1000 м	1500 м
Зима	0,76	0,75	0,76	0,82	0,59	0,68	0,82	0,86
Весна	0,67	0,67	0,73	0,87	0,63	0,71	0,84	0,92
Літо	0,43	0,41	0,60	0,74	0,57	0,71	0,85	0,86
Осінь	0,76	0,74	0,81	0,88	0,54	0,66	0,79	0,89
Весь рік	0,83	0,80	0,84	0,91	0,61	0,70	0,82	0,89

Згідно з наведеною табл. 1 коефіцієнти кореляції для температури повітря показують краще узгодження між фактичними та розрахованими даними з висотою. За сезонами року найгірше відтворювалася температура повітря весною та влітку, особливо в нижній частині ГША, що зумовлено, напевне, похибками при ідентифікації хмарних шарів. За додатковими детальними дослідженнями основним хмароутворюючим шаром над океанською станцією «С» є нижня частина граничного шару. Оскільки фактичне поле хмарності характеризується великою неоднорідністю як за горизонтальними, так і за вертикальними масштабами, тому досягти високого ступеня виправдовуваності при ідентифікації хмарності дуже важко при застосуванні простих методів виявлення хмарних шарів, особливо в літній період, коли інтенсивність потоків сонячної радіації значна.

Коефіцієнти кореляції для швидкості вітру теж свідчать про краще узгодження фактичних та розрахованих величин з висотою, але за сезонами картина обернена. Найвищі коефіцієнти кореляції спостерігаються у весняно-літній період. Це перш за все зумовлене відповідним заданням профілю геострофічної швидкості у бароклінній атмосфері: геострофічна швидкість в шарі 1-2 км лінійно змінюється, а нижче експоненційно прямує до якогось сталого значення. У більшості випадків в шарі 1-2 км швидкість вітру за фактичними даними збільшувалася з висотою, що звичайно визначило поведінку заданого профілю геострофічної швидкості, яка зменшувалася зі зменшенням висоти в залежності від фактичного перепаду швидкості у вищезазначеному шарі. Тобто, чим більший був перепад, тим на більшу величину зменшувалася геострофічна швидкість від верхньої межі розрахункової області до поверхні океану. Взимку та восени над океанською станцією превалює циклонічна діяльність, пов'язана зі значними зсувами вітру, тому звичайно в холодний період року модель значно занижує значення геострофічної швидкості в середній та нижній частинах ГША.

Таблиця 2 - Коефіцієнти кореляції між часовими розподілами фактичних та розрахованих температури води r_{T_w} на різних глибинах, в різні пори року та за рік у цілому

Пора року	r_{T_w}					
	0 м	10 м	20 м	30 м	50 м	100 м
Зима	0,71	0,70	0,70	0,71	0,74	0,84
Весна	0,83	0,89	0,94	0,95	0,84	0,04
Літо	0,65	0,88	0,94	0,92	0,77	0,50
Осінь	0,95	0,97	0,97	0,97	0,82	0,42
Весь рік	0,93	0,96	0,97	0,96	0,85	0,62

На поверхні океану найвищий коефіцієнт кореляції спостерігається восени, а найменший – влітку. Останнє зумовлене похибками у відтворенні потоків сонячної радіації. З глибиною він у всі сезони року дещо зростає до глибини 20 м, але нижче поступово зменшується. Весною на глибині 100 м кореляція зовсім відсутня. Така поведінка коефіцієнта кореляції з глибиною пов'язана з дією турбулентних процесів в моделі. Як показують просторово-часові розподіли коефіцієнта турбулентності, інтенсивність турбулентних процесів висока у осінньо-зимовий період як в океані (рис. 2 б), так і в атмосфері (рис. 2 а). В першому випадку шари з високою турбулізованістю розповсюджуються до глибин 150-200 м. В весняно-літній період турбулентність або дуже слабка, або відсутня. Турбулентні процеси відбуваються в порівняно тонкому шарі

води (від поверхні океану до глибини 20-50 м). Завдяки відсутності турбулентного перемішування, особливо в літній період, розрахований часовий хід гідрологічних величин характеризується плавними та порівняно з зимовим періодом невеликими змінами останніх на протязі часу. Таким чином, весною та влітку на найнижчих рівнях розрахункової області в океані, коефіцієнт кореляції найнижчий, а взимку, коли, як зазначалося, турбулентна область займає майже всю товщу граничного шару океану, коефіцієнт кореляції свідчить про високе узгодження з фактичними даними. В атмосфері коефіцієнт турбулентності виявляється максимальним у більшості випадків в

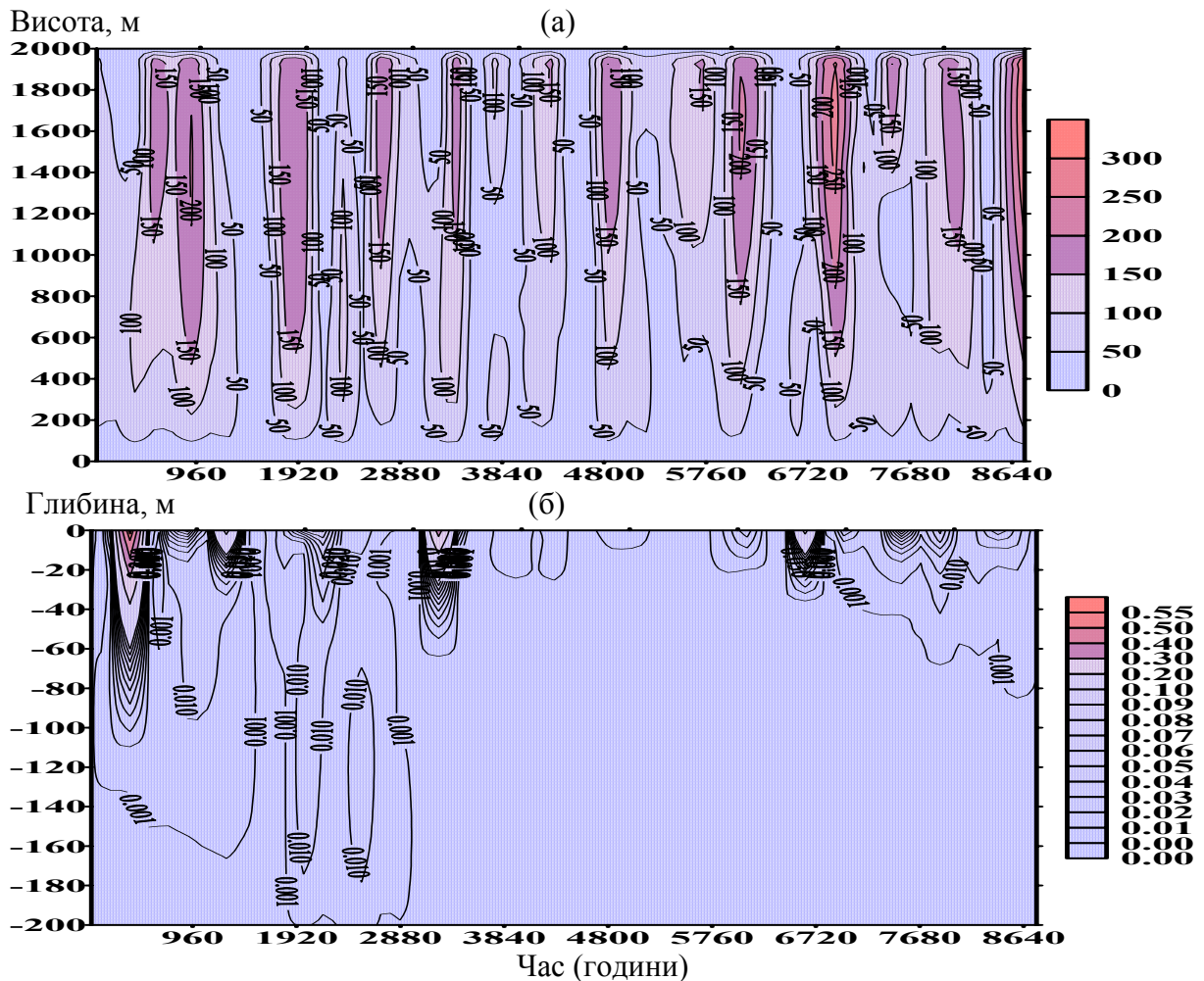


Рис. 2 – Просторово-часовий розріз коефіцієнта турбулентності (m^2/c) в граничних шарах атмосфери (а) та океану (б).

шарі від 500 до 1800 м, що зумовлюється, по-перше, врахуванням адвективних змін температури, які найбільш значні саме на верхніх рівнях ГША та, по-друге, формою профілю шляху змішування по Блекадару, який росте з висотою згідно з формулою (4). Існують періоди, коли спостерігається два максимуми коефіцієнта турбулентності ($t \approx 3840$ год), про наявність яких було відомо при більш ранніх дослідженнях турбулентності в бароклінній атмосфері [12]. Максимальне значення сягає величини $300 \text{ m}^2/\text{c}$, що є для даної постановки задачі, в якій враховується протиградієнтне перенесення, характерною особливістю [13].

Щоб визначити причини існуючих похибок в результатах проведеного експерименту, розраховувалися криві річного ходу складових теплового балансу на поверхнін океану та динамічної швидкості (рис. 3). Оскільки прямі спостереження за

турбулентністю в період Першого глобального експерименту не проводилися, то для оцінок фактичної картини приповерхневої турбулентності застосовувався bulk-метод [14]. Вхідною інформацією була або фактична, або розрахована інформація. Надалі під фактичними приповерхневими турбулентними потоками будемо розуміти потоки, отримані саме з застосуванням фактичного матеріалу на основі bulk-методу, а розраховані потоки відповідно – з застосуванням розрахованих вхідних даних. Динамічна швидкість (рис. 3 а) на протязі всього року за розрахунками виявилася заниженою майже в три рази взимку. Причини такого заниження були вже описані вище при розгляданні статистичних характеристик узгодження розрахованої та фактичної швидкості вітру на різних висотах. Річний хід

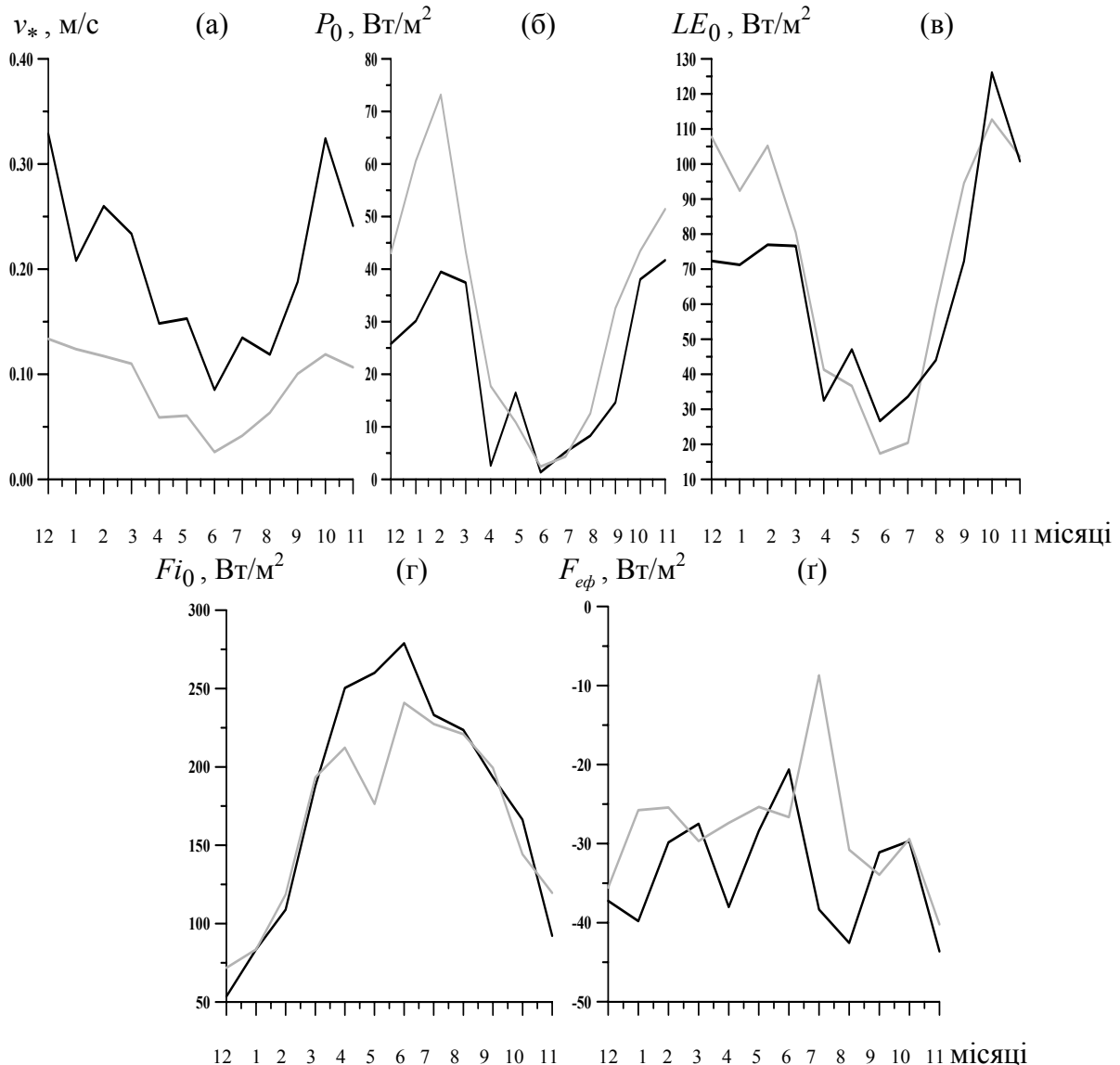


Рис. 3 – Річний хід динамічної швидкості v_* , м/с (а), приводних турбулентних потоків тепла P_0 , Вт/м² (б), вологості LE_0 , Вт/м² (в), радіаційних потоків короткохвильової Fi_0 , Вт/м² (г) та довгохвильової F_{ef} , Вт/м² (д) радіації.

турбулентних потоків тепла та вологості (рис. 3 б та в) свідчить про завищення в осінньо-зимовий період року перших, та взимку – других. Таке завищення зумовлюється значними по інтенсивності турбулентними процесами в даний період,

коли над океанською поверхнею встановлюється нестійка стратифікація та значні зсуви вітру. За рахунок інтенсивного турбулентного перемішування тепло від поверхні океану переноситься в верхні шари повітря, зумовлюючи охолодження нижньої частини ГША. Оскільки, поверхня океану за рахунок своєї великої теплоємності неспроможна так швидко охолоджуватися, як повітря, то це призводить до посилення температурної нестійкості в приводному шарі і, як результат, до збільшення турбулентних потоків. В решту сезонів року спостерігається добре узгодження фактичних та розрахованих турбулентних потоків тепла та вологості.

Річний хід розрахованих короткохвильових потоків сонячної радіації (рис. 3 г) показує добре узгодження з даними вимірювань, особливо з грудня до березня та з липня до листопада. В період з квітня до червня відмічається заниження потоків сонячної радіації. Найбільша розбіжність спостерігається в травні та складає величину біля 75 Вт/м^2 . Річна поведінка довгохвильових потоків ефективного випромінювання за розрахунками має мало спільного з тим, що спостерігалось за фактом. Слід зазначити, що фактична крива річного ходу даної величин має складну форму з трьома максимумами та з чотирма мінімумами, що пов'язане з нестационарністю та горизонтальною неоднорідністю поля хмарності. Не дивлячись на низьку відповідність форм кривих річного ходу ефективного довгохвильового випромінювання, середні значення останньої за фактичними матеріалами та розрахунками мають абсолютну похибку, яка варіює в межах від 0 (жовтень) до 30 Вт/м^2 (липень). В центральний місяць літнього сезону велика розбіжність між фактичним та розрахованим значеннями ефективного довгохвильового випромінювання головним чином залежить від похибок у визначенні нижньої границі хмар. Чим нижче розташована остання, тим більший потік довгохвильового випромінювання надходить від атмосфери до поверхні океану і тим менше буде за абсолютним значенням ефективного випромінювання на рівні 0 м. За додатковими дослідженнями та аналізом ідентифікації хмарних шарів за критичним значенням відносної вологості модель у більшості випадків, якщо ідентифікувала хмарний шар в нижній частині ГША, то ідентифікувала його починаючи з рівня 50 м. За фактичними даними в цей місяць хоча й в більшості випадків й спостерігаються низькі хмари, але їх нижня границя не завжди дорівнювала 50 м.

Наведемо річні розподіли основних метеорологічних та гідрологічних величин, порівнюючи їх, якщо це можливо, з відповідними фактичними даними, а також коефіцієнта турбулентності k на різних рівнях в атмосфері та глибинах в океані (рис. 4-6). На рівні 1500 м (рис. 4 а) спостерігається високе узгодження розрахованої та фактичної температур повітря. Найбільша абсолютна похибка спостерігається в зимовий період та складає величину $1 \text{ }^\circ\text{C}$. На рівні 200 м (рис. 4 б) заниження відбувається взимку на $1-2 \text{ }^\circ\text{C}$ та в квітні і травні на $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Як зазначалося вище, це відбувається за рахунок інтенсивного турбулентного перемішування, сприяючи вихолодженню нижньої частини ГША. В літні місяці розрахована температура повітря виявилася завищеною, навіть в червні, не дивлячись на те, що потоки сонячної радіації в даний місяць були заниженими (рис. 3 г). В решту літніх місяців завищення температури здебільшого зумовлене завищенням нисхідного потоку довгохвильової радіації від атмосфери (рис. 3 г). В річному ході температури поверхні океану (рис. 4 в), яка є найважливішою характеристикою для контролю якості роботи моделі взаємодії, простежується чітка відповідність розрахованого та фактичного річного ходу температури, окрім літнього періоду, коли остання завищується моделлю на $1-2 \text{ }^\circ\text{C}$. На глибині 10 м розбіжність між фактичними та розрахованими даними складаються величину меншу $1 \text{ }^\circ\text{C}$ з завищенням в літній сезон року та з заниженням – в зимово-весняний. На глибині 30 м (рис. 4 г) заниження, хоча й незначне, спостерігається у весь весняно-літній період. Останнє пов'язане зі зменшенням турбулентного перемішування між верхніми та нижніми шарами

граничного шару океану. На найнижчому рівні (рис. 4 д) вплив малої інтенсивності турбулентних процесів виявляється значним: крива річного ходу розрахованої температури води має максимум не в жовтні, як це є за фактом, а в листопаді. Зниження відбувається у всі сезони року, окрім зими, коли, як зазначалося вище, процеси турбулентного перемішування найінтенсивніші.

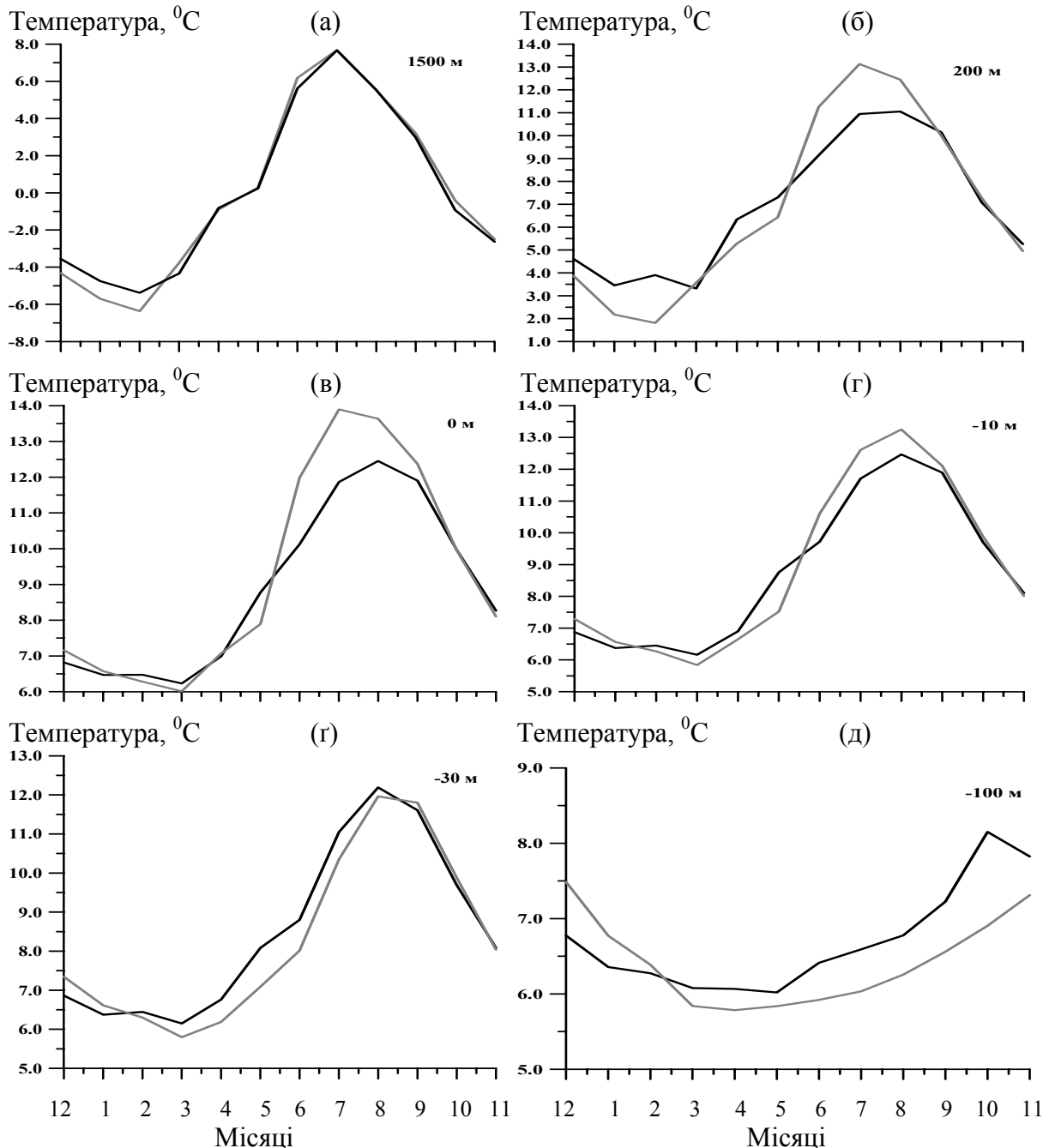


Рис. 4 – Річний хід розрахованої (сіра крива) та фактичної (чорна крива) температури повітря та води на рівнях 1500 м (а), 200 м (б), 0 м (в) та на глибинах 10 м (г), 30 м (г) та 100 м (д).

Швидкість вітру у верхній частині ГША (рис. 5 а) загалом добре відтворюється моделлю. Максимальна абсолютна похибка складає величину біля 1 м/с, а в деякі місяці навіть до 2 м/с. В нижній частині ГША (рис. 5 б) швидкість вітру майже у всі місяці року знижується, що узгоджується з річним ходом динамічної швидкості.

Кількісну оцінку глибини турбулентного шару H_{tur} можна визначити по профілю коефіцієнта турбулентності: якщо останній стає з глибиною меншим, ніж 10 % від коефіцієнта молекулярної в'язкості, то за глибину турбулентного шару приймається поточна глибина. Таким чином, був отриманий часовий хід даної величини, на основі якого одержана й річна поведінка (рис. 6 а). Взимку та в перший місяць весни турбулентна зона займає шар в 150 м, надалі різко зменшуючись до 20 м. Починаючи з квітня відбувається поступове зменшення глибини турбулентного шару до 10 м. З серпня і у всі осінні місяці за рахунок охолодження верхньої частини перемішаного шару турбулентна зона знову починає розширюватися та наприкінці осені сягає 70 м.

Водна поверхня є рухомою поверхнею, за рахунок чого на границі розділу океана та атмосфери формується певна мікроструктура, зумовлена процесами хвильового

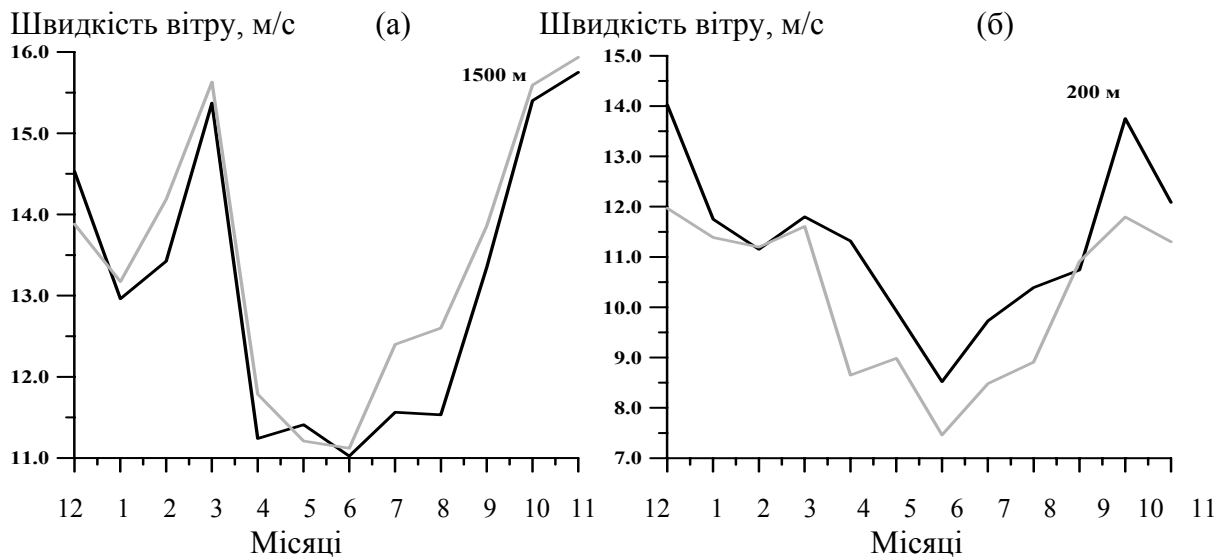


Рис. 5 – Річний хід розрахованої (сіра крива) та фактичної (чорна крива) швидкості вітру на рівнях 1500 м (а), 200 м (б).

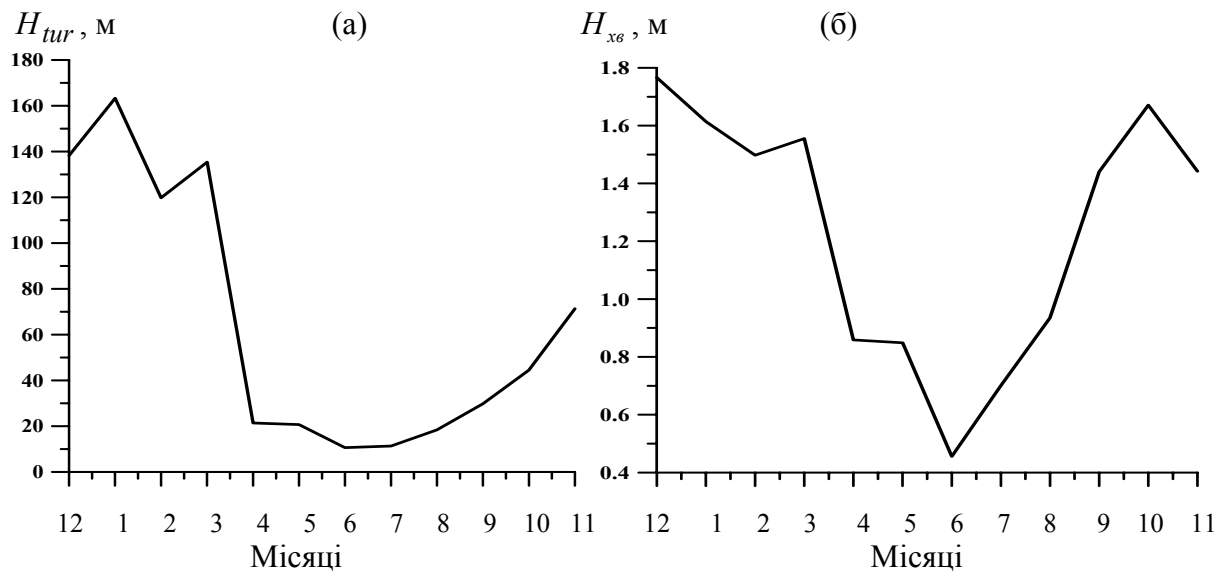


Рис. 6 – Річний хід глибини турбулентного шару океану H_{tur} (а) та хвилювання $H_{xв}$ (б).

шару. Однією з характеристик хвильового шару є хвилювання $H_{xs} = \frac{0,146U_h^2}{g}$ (де U_h -

модуль швидкості вітру на верхній межі шару сталих потоків; g - прискорення вільного падіння) (рис. 6 б). Як очікувалося річний розподіл даної величини має багато спільних рис з річним розподілом швидкості вітру в нижній частині ГША. Тобто, максимум (1,8 м) відмічається в осінньо-зимовий період, коли спостерігається посилення швидкості вітру, а мінімум (0,45 м) - в літній, коли за рахунок антициклонічної діяльності, вираженої дією субтропічного максимуму, над океанською станцією наявні слабкі швидкості вітру.

Таким чином, не дивлячись на використані припущення про одновимірність моделей, горизонтальну однорідність полів швидкості, вологості та температури води, на деякі похибки при ідентифікації хмарних шарів за критичним значенням вологості, результати числових експериментів показали задовільне узгодження з натурними даними та свідчать про переконливу можливість одновимірних моделей виступати як випробувальний полігон для пошуку найкращих схем параметризацій процесів підсіткового масштабу. Крім того, за результатами моделювання на протязі року можна зробити логічний висновок, що найважливішим показником та запорукою високої якості роботи моделі взаємодії є ступень достовірності відтворення радіаційних потоків та пов'язаних з ними полів хмарності, що потребує, звичано, окремих детальних подальших досліджень.

Список літератури

1. Казаков А. Л., Лихачев С. М., Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана // Математические модели в исследовании динамики океана. – Новосибирск: ВЦ СОАН СССР, 1988. – С.82-95.
2. Лыкосов В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Курошио // Математическое моделирование процессов пограничного слоя атмосферы и океана. - М.: ОВМ АН СССР, 1989. – С. 68-92.
3. Іванова О. В., Казаков О. Л., Опис структури граничного шару атмосфери над морем за допомогою нестационарної математичної моделі // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – вип. 2. – С. 88-100.
4. Казаков О.Л., Сахненко О.І. Оцінка впливу ефектів хвилювання на формування термодинамічної структури верхнього перемішаного шару океану на протязі року // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – вип. 5. – С. 202-213.
5. Сухоруков В.А., Дмитриев Н.В. Теория стационарного устойчиво стратифицированного дрейфового слоя трения океана // Морской гидрофизический журнал. – 1986. - № 5. – С. 9-18.
6. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 303 с.
7. Казаков А.Л. К вопросу о параметризации теплообмена при штормах применительно к задачам взаимодействия атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. – 1980. - № 8. – С. 58-64.
8. Задачник по динамической метеорологии: Учебное пособие для студентов ВУЗОВ / [Гаврилов А.С., Данович А.М., Егоров К.Л. и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 165 с.
9. Гаврилов А. С., Гутман Л. Н., Лыкосов В. Н. Нестационарная задача о планетарном пограничном слое атмосферы с учетом радиационного теплообмена. //Труды ЗСРНИГМИ, 1974. - Вып. 11. - С. 35-48.

10. Smagorinsky J. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods // Geophys. Monogr. - Washington, 1960. - N 5. - p. 71-78.
11. Фейгельсон Е.М., Краснокутская Л.Д. Потoki солнечного излучения и облака. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 157 с.
12. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – Одесса: ТЭС, 2002. - 394 с.
13. Лыкосов В.Н., Тонкачев Е.Б. Диагностическое восстановление турбулентных характеристик пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1991. - № 10. – С. 43-52.
14. Казаков А. Л., Лыкосов В. И., О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов // Труды ЗапСибНИИ. – М.: Гидрометеиздат, 1982. - вып. 5. - С. 3-20.

Модель взаимодействующих пограничных слоев атмосферы и океана.

Казаков А.Л., Иванова Е.В., Сахненко О.И.

С помощью одномерной модели взаимодействующих пограничных слоев атмосферы и океана воспроизведены пространственно-временные изменения основных метеорологических и гидрологических величин, а также коэффициента турбулентности в течении года. Приводится качественный и количественный анализ результатов расчета в сравнении с фактическими данными, который включает в себя визуальный анализ пространственно-временных разрезов и анализ полученных статистических характеристик согласия фактических и рассчитанных данных. По результатам длительного периода интегрирования построены годовые распределения температур воздуха и воды, скорости ветра, коэффициента турбулентности, глубины турбулентного слоя океана, волнения и составляющих уравнения теплового баланса.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы и океана, статистические характеристики, математическая одномерная модель, составляющие уравнения теплового баланса, фактический материал, годовой ход, волнение.

The interactive model of the atmospheric and oceanic boundary layers.

Kazakov A.L., Ivanova E.V., Sakhnenko O.I.

By the one-dimensional model of the interacting atmospheric and oceanic boundary layers the spacio-temporal changes of the main meteorological and hydrological magnitudes, and also of the turbulent coefficient were reproduced for a year. The qualitative and quantitative analyze of the calculative results was made, with comparing with the fact data, which includes the visual analyze of the spacio-temporal sections and the analyze of the received statistical characters, reflecting the agreement between the fact and calculative magnitudes. Thanks to the long integral period the annual behaviors of the air and water temperature, the wind speed, the turbulent coefficient, the depth of the turbulent oceanic layer, the sea disturbance and the heat balance equation components were built.

Key words: the atmospheric and oceanic boundary layer, the statistical characteristics, repeatability curve, the mathematical one-dimensional model, the heat balance equation components, the fact data, the annual behavior, the sea disturbance.