

С. А. АРСЕНЬЕВ, А. И. ФЕЛЬЗЕНБАУМ

ОБ ОДНОМ ПРОСТОМ МЕТОДЕ РАСЧЕТА ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОКЕАНА

(Представлено академиком Л. И. Седовым 7 I 1976)

В ⁽¹⁾ предложена гидродинамическая модель океана, в основе которой лежат интегральные уравнения турбулентной теплопроводности и диффузии соли и многопараметрические модели температуры и солёности. Исходя из этой модели, укажем простой метод расчета сезонных колебаний температуры поверхности океана τ^0 , толщины квазиизотермического слоя h и вертикального потока тепла на поверхности океана Γ^0 . Простота метода состоит в допущении горизонтальной однородности (пренебрежение адвекцией и горизонтальной турбулентной теплопроводностью) и использовании двуслойной модели деятельного слоя океана (квазиизотермический слой и сезонный термоклин). В сезонном термоклине температура параметризуется по вертикали и предполагается отсутствие турбулентного потока тепла. Заметим, что эта модель может быть получена из общей модели ⁽²⁾, если разрыв температуры на нижней границе квазиизотермического слоя устремить к нулю, а поток тепла в сезонном термоклине не учитывать. При этих условиях величины τ^0 и h определяются из уравнений

$$\frac{d\tau^0}{dt} = \frac{\Gamma^0}{h}; \quad (1)$$

$$\frac{d}{dt} \int_h^{H_c} \tau dz + \tau^0 \frac{dh}{dt} = 0 \quad (2)$$

и начальных условий

$$(h)_{t=0} = h_*, \quad (\tau)_{t=0} = \begin{cases} \tau^0 & \text{при } 0 \leq z \leq h_*; \\ \tau_*(z) & \text{при } h_* \leq z \leq H_c, \end{cases} \quad (3)$$

где звездочкой отмечены заданные величины, t — время.

Мы используем трехпараметрическую модель температуры

$$\tau = \alpha_1 + \alpha_2 z + \alpha_3 z^2, \quad (4)$$

полагая

$$\tau = \tau^c, \quad \frac{\partial \tau}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = H_c, \quad (5)$$

где τ^c и H_c — заданные константы.

Из (1) — (5) следует, что величины α не зависят от времени и определяются начальными условиями и выбором τ^c и H_c . Таким образом, точка (τ^0, h) на графике (τ, z) всегда движется по фиксированной кривой, так что имеет место соотношение

$$h = H_c - \left(\frac{\tau^0 - \tau^c}{\tau_*^0 - \tau^c} \right)^{1/2} (H_c - h_*). \quad (6)$$

Величина Γ^0 выражается через τ^0 и известные атмосферные характеристики (температуру и влажность воздуха, скорость ветра, облачность)

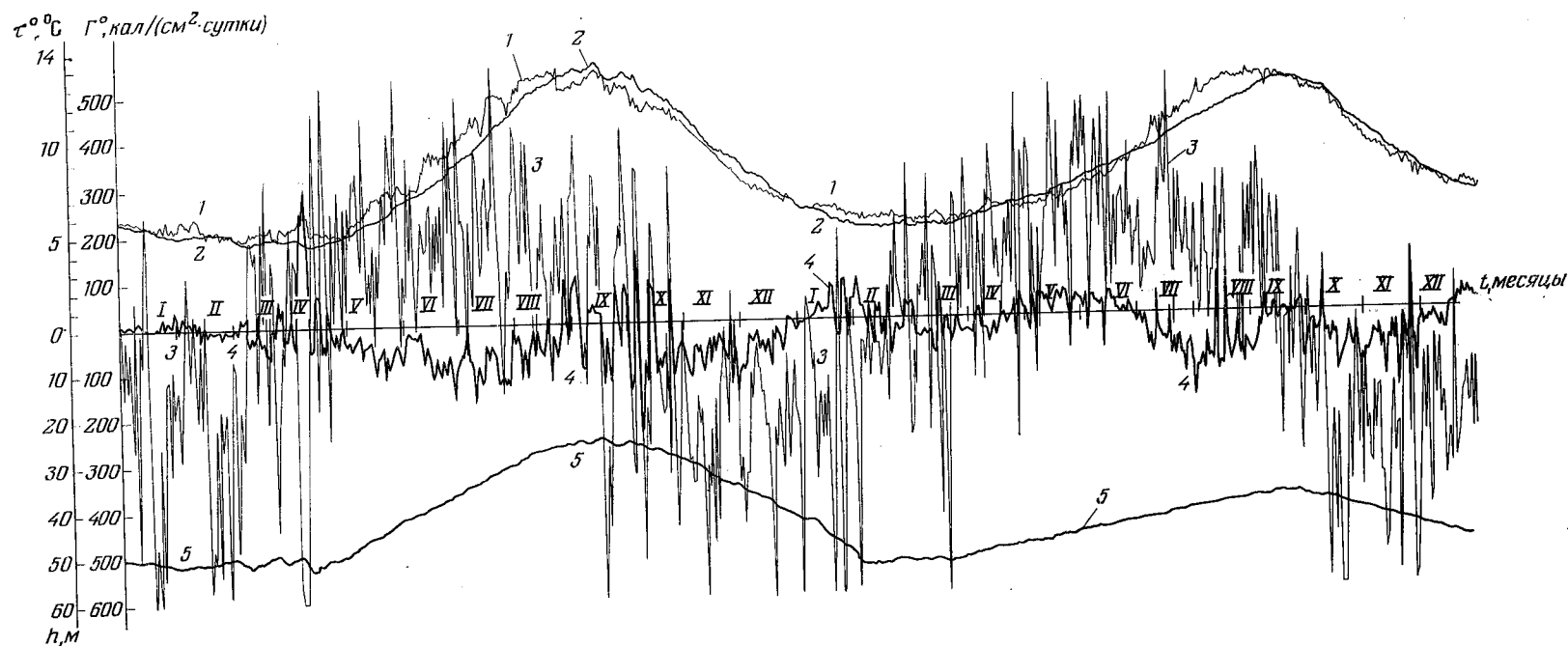


Рис. 1. Экспериментальные и вычисленные значения характеристик верхнего слоя океана, 1, 2 — τ^0 (1 — эксперимент, 2 — расчет), 3 — Γ^0 , вычисленный по $\tau_{\text{эксп}}^0$, 4 — $\Gamma_{\text{эксп}}^0 - \Gamma_{\text{расч}}^0$, 5 — $h_{\text{расч}}$

по методике Гидрометцентра СССР ⁽³⁾, причем в начальный момент времени Γ^0 сразу же вычисляется, так как τ^0 задана.

Уравнения (1), (6) решаются численно методом Рунге — Кутты при условиях (3). По известным значениям τ^0 , h_* и Γ^0 на первом шаге вычисляются τ_1^0 и h_1 . По найденному значению τ_1^0 и формулам, приведенным в ⁽³⁾, вычисляется величина Γ_1^0 и т. д.

При конкретном расчете мы использовали материалы наблюдений на станции погоды «Р» в северной части Тихого океана ⁽⁴⁾. Считается, что в этом районе влияние адвекции тепла незначительное ^(5, 6). При расчетах приняты $H_c=70$ м, $\tau^c=4^\circ\text{C}$. Температура воздуха, скорость ветра, облачность и влажность взяты средними за каждые сутки с 1 I 1972 г. по 1 I 1974 г. Численный эксперимент показал, что оптимальное значение шага по времени составляет 0,1 суток. В пределах суток исходные данные интерполировались линейно.

Результаты вычислений и экспериментальные данные за каждые сутки представлены на рис. 1. Видно, что соответствие между вычисленными и наблюдаемыми значениями величин τ^0 и Γ^0 в течение всех двух лет хорошее (средние абсолютные ошибки равны $0,5^\circ\text{C}$ и $70 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$ соответственно). В целом наибольшая разница относится к концу весенне-летнего прогрева и началу осенне-зимнего выхолаживания. Для этого времени года, по-видимому, более точные результаты можно получить, используя модель с разрывом температуры на нижней границе квазиизотермического слоя и учитывая поток тепла в сезонном термоклине ⁽²⁾. Возможна также необходимость учета адвекции тепла течениями; оценки для станции «Р» показывают, что за счет нее температура τ^0 может измениться примерно на $0,5^\circ$ за месяц ⁽⁷⁾.

Мы не располагаем экспериментальными значениями h за 1972—1973 гг.: в материалах «Р» приведены батитермограммы, требующие специального анализа. Заметим поэтому только, что в целом как абсолютные значения, так и изменение h в течение года по данным наших вычислений не противоречат данным наблюдений по станции «Р» за другие годы ^(6, 8).

Таким образом, предложенная модель может быть использована для расчета сезонных колебаний термических характеристик верхнего слоя океана в районах со слабой адвекцией. В других районах она может быть использована при дополнительном учете этого важного фактора.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Москва

Поступило
30 XII 1975

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. И. Фельзенбаум, ДАН, т. 217, № 1, 79 (1974). ² С. А. Арсеньев, А. И. Фельзенбаум, ДАН, т. 225, № 1, 84 (1975). ³ О. И. Шереметьевская, Графический способ расчета теплообмена на поверхности раздела вода — воздух, М., 1972. ⁴ Fisheries Research Board of Canada. Manuscript Report Series. Data Record Ocean Weather Station «Papa», т. 52—58, January 1972 — January 1974. ⁵ Б. Н. Филишкин, Океанологические исследования, № 19, 22 (1968). ⁶ С. А. Кутайгородский, Ю. З. Мировольский, Физика атмосферы и океана, т. 6, № 2, 178 (1970). ⁷ K. L. Denman, The Response of the Upper Ocean to Meteorological Forcing. Thesis, Univ. of British Columb., 1972. ⁸ J. S. Turner, Buoyancy Effects in Fluids, Cambridge, 1973.