

А. А. ПИВОВАРОВ, ВО ВАН ЛАНЬ

О ХАРАКТЕРЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА ТЕПЛОМ В СТРАТИФИЦИРОВАННОМ МОРЕ

Содержится расчет коэффициента турбулентного обмена теплом по данным годового хода температуры в океане и связь его с градиентом температуры.

Значимость процессов турбулентного переноса импульса, тепла и вещества в формировании физических полей в океанах и морях настолько актуальна, что изучение их давно стало одной из центральных проблем гидрофизики. Однако исследования структуры турбулентности в океане, статистических характеристик пульсационного движения и выявления их связи с параметрами осредненных полей очень сложны, крайне малочисленны и до настоящего времени не дают необходимых практических выводов. Это привело к разработке приближенных полуэмпирических методов описания турбулентного переноса с использованием различных гипотез, в частности о коэффициентах обмена, что позволяет получить замкнутую систему уравнений для описания физических полей в океане. Такой подход следует считать основным для решения практических задач.

Применяемые уравнения турбулентного переноса получены в предположении отсутствия пульсаций плотности морской воды при наличии пульсаций температуры и солёности. Как показано в [1], такое предположение для уравнений турбулентного переноса тепла и солей при отсутствии объемных источников или стоков переносимого свойства равносильно равенству нулю градиента плотности в океане. Но океан всегда стратифицирован по плотности, и это накладывает определенные ограничения на область применимости обычно используемых уравнений переноса.

С учетом пульсаций плотности морской воды и равенства коэффициентов обмена теплом и солями система уравнений для одномерного турбулентного переноса в отсутствие внутренних источников или стоков имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho^2 k \frac{\partial t}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} = \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho^2 k \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где t , S и ρ — температура, соленость и плотность морской воды, k — коэффициент турбулентного обмена, z — текущая координата, отсчитываемая вертикально вниз от поверхности моря, и τ — время.

Для решения этой системы помимо задания граничных и начальных условий и уравнения состояния морской воды необходимо располагать сведениями или принять какую-то гипотезу о коэффициенте турбулентного обмена. Различные косвенные методы определения этого коэффициента по средним значениям температуры или солености основаны на использовании либо самих уравнений (1) и (2), либо их частных решений при постоянной плотности морской воды. Такие расчеты выполнялись многими исследователями для различных условий и акваторий океанов и морей.

Можно указать работы [2, 3, 4], в которых получены данные об изменении коэффициента турбулентного обмена в поверхностном слое морей и океанов, его суточном и годовом ходе, а также связи между k и устойчивостью E_0 водных масс. Эта связь определяется уравнением

$$E_0 = \frac{\partial \rho}{\partial t} \left[\tau \frac{dt}{dz} + \left(\frac{dt}{dz} \right)_A \right] + \left[\frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dz} \right]. \quad (3)$$

Использование для таких расчетов непосредственно уравнений (1) или (2) при заданном распределении плотности, насколько нам известно, не проводилось. В то же время для нахождения связей между коэффициентом турбулентного обмена и устойчивостью такие расчеты более корректны.

При заданном распределении плотности морской воды формула для расчета коэффициента турбулентного обмена тепла при наличии периодических колебаний температуры легко получается из (1) аналогично методу Фьельдстадта и имеет вид

$$k = \frac{n\omega}{\rho^2 A_n^2 \frac{d\varphi_n}{dz}} \int_h^z \rho^2 A_n^2(z) dz, \quad (4)$$

где A_n и φ_n — амплитуда и фаза n -й гармоники температурной волны суточного или годового периода, T — период и h — глубина, на которой температурные колебания становятся исчезающе малыми.

Для расчетов коэффициента турбулентного обмена по формуле (4) мы воспользовались материалами измерений распределения температуры, солености и плотности морской воды в двух пунктах северной части Тихого океана с координатами 21° с. ш. и 158° з. д. и 50° с. ш. и 145° з. д. Измерения охватывают годовой цикл изменений температуры и солености в различное время суток по несколько раз в месяц, для расчетов использовались осредненные данные, что в известной мере снижает влияние случайных ошибок и колебаний в распределении океанологических характеристик. Данные первого пункта относятся к 1958 г., а второго — к 1960 г.

Изменение температуры по глубине во втором пункте для различных месяцев показано на рис. 1. Видно устойчивое существование слоя с резким возрастанием температурного градиента с мая по сентябрь на горизонтах от 30 до 60 м. С началом осеннего охлаждения в октябре глубина слоя максимальных градиентов начинает быстро возрастать, а абсолютная величина dt/dz в этом слое уменьшаться. С января по апрель в поверхностном слое температура почти выравнена по вертикали с небольшой тенденцией к отрицательной температурной стратификации.

Распределение солёности в этом пункте характеризуется также наличием слоя с максимумом dS/dz примерно на горизонте 125 м. Различие в расположении слоев с максимальным температурным градиентом и максимальным градиентом солёности приводит к двум максимумам на кривой устойчивости водных масс. Максимум устойчивости, обусловленный распределением солёности по абсолютной величине примерно в три раза больше, чем в слое максимального градиента температуры.

Характер распределения температуры в первом пункте аналогичен, но с менее выраженным слоем максимального градиента температуры. Изменение солёности по глубине имеет максимум на горизонте около 100 м и минимум на глубине 400 м.

Амплитуда годовых колебаний температуры во втором пункте составляет около 3° и быстро затухает с глубиной. На глубине 100 м она уменьшается до $0,2^\circ$.

В первом пункте (тропическая часть океана) разность колебаний на поверхности меньше, а максимум ее, расположенный на горизонте около 30 м, равен $1,5^\circ$. Такое распределение амплитуды температурных колебаний обусловлено, по-видимому, более сильным влиянием поглощения солнечной радиации и испарением с поверхности моря. Так как формула (4) не учитывает влияния этого фактора, то расчеты коэффициента турбулентного обмена для этого пункта проводились начиная с горизонта 30 м.

Исходные данные были подвергнуты гармоническому анализу и для расчетов среднегодового коэффициента турбулентного обмена по формуле (4) были использованы амплитуда и фаза первой гармоники температурной волны. Результаты гармонического анализа для некоторых горизонтов представлены на рис. 2. Видно, что первая гармоника

Изменение по глубине коэффициента турбулентного обмена теплом в первом и втором пунктах Тихого океана

21° с. ш., 158° з. д.		50° с. ш., 145° з. д.	
глубина, м	$k, \text{см}^2/\text{сек}$	глубина, м	$k, \text{см}^2/\text{сек}$
30	31	15	10,3
70	21	25	3,6
110	17	35	1,3
150	17	45	0,77
190	11	55	0,70
230	6,5	65	0,98
270	5,2	75	1,4
310	21	85	1,4
350	27	95	2,1
—	—	105	5,4
—	—	115	6,3
—	—	125	6,6

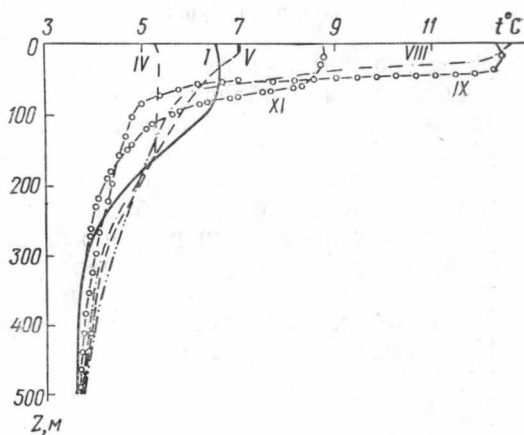


Рис. 1. Распределение температуры воды по глубине в различные моменты времени (римскими цифрами указаны месяцы)

температурной волны достаточно полно отражает основные закономерности годового изменения температуры.

Результаты расчетов коэффициента турбулентного обмена по формуле (4) с использованием описанных выше распределений температуры и солёности для обоих пунктов представлены в таблице. Из этой таблицы видно, что величина k в деятельном слое быстро убывает от поверхности до некоторой глубины, а затем постепенно растет с уве-

личением глубины. Для первого пункта (21° с. ш.) минимум коэффициента обмена получается на глубине около 270 м, а для второго (50° с. ш.) — на глубине около 60 м. Абсолютные величины коэффициентов обмена в первом пункте на всех глубинах в несколько раз больше, чем во втором. Такой характер изменения коэффициента турбулентного обмена находится в тесном соответствии с распределением температуры и устойчивости в этих пунктах.

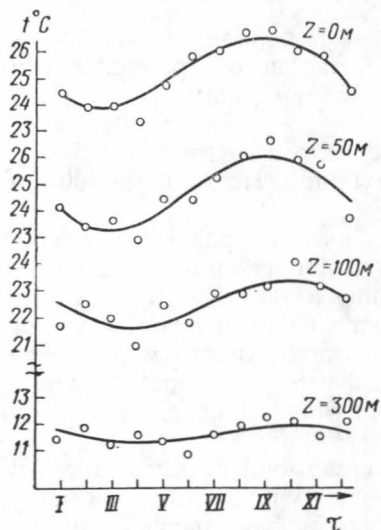


Рис. 2. Годовой ход температуры воды по измерениям (○) и аппроксимация его (—) первой гармоникой ряда Фурье

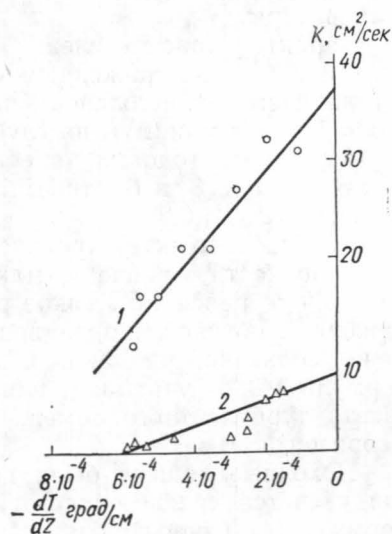


Рис. 3. Зависимость коэффициента турбулентного обмена теплом от градиента температуры в первом (1) и втором пунктах (2)

В первом пункте максимум температурного градиента выражен слабо, занимая область глубин примерно от 50 до 280 м, а градиент солености почти постоянен в этой области. Во втором — градиент солености в поверхностных слоях мал, а градиент температуры имеет резко выраженный максимум на глубинах около 60 м. Таким образом, минимум коэффициента обмена соответствует глубинам, где наблюдается максимум температурного градиента или устойчивости в случае совпадения максимумов температурного градиента и плотности морской воды. Исходя из этого, мы попытались аппроксимировать ход изменения коэффициента турбулентного обмена для глубин до 120—150 м выражениями вида

$$k = k_0 \left(1 + a \frac{dt}{dz} \right)^\alpha, \quad (5)$$

$$k = k_0 (1 - AE_0)^\beta, \quad (6)$$

где k_0 — значение k при $dt/dz=0$ или при $E_0=0$.

В результате анализа оказалось, что выражение (5) дает хорошее приближение к значениям коэффициента турбулентного обмена, рассчитанного по (4) с использованием фактических данных измерений, как это видно из рис. 3. Для обоих пунктов величина $\alpha=1$. Значения параметров k_0 и a для первого пункта равны $k_0^{(1)}=37 \text{ см}^2/\text{сек}$ и $a_1=1,13 \cdot 10^3 \text{ см}/\text{град}$, а для второго — $k_0^{(2)}=8 \text{ см}^2/\text{сек}$ и $a_2=1,64 \cdot 10^3 \text{ см}/\text{град}$.

Зависимость вида (6) при $\beta=1$ также хорошо выполняется, но до меньших глубин: до 110 м для первого пункта и до 90 м — для второго. Это можно объяснить особенностями в распределении солёности на больших глубинах, обуславливающими появление второго максимума на кривой устойчивости. В пределах выполнимости зависимости (6) величины k_0 имеют те же значения, что и для зависимости (5), а параметры $A_1=3,5 \cdot 10^6$ см⁴/г и $A_2=1,7 \cdot 10^7$ см⁴/г для первого и второго пунктов соответственно.

Таким образом, изменение среднегодовых значений коэффициента турбулентного обмена теплом по глубине в стратифицированном океане может быть описано линейными зависимостями вида (5) или (6) в зависимости от характера исходных данных. Если эти зависимости принять справедливыми и для среднемесячных значений k , то на их основе легко рассчитать и временные изменения коэффициента обмена в течение года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Schamitz Н. Р. Acta hydrophys., 2, No. 4, 1955.
2. Восканян А. Г., Пивоваров А. А., Хунджау Г. Г. «Океанология», 10, № 4, 1970.
3. Иванова З. С. Вычисление коэффициента вертикального турбулентного обмена тепла для различных морей. Тр. МГИ АН СССР, т. 13, 1958.
4. Колесников А. Г., Иванова З. С., Богусловский С. Г. «Океанология», 1, № 4, 1961.

Поступила в редакцию
22.2 1972 г.

Кафедра
физики моря и вод суши