

Г. Г. ХУНДЖУА, Е. Г. АНДРЕЕВ

**К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ВОДЯНОГО
ПАРА В СИСТЕМЕ ОКЕАН — АТМОСФЕРА ПО ДАННЫМ
НАБЛЮДЕНИЙ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТОНКОМ
ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ**

(Представлено академиком В. В. Шулейкиным 26 IV 1972)

В общей проблеме энергообмена в системе океан — атмосфера особое место занимают мелкомасштабные взаимодействия. Именно они определяют основные процессы переноса тепла и водяного пара с поверхности моря в атмосферу. Обычно предполагается, что в приводном слое атмосферы, за исключением тонкого пограничного слоя, непосредственно прилегающего к поверхности моря, движение носит турбулентный характер.

В настоящее время известны два основных способа определения турбулентного переноса тепла и влаги от морской поверхности в атмосферу. Первый опирается на структурные методы и поток тепла может быть выражен через турбулентные пульсации переносимого свойства S' и вертикальные составляющие вихревых движений w' соотношением $q = \rho w' S'$, где ρ — плотность воздуха. Таким образом, используя малоинерционную аппаратуру, можно определить прямым методом потоки тепла и влаги. Однако измерения пульсаций над морем встречают значительные трудности; в частности, наблюдения надо производить с неподвижной или полностью стабилизированной платформы и получить таким способом надежные данные в открытом море все еще затруднительно.

Ко второй группе способов определения вертикальных турбулентных потоков относятся «профильный» и «интегральный аэродинамический» методы. Выражения для потоков имеют вид $q_s = \rho K_s \nabla S$ в профильном методе и $q_s = f_s \rho (S_s - S_o) u_a$ — в аэродинамическом. Здесь K_s — коэффициент турбулентного обмена, ∇S — вертикальный градиент переносимого свойства, $(S_s - S_o)$ — разность значений свойств на поверхности моря и выбранной высоте в воздухе. Следовательно, вертикальные турбулентные потоки определяются по данным стандартных измерений в приповерхностном слое атмосферы.

Приведенные выше выражения переноса тепла и влаги над морем справедливы для нейтральной стратификации температуры. Между тем известно, что в океане распределение температуры преимущественно носит сверхadiaбатический характер. Это ограничивает применение указанных способов при исследовании турбулентных потоков.

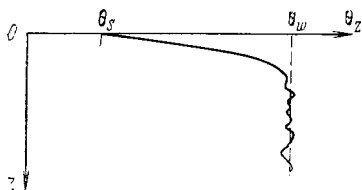
Если потоки тепла в приводном слое атмосферы, начиная с 0,5–1 м, турбулентны, то в пограничном слое при приближении к поверхности моря турбулентность затухает и в самом тонком миллиметровом слое движение становится ламинарным ⁽¹⁾.

Известно, что океан, благодаря большой теплоемкости и интенсивному перемешиванию водных масс в деятельном слое, характеризуется значительной однородностью температурного поля как в пространстве, так и во времени. Однако при проведении измерений профилей температур в небольших водоемах и на мелководье были зарегистрированы значительные градиенты температур у поверхности воды ⁽²⁻⁴⁾. Можно полагать, что особенности структуры температурного поля, впервые обнаруженные в отно-

сительно небольших водоемах, могут иметь определяющие значения и в процессах тепло- и массообмена в открытом море.

Физическими факторами, определяющими распределение температуры в пограничном слое у поверхности моря, являются: радиационный баланс, испарение (конденсация) влаги с поверхности моря, теплообмен между морем и атмосферой и турбулентное перемешивание в поверхностном слое моря.

Введем в рассмотрение тонкий молекулярный слой толщины δ на поверхности моря. Будем рассматривать этот слой как контрольный слой



с границами — на поверхности и на глубине (боковые границы вводить не будем, так как нас будут интересовать только вертикальные потоки энергии). Слой δ будем считать прозрачным для коротковолновой приходящей радиации (в соответствии с ⁽⁵⁾). Тогда для контрольного слоя δ можно записать

$$q_e + q_s = q_b, \quad (1)$$

Рис. 1. Характерный образец регистрации профиля температуры

где q_e — плотность потока скрытого тепла при испарении влаги с поверхности моря, q_s — плотность потока тепла при молекулярном теплообмене между поверхностью моря и атмосферой ⁽¹⁾ и q_b — молекулярный поток тепла при теплообмене между δ слоем и прилегающим нижележащим слоем воды.

Левая часть выражения (1) представляет собой величину общего потока тепловой энергии от моря в атмосферу, которая может быть рассчитана по значениям потока q_b .

Рассмотрим поток q_b , поступающий в δ -слой через нижнюю границу. В поверхностном тонком слое моря толщиной в несколько миллиметров движение ламинарно ^(6, 7). Следовательно, на глубине δ значение коэффициента теплопроводности будет соответствовать значению коэффициента молекулярной теплопроводности воды, а плотность потока будет определяться по закону Фурье:

$$q_b = -\lambda \nabla \theta, \quad (2)$$

где $\nabla \theta$ — градиент температуры в точке $z = \delta$.

Для расчета массообмена скорость испарения можно получить по соответствующим значениям потоков q_e ⁽⁸⁾, если разделить общий поток по соотношению Боуэна $q_s = 10\% q_e$ ⁽⁹⁾.

Таким образом, задача определения тепло-массообмена в системе океан — атмосфера, в рамках предложенной модели, сводится к задаче определения градиентов температур в тонком поверхностном слое моря.

На кафедре физики моря и вод суши физического факультета МГУ, начиная с 1969 г., велась разработка специальной методики и аппаратуры для прямой регистрации вертикального профиля температуры в тонком поверхностном слое моря, получаемого непрерывным зондированием. Были созданы два варианта электронных измерительных систем ^(10, 11). Характеристики последнего, более совершенного, термозонда таковы: постоянная времени датчика (дифференциальная термопара из проволоки $\varnothing = 50 \mu$) порядка $1,5 \cdot 10^{-3}$ сек., а чувствительность $0,03^\circ$ на деление шкалы.

Натурные наблюдения проводились в летние и осенние месяцы 1969—1971 гг. с борта научно-исследовательского судна «Московский Университет» на Черном море в точках, удаленных от берега до 30 миль. В результате были получены серии суточных регистраций профилей температуры в поверхностном слое моря (рис. 1). Обработка данных регистраций показала, что в поверхностном слое моря существует тонкий устойчивый во времени холодный слой с толщиной залегания $(2-5) \cdot 10^{-3}$ м и перепадом

температуры в $2-3^\circ$. Этот слой существует как в дневное, так и в ночное время суток. Холодный поверхностный слой был зарегистрирован при волнении вплоть до трех баллов.

Анализ всего экспериментального материала показал, что кривая профиля температуры с глубиной изменяется по экспоненциальному закону и может быть выражена в виде

$$\theta_z - \theta_s = (\theta_w - \theta_s)(1 - e^{-\beta z}), \quad (3)$$

где θ_z — значение температуры на глубине z , θ_s — значение температуры на поверхности моря, θ_w — значение температуры на глубине залегания изотермического слоя (см. рис. 1).

Градиент температуры на глубине $\delta = z_0 \approx 0$ в соответствии с (3) будет

$$\left. \frac{\partial \theta_z}{\partial z} \right|_{z=z_0} = \beta (\theta_w - \theta_s). \quad (4)$$

Выражение (4) после подстановки в (2) даст значение потока тепла

$$q_0 = -\lambda \beta (\theta_w - \theta_s). \quad (5)$$

Таким образом, по данным прямых регистраций профилей температур в поверхностном слое моря можно получить оценку величин суммарных потоков тепловой энергии от моря в атмосферу.

Проведенный по указанной схеме расчет для выборочных значений профилей температур, полученных в экспедициях на Черном море для августа, дает величину плотности потока q_e порядка 110 Вт/м^2 . Скорости испарения, соответствующие нашим определениям потоков, в августе составляют в среднем $0,3 \text{ см/сутки}$.

Для сравнения ниже приведены данные по тепловым потокам, полученные различными авторами. По результатам исследований, проведенных в лаборатории акад. В. В. Шулейкина (Морской гидрофизический институт АН УССР), плотность потока q_e для Черного моря (район Кацивели) в августе составляет величину порядка $80-90 \text{ Вт/м}^2$ (¹², ¹³). Такой же порядок (95 Вт/м^2) имеет величина плотности потока в августе, рассчитанная по методу энергетического баланса для Карибского моря (⁹).

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступило
21 IV 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ R. B. Montgomery, Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., 7, № 4 (1940).
- ² A. Merz, Veröffentl. Inst. Meereskunde Univ., Berlin, 5 (1920).
- ³ H. Bruch, Veröffentl. Inst. Meereskunde Univ., Berlin N. F. A., 38 (1940).
- ⁴ A. H. Woodcock, H. Stommel, Meteorol., 4, 102 (1947).
- ⁵ С. Г. Богуславский, Тр. Морской гидрофиз. инст. АН СССР, 8 (1956).
- ⁶ H. I. Roll, Deut. Hydrograph. Zs., 5, 141 (1952).
- ⁷ Q. Ewing, E. D. McAlister, Science, 131, 1374 (1960).
- ⁸ В. В. Шулейкин, Физика моря, изд. 4, «Наука», 1968.
- ⁹ I. Colon, National Hurricane Res. Project Rep. № 41, U. S. Dept. of Commerce, Washington, 1960, p. 65.
- ¹⁰ Е. Г. Андреев, В. Г. Лошкарев и др., Вестн. Моск. ун-в., 5 (1971).
- ¹¹ Г. Г. Хунджау, Е. Г. Андреев, Тез. докл. научн. конф. Физич. фак. Тбил. гос. ун-в., посвящен. 50-летию Советской власти Грузии, 1971.
- ¹² Е. Н. ШUTOва, Тр. Морской гидрофиз. инст., 37 (1966).
- ¹³ С. Г. Богуславский, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 547 (1956).