

Член-корреспондент АН СССР А. С. МОНИН, К. Н. ФЕДОРОВ, В. П. ШЕВЦОВ

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕЗО- И МИКРОСТРУКТУРЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

В последние годы изучение океана с помощью малоинерционных зондирующих устройств показало, что на вертикальных профилях температуры, электропроводности, солености, скорости звука практически повсеместно имеется разнообразная мезо- и микроструктура, свидетельствующая о тонкослойной стратификации океана, в которой преобладают квази-однородные слои толщиной от десятков метров до сантиметров, разделенные более тонкими слоями скачков термодинамических параметров. Рассчитанные по этим параметрам профили плотности также обладают более или менее заметной ступенчатой структурой, по крайней мере в мезомасштабе, тогда как микроструктурные особенности получаются в пределах нынешних ошибок расчета плотности.

Одной из гипотез о происхождении термохалинной мезо- и микроструктуры является «боковая конвекция», т. е. различное изопикническое течение слоев в условиях макро- и мезомасштабной горизонтальной неоднородности поля плотности воды; эта гипотеза особенно привлекательна для объяснения слоев с инверсией (ростом с глубиной) температуры ⁽¹⁾. Ее доказательством было бы обнаружение соответствующих структурных деталей на вертикальных профилях течения. Однако обычные измерения скорости течения при помощи вертушек, подвешиваемых на разных глубинах к заякоренному бую, слишком грубы для этой цели. Лишь недавно разработанные методы свободного падения вертушек позволили Р. О. Плейстеду и В. Ричардсону ⁽²⁾, а также В. Дюингу и Д. Джонсону ⁽³⁾ зарегистрировать мелкомасштабные неоднородности на вертикальных профилях скорости Флоридского течения.

В литературе описаны акустические доплеровские измерители течений ⁽⁴⁻⁶⁾, но результатов измерений пока не публиковалось. В Тихоокеанском отделении Института океанологии АН СССР под руководством В. П. Шевцова и А. П. Волкова для указанной цели был сконструирован специальный прибор. Его блок, предназначенный для измерения модуля скорости течения, основан на принципе «перекрестных лучей» (кросс-бим), предложенном Ф. Краузе ⁽⁷⁾. Он содержит направленный излучатель ультразвука с частотой $f_0 = 5$ МГц и мощностью около 1 Вт и два звукоприемника, оси диаграмм направленности которых лежат в горизонтальной плоскости и пересекают ось излучателя в одной точке под углами 40° . Они принимают акустический сигнал, рассеянный объемом воды около 1 см^3 , на расстояниях 18 см от этого объема. С помощью стабилизирующих лопастей прибор устанавливается осью излучателя приблизительно по потоку. Если f_i — частота сигнала принятого i -м звукоприемником, то

$$(f_i - f_0) / f_0 \approx (\cos \alpha_i + \cos \alpha_0) v / c,$$

где v — модуль скорости течения, c — скорость звука, α_i и α_0 — углы между вектором скорости течения и осями приемника и излучателя соответственно. Два приемника позволяют определить векторную скорость течения относительно оси излучателя. Магнитный азимут этой оси опреде-

ляется по разности фаз между сигналом фотоимпульсного датчика, выделяющего направление, фиксированное относительно прибора, и синхронным сигналом, наведенным в проволочной рамке, вращающейся в геомагнитном поле. Широко-импульсно модулированный сигнал азимута и частотно модулированные сигналы кроссбима и датчика глубины (вибротрона) по трехжильному кабелю передаются на регистраторы на борту судна. Скорость течения измеряется с точностью до 0,5 см/сек

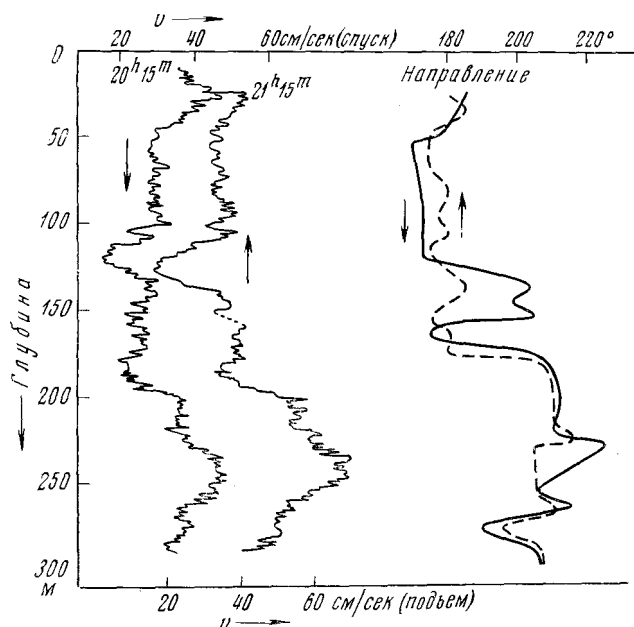


Рис. 1

(измерение практически безынерционное), направление течения — до 3° , а глубина — 0,25 %.

Измерения этим прибором осуществлялись В. П. Шевцовым, А. П. Волковым и Л. С. Курбатовой в 7-м рейсе научно-исследовательского судна АН СССР «Дмитрий Менделеев» (январь — март 1972 г., Индийский океан) одновременно с измерениями В. И. Прохорова и К. Н. Федорова цифровым термосолезондом «АИСТ»⁽⁸⁾ и иногда — с измерениями Е. П. Варлатого зондом скорости звука Тихоокеанского отделения Института океанологии Академии наук СССР в режиме зондирования с дрейфующего судна. При этом измерялись не фактические течения, а векторные разности скорости течения и скорости сноса судна; последняя считалась постоянной в течение каждого зондирования, что позволяло находить векторные разности скорости истинных течений на разных глубинах.

Было проведено более 30 серий одновременных измерений вертикальных профилей скорости течения и термодинамических параметров. Просмотр результатов показал прежде всего наличие на профилях скорости мезомасштабных неоднородностей, т. е. слоев с толщинами порядка 10–30 м с различными векторами скорости течения, с хорошей воспроизводимостью этой мезоструктуры при повторном зондировании или прохождении зонда через тот же слой в обратном направлении. Типичный пример результатов зондирования при спуске и подъеме прибора показан на рис. 1 (ст. № 495 в районе о. Сокотра, 16.III.1972 г., $\varphi = 11^\circ 00' \text{ с. ш.}$, $\lambda = 65^\circ 45' \text{ в. д.}$). Видное здесь небольшое систематическое превышение относительной скорости течения при подъеме зонда по сравнению со значениями, записанными на спуске, объясняется тем, что на сильном

течении кабель наклонен к вертикали и к регистрируемой относительной скорости течения алгебраически прибавляется горизонтальная составляющая скорости опускания или подъема зонда. Если последняя постоянна, то на определении вертикальных градиентов скорости течения она не сказывается.

На рис. 2 показан пример годографа скорости течений относительно дрейфующего судна в слое от 10 до 330 м (ст. № 505 вблизи экватора, 22.III.1972 г., $\varphi = 0^\circ 27'$ с. ш., $\lambda = 56^\circ 04'$ в. д.); точки на графике суть концы векторов относительной скорости, отсчитанных через каждые 10 м в приведенном масштабе от точки, показанной кружочком слева. Если учесть снос судна, то начало отсчета сместится на северо-восток. При этом получается,

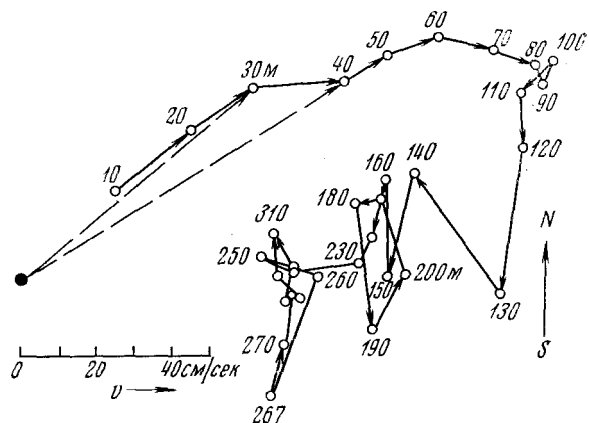


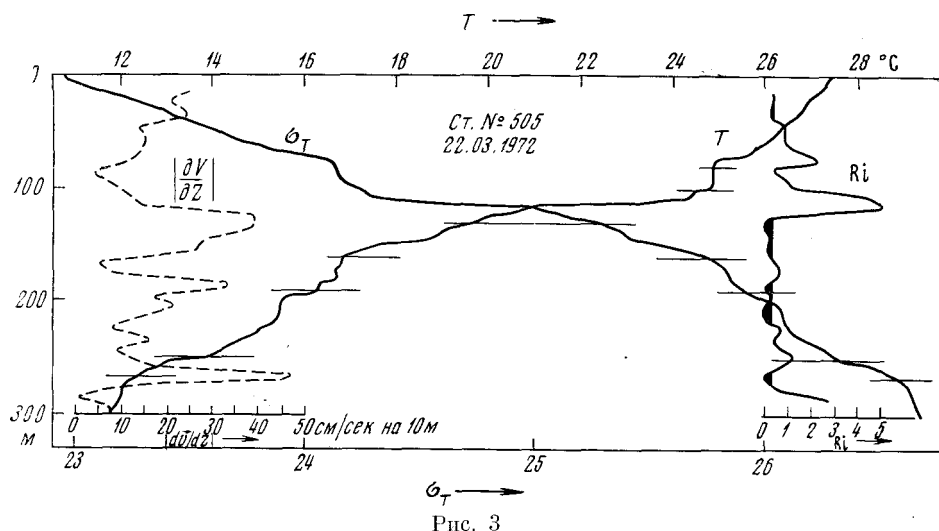
Рис. 2

что слой воды до глубин 30–50 м охвачен пассатным дрейфовым течением, направленным на юго-запад, а глубже течение плавно (без ступенек) поворачивает по часовой стрелке на восток. Ниже 80 м расположено экваториальное глубинное противотечение с резко ступенчатыми профилями и скорости, и температуры. Последний показан на рис. 3 вместе с профилями градиента скорости $|\partial v / \partial z|$, условной плотности $\sigma_t = 10^3(\rho - 1)$ и числа Ричардсона $Ri = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^{-2}$ (ρ — полная плотность воды). Отметим, что в мезоструктуре $|\partial v / \partial z|$ имеет порядок $(1 - 5) \cdot 10^{-2} \text{ сек}^{-1}$.

На профилях скорости, примером которых служат две левые кривые на рис. 1, кроме мезоструктуры, имеется большое количество мелкомасштабных деталей, соответствующих слоям с толщиной порядка 1–2 м и градиентами скорости $|\partial v / \partial z|$ до $(10 - 15) \cdot 10^{-2} \text{ сек}^{-1}$, т. е. такого же порядка, как обнаруженные Плейстедом и Ричардсоном ⁽²⁾. Однако многие из этих деталей не воспроизводятся при повторном зондировании и могут быть либо турбулентными флуктуациями скорости, либо случайными ошибками измерений. Этот вопрос должен быть подвергнут дальнейшему детальному изучению.

Вертикальные профили направления течения (две правые кривые на рис. 1) гораздо более гладки. В этом могут быть повинны применявшаяся система аналоговой регистрации и инерция корпуса прибора на кабеле, но, возможно, что направление течения действительно меняется с глубиной более плавно, чем скорость. Похожий результат получен также Дюингом и Джонсоном ⁽³⁾.

На профилях мезоструктуры, примером которых является рис. 3, обнаруживается тенденция к совпадению глубин максимумов $|\partial v / \partial z|$ и максимумов вертикальных градиентов термодинамических параметров, свидетельствующая в пользу связи термохалинной мезоструктуры (а возможно, и микроструктуры) с явлением «боковой конвекции». Слой с наиболее резкими изменениями направления градиента течения отмечены на профилях $T(z)$ и $\sigma_t(z)$ (рис. 3) горизонтальными штрихами, которые в ряде случаев ограничивают сверху и снизу некоторые структур-



ные особенности профилей температуры и плотности. Кроме того, заметна тенденция к совпадению основных слоев, где мезоструктурное число Ричардсона имеет докритическую ($Ri < 1/4$) величину (эти слои на графике Ri на рис. 3 зачернены), с теми участками в термоклизе, где наблюдаются квазиоднородные по температуре слои и где $\partial\rho/\partial z$ в 4–5 раз меньше среднего значения для термоклина. В самих же квазиоднородных ступенях, по крайней мере в их верхних частях, встречаются значения $Ri \approx 0,4$, характерные, по Торпу⁽⁸⁾, для перемешивания, возникающего в результате сдвиговой неустойчивости внутренних волн.

Изложенные выше выводы имеют, конечно, весьма предварительный характер, но наличие на вертикальных профилях скорости течений, по крайней мере, хорошо выраженной мезоструктуры и ее связь с вертикальными неоднородностями полей термодинамических параметров авторы считают несомненными, а развитый метод измерений — перспективным.

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

Поступило
23 V 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ H. Stommel, K. N. Fedorov, *Tellus*, 19, № 2 (1967). ² R. O. Plaisted, W. Richardson, *J. Mar. Res.*, 28, № 3 (1970). ³ W. Duing, D. Johnson, *University of Miami Sci. Rep.*, 1971. ⁴ J. Chalupnik, P. Green, *Marine Sci. Instr.*, 1 (1961). ⁵ F. Koczy, M. Kroenengold, I. Loevenstein, *Marine Sci. Instr.*, 2 (1963). ⁶ M. Kroenengold, W. Vlasak, *Marine Sci. Instr.*, 3 (1965). ⁷ R. J. Fisher, F. R. Krause, 5-th Intern. Acoustic Congress, Liege, 1965. ⁸ М. М. Борковский, А. Г. Волочков и др., VI Всесоюз. симпозиум по автоматизации исследований морей и океанов, Севастополь, 1971. ⁹ S. A. Thorpe, *J. Fluid Mech.*, 46 (1971).