

К. Н. ФЕДОРОВ

**СЛУЧАЙ КОНВЕКЦИИ С ОБРАЗОВАНИЕМ ИНВЕРСИИ  
ТЕМПЕРАТУРЫ В СВЯЗИ С ЛОКАЛЬНОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТЬЮ  
В ОКЕАНИЧЕСКОМ ТЕРМОКЛИНЕ**

(Представлено академиком А. Н. Колмогоровым 11 I 1971)

Наблюдения за тонкой термохалинной структурой в верхнем слое океана, выполненные в 1970 г. на гидрофизическом полигоне в Тропической Атлантике (1), обнаружили на глубинах 90—110 м часто встречающийся тип инверсии температуры, явно связанный с особенностями вертикального распределения солености. В районе полигона (16°30' с. ш., 33°30' з. д.) имеется подповерхностный слой высокой солености субтропического происхождения, значения которой достигают 36,9—37,2‰, что превышает соленость в поверхностном слое океана на 0,5—0,8‰. Этот слой обычно расположен сразу под верхним однородным слоем, примерно на глубинах от 60 до 130 м. Его толщина и величина максимальной солености подвержены сильной пространственно-временной изменчивости: в некоторых частях полигона (квадрат 113 × 113 миль) в отдельные моменты толщина слоя уменьшалась до 30 м, а величина максимума падала до 36,6‰. Слой высокой солености расположен на фоне общего падения температуры с глубиной, достаточно резкого, чтобы компенсировать эффект падения солености с глубиной ниже точки максимума таким образом, что гидростатическая устойчивость всюду, как правило, положительна.

В самом слое высокой солености с помощью термосолезонда наблюдалась почти повсеместно сложная микроструктура, подтвержденная также пробами, взятыми с помощью батометров. В частности, типичным было расчленение слоя промежуточными минимумами на два или три отдельных подслоя (А и В на рис. 1). Вместе с этими минимумами, имеющими толщину всего лишь ~ 10 м, и обнаруживались упомянутые температурные инверсии порядка 0°,2 (Г, Д), толщиной 3—6 м и располагающиеся ниже точки промежуточного минимума солености (участок В—В на рис. 1) там, где соленость снова растет с глубиной, образуя гидростатически устойчивую «подушку». На рис. 1 дано вертикальное распределение плотности, по которому можно судить о гидростатической устойчивости слоев. Видно, что участок А—В является наименее устойчивым, а участок Г—В — наиболее устойчивым во всей структуре ниже однородного слоя.

Расчлененность слоя высокой солености объясняется довольно просто. Было обнаружено, что даже на расстоянии 5—7 миль вертикальные профили солености в слое максимума могут быть весьма различными. Хотя при этом каждая структура гидростатически устойчива, горизонтальные градиенты плотности и давления между ними могут быть значительными. Перестраиваясь в единую оптимальную гидростатически устойчивую систему, отдельные слои соседних структур могут, по-видимому, перемещаться в боковом направлении, занимая в результирующей структуре соответствующие по плотности положения. Этот процесс, названный «боковой конвекцией» (2, 3), должен быть похож по своим проявлениям на изопикническое перемешивание, так как рекомбинация слоев двух со-

седних структур в единую устойчивую структуру должна происходить вдоль поверхностей равной плотности. Этот процесс может также порождать и температурные инверсии, однако, несколько иного рода <sup>(2)</sup>, чем те, которые рассматриваются здесь. Последние характерны только экстремальным значением температуры на фоне повышающейся солености. Экстремальное значение солености, располагающееся несколько ниже, не связано с температурной инверсией.

Адвекция более соленых вод внутри слоя повышенной солености поддерживает его потенциальную энергию на относительно высоком уровне. По-видимому, в некоторых местах баланс вертикальных градиентов температуры и солености столь тонок, что малейшие отклонения в адвективном, турбулентном и даже диффузионном режимах тепла или соли могут привести к гидростатически неустойчивым ситуациям, в которых избыток потенциальной энергии переходит в кинетическую энергию конвекционных движений. Уже упоминалось, что наименее устойчивым является участок *A—B* (рис. 1). Взаимно компенсирующие вертикальные градиенты солености и температуры здесь, как правило, столь велики (до 0,1‰ и 0°,3 на метр соответственно), что участок *A—B* можно считать резкой термохалинной границей раздела между слоями.

Многократным зондированием в дрейфе с частотой в 2 мин. обнаружены периодические вертикальные колебания всей термохалинной структуры в слое 80—120 м с амплитудой около 15 м и периодом 15—18 мин., связанные, очевидно, с внутренними волнами (рис. 2). По крайней мере, 4 раза в течение часа гидростатическая устойчивость участка *A—B* (рис. 1) становилась отрицательной и несколько раз — безразличной. Моменты неустойчивости совпадали каждый раз с уменьшением до минимума (6—7 м) расстояния между верхним и нижним смежными максимумами солености. На рис. 2, 1 показано изменение этого расстояния во времени, связанное, очевидно, с общим волновым колебанием, хорошо заметным по изменению глубины *z* залегания максимумов солености *A* и *B*.

Многообразие меняющихся ситуаций наглядно представлено (*T—S*-диаграммой (рис. 3), где точки, соответствующие (*T—S*)-парам трех

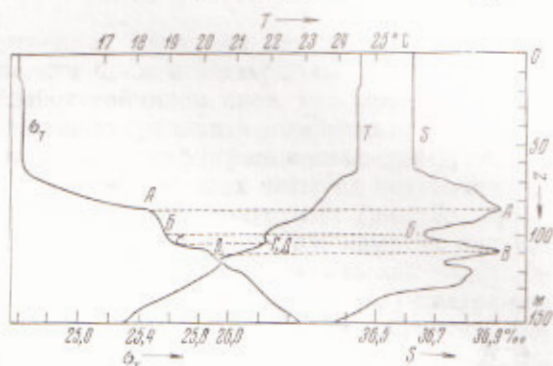


Рис. 1. Распределение по вертикали температуры *T*, солености *S* и плотности воды  $\sigma_t$

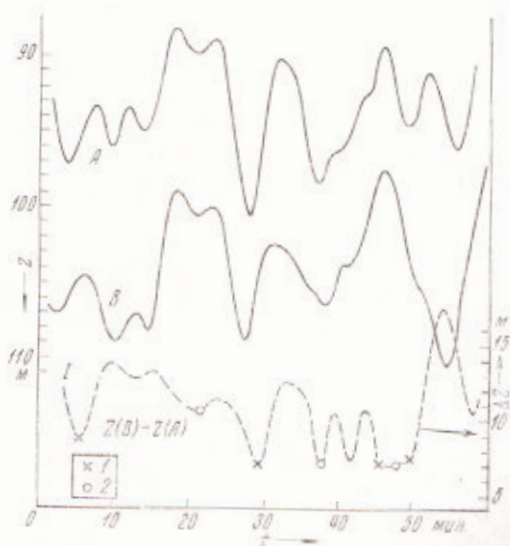


Рис. 2. Колебания глубины залегания экстремальных точек *A* и *B* в распределении солености и расстояния между ними. 1 — моменты неустойчивости на участке *A—B*; 2 — моменты безразличной стратификации



слоев с экстремальными значениями солености (*A*, *B* и *B*) ложатся внутри трех ограниченных областей. Область *A* занимает наибольшую площадь, что свидетельствует о наибольшей изменчивости (*T*—*S*)-пар верхнего слоя. Четыре пары (*a*), также относящиеся к этому слою, легли за пределами области *A* в положении, подтверждающем их гидростатическую неустойчивость.

(*T*—*S*)-пары температурной инверсии (*b*) лежат внутри треугольника *ABB*, образованного центрами трех областей, примерно на линии, проходящей через группу из четырех неустойчивых точек *a* и центр об-

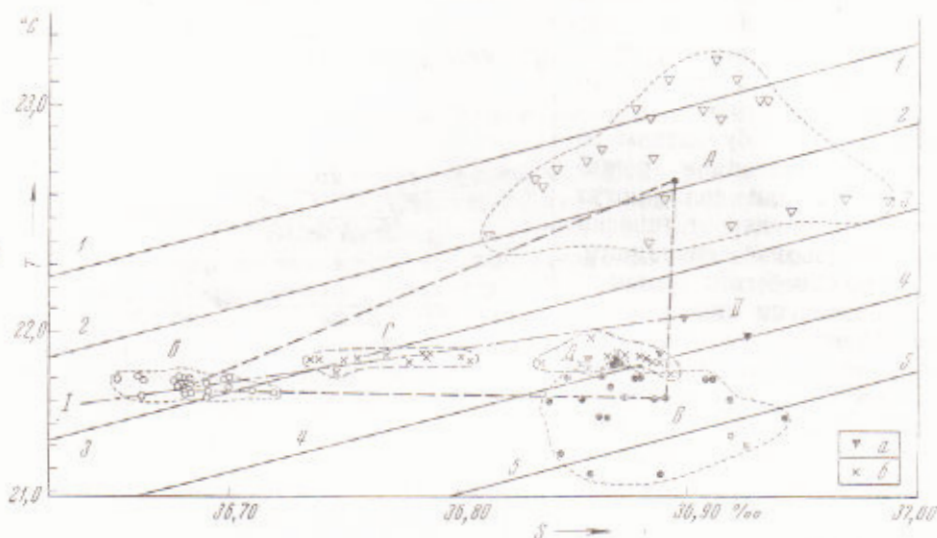


Рис. 3. Сводная (*T*—*S*)-диаграмма участка *АБГДВ* термохалинной структуры, изображенной на рис. 1. Прямые линии соответствуют различной плотности воды  $\sigma_t$ : 1—25,40; 2—25,50; 3—25,60; 4—25,70; 5—25,80. *a*—неустойчивые точки; *b*—температурная инверсия

ласти *B*. Отсюда заключаем, что инверсия температуры формируется из масс воды верхнего слоя высокой солености (*A*), которые смешиваются в моменты неустойчивости с водами нижележащего слоя пониженной солености (*B*) и ложатся на гидростатически устойчивую «подушку» нижнего слоя высокой солености (*B*). Во всяком случае, находясь внутри треугольника смешения *ABB*, воды инверсионного слоя являются продуктом смешения вод из слоев *A*, *B* и *B*. Этот более общий вывод неоспорим, однако предшествующее заключение требует дополнительных уточнений в отношении механизма развития неустойчивости на участке *A*—*B* и дальнейшего процесса перемешивания.

Внутренние волны, время от времени утоньшая промежуточный слой пониженной солености, обостряют и без того высокие вертикальные градиенты температуры и солености на участке *A*—*B*. При этом должны возникать ситуации, когда из-за разницы на два порядка между скоростями молекулярной диффузии тепла и соли может возникнуть локальная неустойчивость, описанная в (<sup>4</sup>, <sup>5</sup>). Более интенсивная молекулярная диффузия тепла быстро создает конечный вертикальный температурный градиент поперек первоначально обостренной, но устойчивой термохалинной границы. Поскольку в результате очень медленной диффузии соли резкий перепад солености через эту границу практически не меняется, в тонком слое, каким является эта граница, создается локальная гидростатическая неустойчивость, приводившая в опытах Тэрнера (<sup>3</sup>) к пальцевидной ячеечной конвекции. Для ее развития в опытах Тэрнера требовались минуты или доли минут, что является масштабом времени, харак-

терным для рассматриваемого нами процесса. Нельзя, однако, утверждать, что солевые пальцы — это единственно возможный процесс перемешивания в данных условиях. Имеются три возможности.

1. Дифференциально-диффузивная конвекция в виде солевых пальцев, если слои *A* и *B* слабо турбулизованы и потоки в них носят ламинарный характер.

2. Конвективная турбулентность более крупного масштаба в виде лавинообразного или струйного («*plume*») (6) обрушивания масс воды из слоя *A*, если неустойчивость велика или сильно локализована в горизонтальной плоскости.

3. Обрушивание гребней внутренних волн или неустойчивость Кельвина — Гельмгольца при достижении числом Ричардсона докритических значений в неустойчивом или слабоустойчивом слое, как предполагалось в (7), но только с участием вертикального градиента солености.

Имеются сильные доводы в пользу дифференциально-диффузивной конвекции. Один из них состоит в том, что во всех четырех неустойчивых ситуациях соленость слоя *A*, как показывает диаграмма (рис. 3), практически не менялась, тогда как температура каждый раз заметно падала. С падением температуры в слое *A* и связана гидростатическая неустойчивость на участке *A — B*. Не случайно также, что на (*T — S*)-диаграмме (рис. 3) точки, принадлежащие температурной инверсии, образуют две отдельные группы *Г* и *Д*. Вторая из них близка к области точек *B*, из чего следует, что эта группа принадлежит инверсионному слою в процессе перемешивания с нижележащим слоем *B*. Напротив, область *Г*, вероятно, соответствует только что образовавшимся или пополненным за счет конвекции инверсиям температуры. Наклон линии *I—II*, проходящей через центры группы *B* и *Г*, пропорционален величине отношения  $\alpha \Delta T / (\beta \Delta S)$ , где  $\alpha$  и  $\beta$  — изменения плотности на единицу температуры и солености соответственно, а  $\Delta T$  и  $\Delta S$  — перепады температуры и солености соответственно между центрами группы *B* и *Г*. Эта величина дает оценку соотношения вертикальных потоков плавучести за счет вертикального переноса тепла и соли из слоя *A* через слой *B* и в нашем случае равна 0,6, что соответствует значению 0,57, полученному Тэрнером (5) в экспериментах с соевыми пальцами. Линия *I—II* проходит несколько выше группы неустойчивых точек. По-видимому, наблюдавшаяся в четырех случаях неустойчивость — следствие результирующего переноса отрицательной плавучести соевыми пальцами сверху вниз. Это явление наблюдалось экспериментально (5).

Таким образом, в обнаруженном нами процессе дифференциально-диффузивная конвекция в виде солевых пальцев сочетается со вторичной конвективной турбулентностью более крупного масштаба. Тем не менее мы не исключаем возможности развития локальной динамической турбулентности на их фоне.

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

Поступило  
25 XII 1970

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Л. М. Бреховских, М. Н. Кошляков и др., ДАН, 198, № 6 (1971).  
<sup>2</sup> H. Stommel, K. N. Fedorov, Tellus, 19, № 2 (1967). <sup>3</sup> К. Н. Федоров, Океанология, 11, № 1 (1971). <sup>4</sup> Г. Стоммел, Океанология, 2, № 2 (1962). <sup>5</sup> J. S. Turner, Deep-Sea Res., 14, № 5 (1968). <sup>6</sup> W. D. Baines, J. S. Turner, J. Fluid. Mech., 37, Part 1 (1969). <sup>7</sup> J. D. Woods, Deutsche Hydr. Zs., 21, № 3 (1968).