

ГИДРОЛОГИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П. П. ШИРШОВА

551.48

ГИДРОЛОГИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

2139



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



УДК 551.48.

Книга посвящена главным образом анализу динамических и термических процессов в океане, которые изучались рядом советских и иностранных экспедиций в 1970–1975 гг. На основе численной модели В.А. Буркова дается трехмерная характеристика общей циркуляции вод океана. Исследуется связь между полем скорости течения и полями важнейших океанологических характеристик. На основе многосуточных инструментальных наблюдений рассматриваются динамика экваториальных течений Индийского океана, характеристики и режим термического поля и внутренних волн.

Издание рассчитано на океанологов, метеорологов, геофизиков и других специалистов, изучающих Мировой океан.

Ответственный редактор

доктор географических наук

В.Г. КОРТ

20806-358
Г 055 (02) -77 360-77

© Издательство "Наука", 1977 г.

В.А. БУРКОВ, В.Г. НЕЙМАН

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

1. ВВЕДЕНИЕ

Индийский океан привлекает внимание океанологов-исследователей как своеобразный океанский бассейн, во многом непохожий на другие океаны. Так, Индийский океан отличен от других морфологически: с севера он ограничен сушеи и не входит в холодный климатический пояс северного полушария. Вследствие этого для гидрохимической структуры и циркуляции Индийского океана характерна в противоположность другим океанам меридиональная асимметрия. Далее Индийский океан, особенно его северная часть, отличен от других океанов климатологически. Благодаря соседству огромного азиатского материка над северной половиной океана развиты меняющиеся по сезонам муссоны, которые в свою очередь приводят к переменной по сезонам океанской циркуляции. И, наконец, как следствие географического положения и климатических условий, Индийский океан отличен от других и океанологически. В его северо-западной части существует очаг формирования большого количества теплых, соленных и бедных кислородом вод, которые действуют на циркуляцию в промежуточных слоях, заметным образом препятствуя проникновению вод южного полушария в северную часть Индийского океана.

Несмотря на очевидные подходящие условия (низкие широты, относительная близость к культурным центрам), чтобы поставить океанологические эксперименты для решения важнейших вопросов океанологии, таких, как сезонная изменчивость циркуляции или как формирование промежуточных вод, длительное время Индийский океан оставался вне поля зрения океанологов. Первые исследования были сделаны в Международном геофизическом году (1957–1958), если не считать выполненных ранее океанологических разрезов в антарктических широтах.

Так, в мае – июне 1956 г. советское научно-исследовательское судно "Обь" сделало первый трансокеанский меридиональный разрез от моря Дейвиса до мыса Гвардафуй. На этом разрезе были выполнены измерения важнейших океанологических характеристик от поверхности до дна (Иваненков, Губин, 1960). Этот разрез вошел в статью "Индийский океан" Океанографической энциклопедии (1974). В 1968 г. Аравийское море – часть Индийского океана – было выбрано советскими океанологами для проведения первого в истории океанологии исследования мезомасштабной изменчивости физических полей в океане на специально спланированном полигоне (Штокман и др., 1969).

В 1959–1966 гг. была осуществлена грандиозная Международная индоокеанская экспедиция, в результате которой Индийский океан по числу наблюдений на соответствующих широтах и долготах почти сравнялся с Атлантическим и Тихим океанами. В Международной экспедиции приняли участие страны, выходящие на берега Индийского океана, а также ведущие океанологические державы – всего 18.

Основные научные результаты, которые были получены по данным Международной экспедиции, будут обсуждены ниже в соответствии с их отношением к исследуемым вопросам, здесь же следует отметить, что первые инструментальные измерения Экваториального подповерхностного противотечения в Индийском океане (аналога открытых до этого течений Кромвелла и Ломоносова в Тихом и

Атлантическом океанах соответственно) были сделаны в 1959—1961 гг. в 31 и 33 рейсах советского научно-исследовательского судна "Витязь".

Академия наук СССР в 1974 г. предложила назвать Экваториальное подповерхностное противотечение течением Тареева в знак признания больших заслуг перед отечественным и мировым мореведением без времени ушедшего из жизни ученого-оceanолога Б.А. Тареева. В работе мы будем употреблять название — течение Тареева.

По данным Международной индоокеанской экспедиции, К. Виртки с помощью Э. Беннетта и Д. Рочфорда был составлен Океанографический атлас Международной индоокеанской экспедиции (Wyrtki, 1971). При его подготовке были использованы также материалы экспедиций, ранее работавших в Индийском океане. Атлас — ценнейшее справочное пособие. В СССР это издание довольно редкое, поэтому подезно указать разделы, по которым приведен материал:

- 1) распределение характеристик на поверхности океана;
- 2) распределение характеристик на подповерхностных, промежуточных, глубинных и придонных горизонтах;
- 3) количество измерений характеристик в пятиградусных "квадратах";
- 4) кривые вертикального распределения характеристик для десятиградусных "квадратов";
- 5) распределение характеристик на поверхностях равной потенциальной плотности;
- 6) слои экстремальных по глубине характеристик;
- 7) характеристики термической структуры;
- 8) карты динамической топографии и переноса масс;
- 9) вертикальные разрезы характеристик от поверхности до дна;
- 10) вертикальные разрезы характеристик верхнего слоя экваториальной области;
- 11) объемные характеристики водных масс.

Отдавая должное содержанию Атласа в целом, надо все же отметить относительную бедность данных по циркуляции и по отдельным течениям. В Атласе не нашли отражения результаты инструментальных измерений течений, в частности течения Тареева. Информацию о движении вод можно только почерпнуть из карт динамической топографии, к тому же относительной (относительно 1000 и 3000 дбар), и переноса масс тоже относительного. Топография изобарических поверхностей, близких к отсчетной, в Индийском океане очень пестра и неопределенна вследствие мелких перепадов отметок динамических высот.

Еще до выхода Атласа в свет советскими океанологами В.Г. Нейманом (1970) и А.Д. Щербининым (1971, 1973) были предприняты попытки построить обобщенные карты геострофической циркуляции на базе осреднения данных по пятиградусным квадратам, чтобы исключить случайные отклонения динамических высот, вызванные во время измерений самыми разнообразными факторами. Нейман построил динамические карты только для поверхности, но зато для двух муссонов: зимнего юго-западного и летнего северо-восточного. Принятая им отсчетная поверхность была равна 1500 дбар. Щербинин же построил динамические карты для поверхности, подповерхностных, промежуточных и глубинных горизонтов, но по средним годовым многолетним данным. Свои расчеты Щербинин выполнил относительно поверхности 4000 дбар.

Таким образом, если говорить о крупномасштабной циркуляции вод Индийского океана, то она еще не воспроизведена в полной мере даже в квазистационарном приближении.

Стремление построить общую циркуляцию вод Индийского океана на основе модели, использованной при расчете циркуляции Тихого океана (Бурков, 1972), и рассмотреть результаты совместно с анализом особенностей распределения океанологических характеристик как независимых от расчетов параметров побудило авторов проделать работу, содержание которой излагается ниже. Помимо средней годовой картины, которая вполне репрезентативна для крупномасштабных черт общей циркуляции южнее 10° ю.ш., по литературным данным будет предпринята попытка охарактеризовать сезонные изменения циркуляции в северной части Индийского океана.

2. ВАЖНЕЙШИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Индийский океан — третий по величине — в основном расположён в южном полушарии. К Индийскому океану также относят Красное море и Персидский залив.

Северная граница Индийского океана представлена берегами азиатского и отчасти африканского (западный берег Красного моря) материков; южная граница — берегами Антарктиды; западная граница с Атлантическим океаном несколько условная, в настоящей работе она принята по $17^{\circ}30'$ в.д. (в Океанографическом атласе Международной индоокеанской экспедиции по 20° в.д.); восточная граница — южнее Австралии по $147^{\circ}30'$ в.д. (совпадает с границей в Атласе), а севернее Австралии по $127^{\circ}30'$ в.д. между материком и о-вом Тимор (в Атласе граница принята по самому узкому сечению Торресова пролива) и далее на запад и северо-запад вдоль Малых Зондских о-вов, о-вов Явы, Суматры и по-ова Малакка. Индонезийские моря, таким образом, относятся к Тихому океану.

В границах, принятых авторами атласа, приведем из последнего некоторые морфометрические характеристики Индийского океана, включая соседние моря (см. ниже):

Горизонт, м	0	200	1000	2000	3000	4000	5000
Площадь, 10^6 км ²	76,7	72,2	69,4	66,5	59	40,8	13,7
Средняя глубина, м	3704						
Объем	$284,1 \cdot 10^6$ км ³						

На рис. 1 представлена схема рельефа дна Индийского океана. Она построена по средним отметкам глубин пятиградусных трапеций, которые приняты в этой работе для осреднения исходных данных (температуры, солености, условной плотности, условного удельного объема, содержания кислорода), положенных в основу исследования крупномасштабной циркуляции вод Индийского океана. Так как на большей части акватории океана океанологические характеристики в глубинных слоях могли быть определены только на горизонтах, кратных 500 м, то и результирующие глубины в трапециях были взяты с округлением до 500 м. Поэтому схема, показанная на рис. 1, отличается от фактического рельефа (Малый атлас мира, 1974), однако все же дает представление о его крупномасштабных особенностях.

В рельфе дна Индийского океана можно выделить шесть основных морфологических единиц.

1. **Материковые окраины.** В общей циркуляции вод океана, построенной по средним данным, отнесенными к центрам такого большого площадного масштаба осреднения, как пятиградусная трапеция, материковые окраины не играют почти никакой роли (шельфы Индийского океана намного уже шельфов Атлантического). Фактически же морфометрические характеристики материковых окраин и материкового склона имеют очень большое значение, но для движения вод соответствующих масштабов.

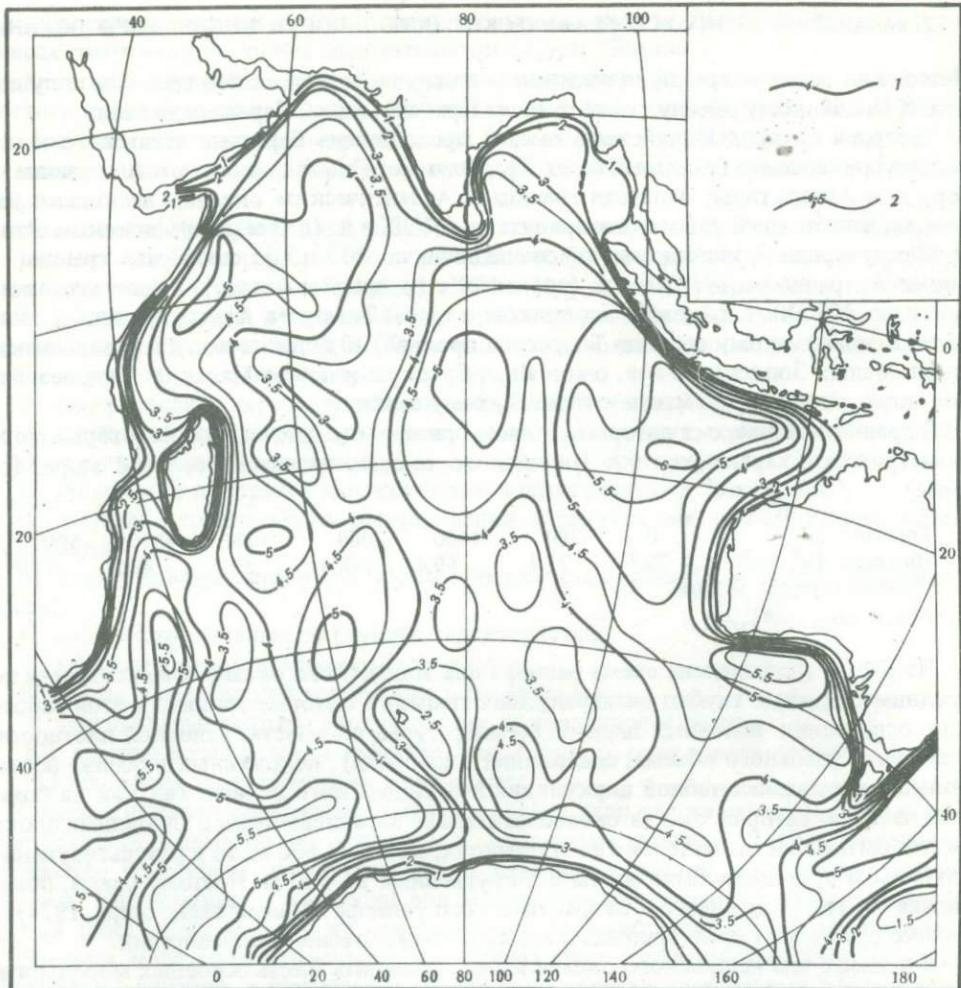
2. **Микроконтиненты.** Для рельефа Индийского океана особенно характерны плато и хребты, вытянутые в меридиональном направлении.

3. **Глубинный срединно-океанический хребет** представлен в Индийском океане Центральным Индийским хребтом. Этот хребет — наиболее четко выраженный элемент рельефа дна Индийского океана, который в центральной части имеет форму перевернутой буквы *Y*.

Центральный Индийский хребет вместе с микроконтинентами разделяют океанские бассейны.

4. **Океанское ложе.** Бассейны составляют ложе Индийского океана, для которого наиболее характерная форма рельефа — абиссальные равнины.

5. **Зоны разломов** характерны для Центрального Индийского хребта. Этот хребет отличается сильно расчлененным тектоническим рельефом в противоположность весьма выровненному рельефу материкового подножия и очень гладкому рельефу абиссальных равнин. В зонах разломов могут существовать узкие каналы, по которым вода из одних океанских бассейнов может перетекать в другие и наоборот. Эти каналы, таким образом, могут иметь важное океанологическое значение.



вийском и Красном морях и Персидском заливе. Там приход тепла превышает $40 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. В тропических и субтропических широтах южного полушария океан отдает тепло, причем в центре этой области потеря тепла превышает $20 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. По расчетам Будыко, выходит, что в южную часть Индийского океана (без Антарктики) должна быть адвекция тепла океанскими течениями из северной части или из соседних океанов. С другой стороны, для компенсации постоянного притока тепла через поверхность в северную часть Индийского океана должна быть адвекция холода океанскими течениями из южной части или из соседних океанов. Поверхность океана в антарктических широтах характеризуется отрицательным тепловым балансом. Над большей частью поверхности Индийского океана (исключая антарктический сектор) испарение превышает осадки. В северо-западной части Аравийского моря и субтропических широтах южного полушария испарение превышает осадки более чем на 1000 мм/год (Морской атлас, 1953). В приэкваториальных широтах, в зоне внутритеческой конвергенции, водный баланс положителен: там осадки превышают испарение, особенно в восточной части, где их разность достигает свыше 500 мм/год . Большая часть Бенгальского залива характеризуется превышением осадков над испарением. Водный баланс этого залива еще больше сдвигается в "пресную" сторону благодаря заметному стоку крупных азиатских рек. В антарктическом секторе (к югу от антарктической конвергенции) осадки преобладают над испарением, причем их разность местами достигает 500 мм/год и выше.

Особенности теплового и водного баланса поверхности Индийского океана способствуют тому, что во внеантарктических широтах на поверхности океана формируются теплые и высокосоленные водные массы (в Бенгальском заливе теплые и относительно менее соленые), а в антарктических широтах — холодные и низкосоленные. Высокосоленные поверхностные воды Индийского океана, однако, разделяются языком низкосоленных вод, переносимых из морей Зондского архипелага Южным пассатным течением приблизительно вдоль 10° ю.ш.

В центральной части Индийского океана расположен один из перманентных центров действия атмосферы — южно-индийский субтропический антициклон (антициклон о-ва Святого Маврикия). В этом антициклоне воздух движется против часовой стрелки, причем северо-восточное звено этой циркуляции представляет юго-восточный пассат, сравнительно мало меняющий свои характеристики во времени (рис. 2) (Atlas of Climatic charts of the ocean, 1938). Во внутренней части южно-индийского антициклиона ветры слабые — это субтропическая зона затишья.

К югу от широт $30-40^{\circ}$ на климатических картах рисуется зона преобладающих западных ветров с зоной пониженного давления в умеренных широтах.

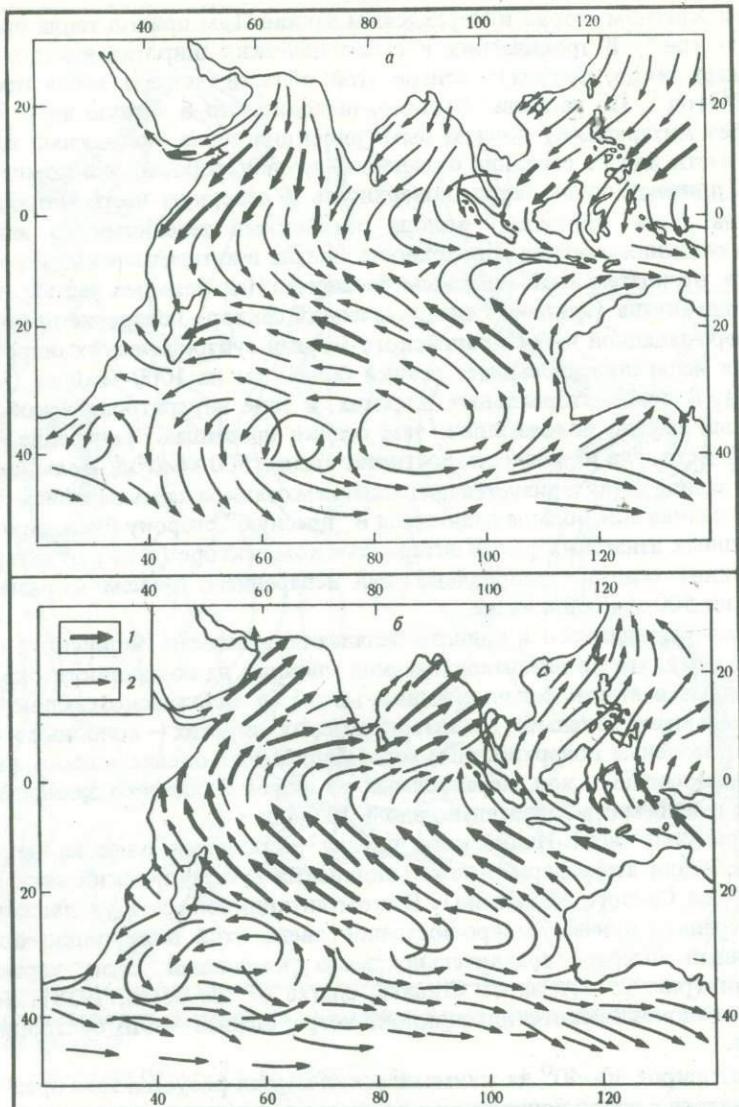
Над Антарктидой на климатических картах намечается еще один перманентный центр действия — антарктический антициклон с преобладающими восточными ветрами в сравнительно узкой полосе от берега над океаном.

Над северной частью Индийского океана развита муссонная циркуляция воздуха.

По Дюингу (Düing, 1970), муссонная область Индийского океана определяется тремя параметрами: 1) площадью муссонных ветров и поверхностных течений; 2) глубиной муссонных (сезонных) изменений океанологических характеристик; 3) периодами характерных муссонных условий.

По средним многолетним данным, почерпнутым из различных источников, площади муссонных ветров и поверхностных течений (в том и другом случае акватория, где ветры и течения от муссона к муссону изменяют свое направление более чем на 90°) удивительным образом совпадают (рис. 3) (Monatskarten für den Indischen Ozean, 1960). В муссонную область входит вся северная часть Индийского океана и часть южной приблизительно до 10° ю.ш. Граница приспускается южнее в среднем до 29° ю.ш. только между восточной Африкой и Мадагаскаром и восточнее 110° в.д. в районе океана севернее Австралии.

Гораздо труднее оценить глубину до которой доходит влияние муссонной циркуляции. По приближенным оценкам Дюинга, который в качестве критерия



Р и с. 2. Схемы циркуляции воздуха над поверхностью

а – в феврале, во время северо-восточного муссона; *б* – в августе, во время юго-западного муссона. 1 – более устойчивые ветры; 2 – менее устойчивые

влияния муссонов принял разность динамических глубин, превышающую 75 дин. мм от муссона к муссону, нижняя граница муссонной области имеет довольно сложную форму: большие глубины лежат к западу от 60° в.д., где местами они превышают 400 м; меньшие – вдоль экватора, в центральной части экваториальной полосы они даже меньше 100 м; к северу и югу от экватора глубины возрастают, достигая на северных и южных границах муссонной области 200–250 м.

По сезонным изменениям средних значений скорости ветра и поверхностных течений в муссонной области в среднем выделяются два неодинаковых по продолжительности периода: летний, или период юго-западного муссона, – длинный с двумя подпериодами: раннего (май-июнь) и позднего (июль-сентябрь) лета; зимний, или период северо-восточного муссона, короткий (декабрь, январь-февраль). Их разделяют два переходных периода: октябрь-ноябрь и март-апрель. Однако в

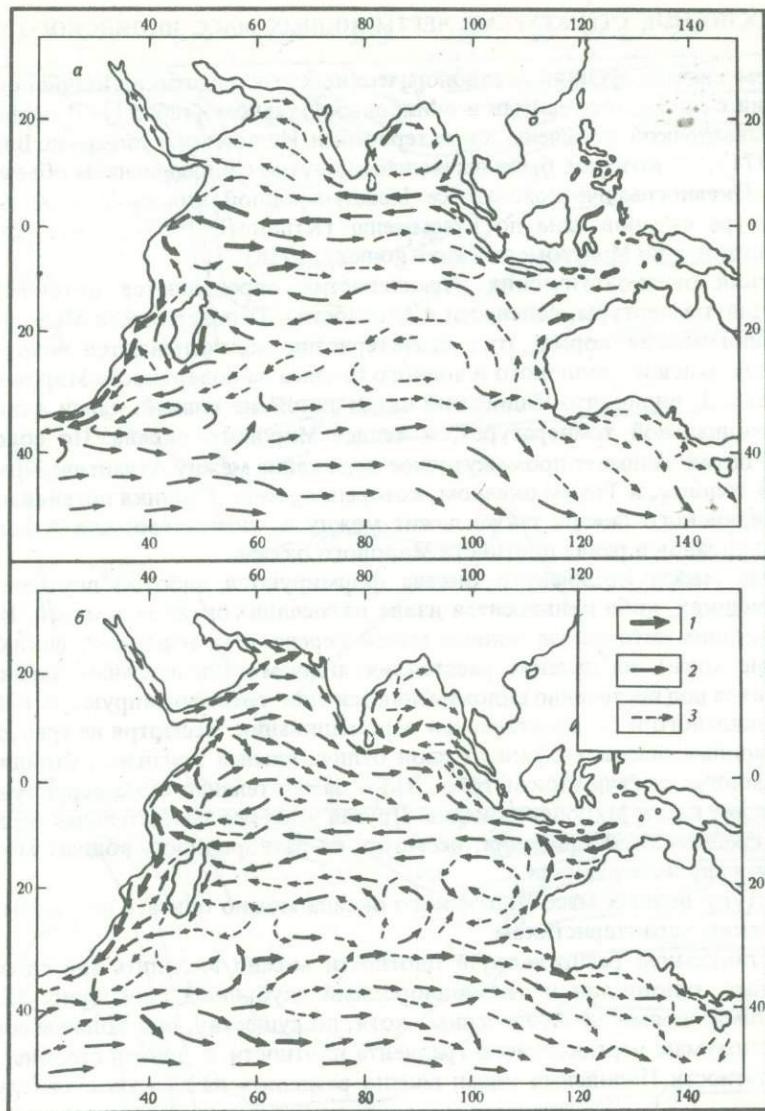


Рис. 3. Схемы поверхностных течений

а – в феврале; *б* – в августе. 1 – сильноустойчивые; 2 – слабоустойчивые; 3 – неустойчивые

некоторые годы переходные периоды сдвигаются относительно средних, а в каждый отдельных год время их наступления варьирует от области к области.

В поле движения воздуха над Индийским океаном воздушные массы, свойственные каждому центру действия, разделяются главными фронтами общей циркуляции воздуха. Тропический фронт (в барическом поле внутритропическая зона конвергенции) в Индийском океане проходит между юго-восточным пассатом и соответствующим муссоном (рис. 2). Южный полярный фронт, лежащий преимущественно внутри полярного воздуха на широтах около $40-50^{\circ}$ ю.ш., разделяет тропические и полярные воздушные массы. На южном полярном фронте развиваются циклоны ("ревущие сороковые") и промежуточные между ними антициклоны, представляющие собой механизм обмена воздуха между умеренными широтами и тропиками.

3. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЧЕРТЫ ВОДНЫХ МАСС ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Приведем сначала средние океанологические характеристики Индийского океана в сравнении с другими океанами и с Мировым океаном (табл. 1). В первом столбце табл. 1 звездочкой помечены характеристики Индийского океана по Виртки (Würtki, 1971), которые были вычислены попутно с определением объемов водных масс в Океанографическом атласе Международной индоокеанской экспедиции. Температура океанов дана по Крюммелю (Krümmel, 1907), а все остальные характеристики — по Монтгомери (Montgomery, 1958).

Значения океанологических характеристик определяются потоками тепла и влаги (для температуры, солености и плотности) на поверхности Мирового океана. Климатологические нормы этих характеристик подсчитываются исходя из предположения нулевого теплового и водного баланса на поверхности Мирового океана.

Из табл. 1 видно, что Индийский океан такой же теплый, как и Атлантический (по потенциальной температуре), и теплее Мирового океана. По солености Индийский океан занимает промежуточное положение между Атлантическим океаном, который солонее, и Тихим океаном, который преснее. Средняя потенциальная плотность Индийского океана также лежит между ее значениями для Атлантического и Тихого океанов и равна плотности Мирового океана.

Водные массы Индийского океана формируются либо во внутренних очагах или источниках, либо привносятся извне из соседних океанов и морей. Из внутренних и внешних источников водные массы переносятся течениями (включая и вертикальные токи) на далекие расстояния, причем отличительные характеристики движущихся вод постепенно видоизменяются или трансформируются под действием вертикального и горизонтального перемещивания. Несмотря на трансформацию, все же водные массы сохраняют свои отличительные признаки, отойдя от источника на многие тысячи километров; это — замечательная черта структуры Индийского так же, как и Мирового океана. Другая не менее замечательная черта — устойчивая в среднем стратификация, несмотря на разнородность водных масс, слагающих структуру по вертикали.

Структуру водных масс Индийского океана можно описать по различным океанологическим характеристикам.

В вертикальном распределении плотности можно выделить три слоя: верхний однородный, пикноклин и квазиоднородный глубинный слой (рис. 4). Границы между этими слоями неопределены, хотя, по существу, они должны соответствовать максимумам вертикального градиента плотности. С другой стороны, формально по плотности Индийский океан можно разделить на легкую и тяжелую сферы,

Таблица 1
Средние значения океанологических характеристик

Характеристики	Океаны			
	Индийский	Атлантический	Тихий	Мировой
Температура, °C	3,8	4	3,7	3,8
Потенциальная температура, °C	3,59*; 3,72	3,73	3,36	3,52
Соленость, ‰	34,75*; 34,76	34,90	34,62	34,72
Аномалия потенциального удельного объема, см³/т	56	45	62	56
Растворенный кислород, мл/л	4,11*	—	—	—
Фосфаты, мкг·ат/л	2,18*	—	—	—
Нитраты, мкг·ат/л	26,5 *	—	—	—
Силикаты, мкг·ат/л	76,0*	—	—	—

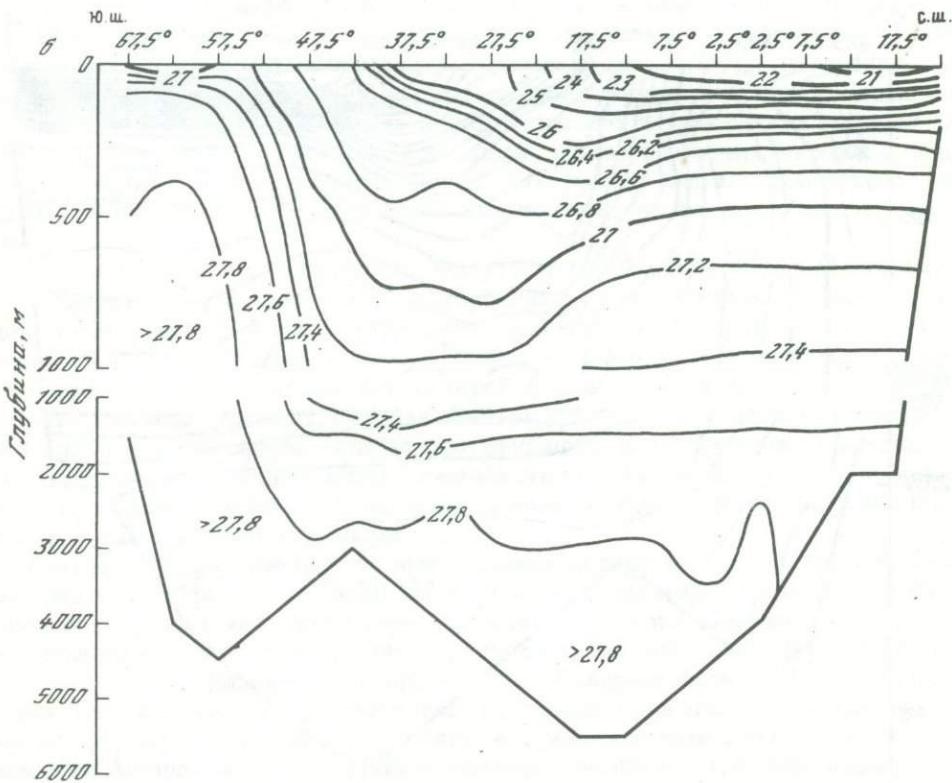
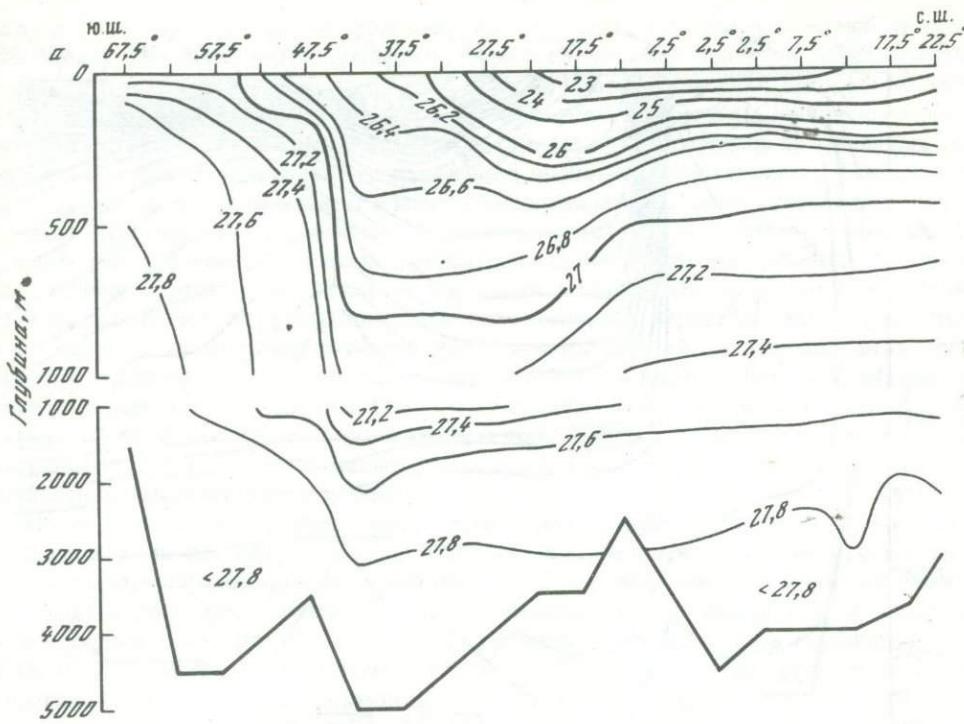
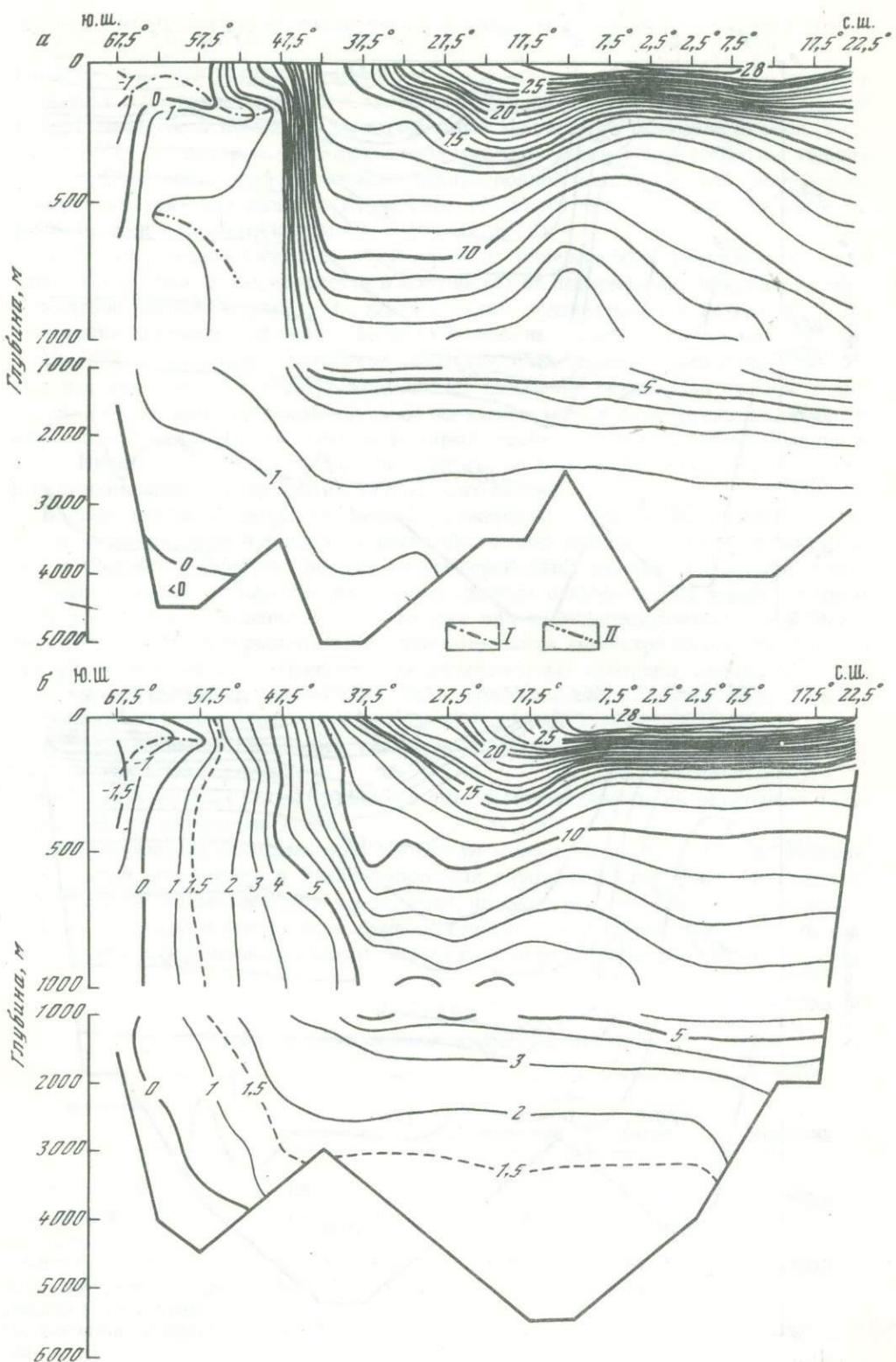


Рис. 4. Условная плотность σ_t на меридиональных разрезах по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

а — в западной части океана по $62^{\circ}30'$ в.д.; *б* — в восточной части океана по $92^{\circ}30'$ в.д.



Р и с. 5. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональных разрезах по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

а – в западной части океана по $62^{\circ}30' \text{ в.д.}$; б – в восточной части океана по $92^{\circ}30' \text{ в.д.}$
 I – положение минимальной по глубине температуры холодного промежуточного слоя; II – положение максимальной по глубине температуры теплого промежуточного слоя

разделенные изостерической поверхностью 56 сл/т, т.е. поверхностью средней по океану аномалии потенциального удельного объема. Над этой поверхностью и к экватору лежит легкая сфера, под этой же поверхностью и к южному полюсу лежит тяжелая сфера. Горизонтальное распределение плотности в Индийском океане отличается более сложным характером (вплоть до экстремумов на отдельных горизонтах вопреки монотонному изменению внешних термохалинных факторов в меридиональном направлении) и может поддерживаться только течениями.

Хотя плотностная структура и характеризуется устойчивой стратификацией, однако вертикальные градиенты температуры и солености—компоненты, от которых зависит вертикальный градиент плотности, не всюду вносят в него положительный вклад. Более того, вертикальная термохалинная структура характеризуется в Индийском океане хорошо выраженной слоистостью с соответствующими экстремумами температуры и солености. При устойчивой плотностной стратификации слои с инверсией температуры (т.е. с повышением температуры с глубиной) совпадают с галоклином (т.е. с повышением солености с глубиной), а слои с инверсией солености (т.е. с понижением солености с глубиной) с термоклином (т.е. с понижением температуры с глубиной).

По вертикальному распределению температуры Индийский океан⁴ можно также разделить на две сферы: теплую и холодную с границей между ними, совпадающей с изотермической поверхностью около 4°C, т.е. поверхностью средней по океану температуры (рис. 5). На поверхности океана граница между теплой и холодной сферами проходит приблизительно по широте 45°ю.ш., а по глубине между 1000 и 1500 м. Изотермическую поверхность 4°C можно, таким образом, считать нижней границей главного термоклина, которая всегда была спорной в океанологических исследованиях.

Аналогичным образом можно выделить высокосоленную и низкосоленную сферы Индийского океана (рис. 6). Однако разграничающая эти сферы изогалинная поверхность, соответствующая средней солености океана 34,76‰, на меридиональных сечениях имеет более сложную форму, чем изотерма 4°C. Относительно последней она несколько приподнята в субтропических и тропических широтах (до 800 м против 1000 м) и несколько присущена в экваториальных широтах и тропических широтах северного полушария (до 2500 против 1500 м). Тем не менее изогалина 34,76‰, может быть принята в качестве нижней границы океанского галоклина.

Сфера, выделенные по плотности, температуре и солености, обладают общностью в основных чертах; южная и глубинная части океана заполнены водой, характеристики которой формируются в высоких широтах: высокая плотность, низкая температура и низкая соленость; северная и верхняя части океана заполнены водой, характеристики которой формируются в умеренных и низких широтах: низкая плотность, высокая температура, высокая соленость. Отличительная черта холодной сферы — слабая стратификация, местами вплоть до однородности; особенность же теплой сферы — сильная стратификация, выраженная пикноклином, термоклином и галоклином. Воды названных сфер разделяет еще один класс вод, называемых промежуточными.

Другие океанологические параметры дают совершенно иные границы сфер по сравнению с рассмотренными выше. Например, по содержанию растворенного кислорода можно выделить сферы высокого и низкого содержания кислорода. На меридиональных сечениях (рис. 7) они разграничены изооксигеной 4,11 мл/л, т.е. среднего содержания кислорода в океане. Северная часть Индийского океана очень бедна кислородом; это свидетельствует о том, что в этой части океана водные массы, формирующиеся на поверхности, не пробивают главного постоянного пикноклина. Антарктические и субантарктические воды, наоборот, богаты кислородом, но в их толще вторгается мощный язык вод из бедной кислородом сферы, благодаря чему граница между сферами — изооксигена 4,11 мл/л имеет очень причудливую форму.

В вертикальном распределении водных масс как Мирового, так и Индийского океанов по термохалинным признакам принято различать поверхностные (под-

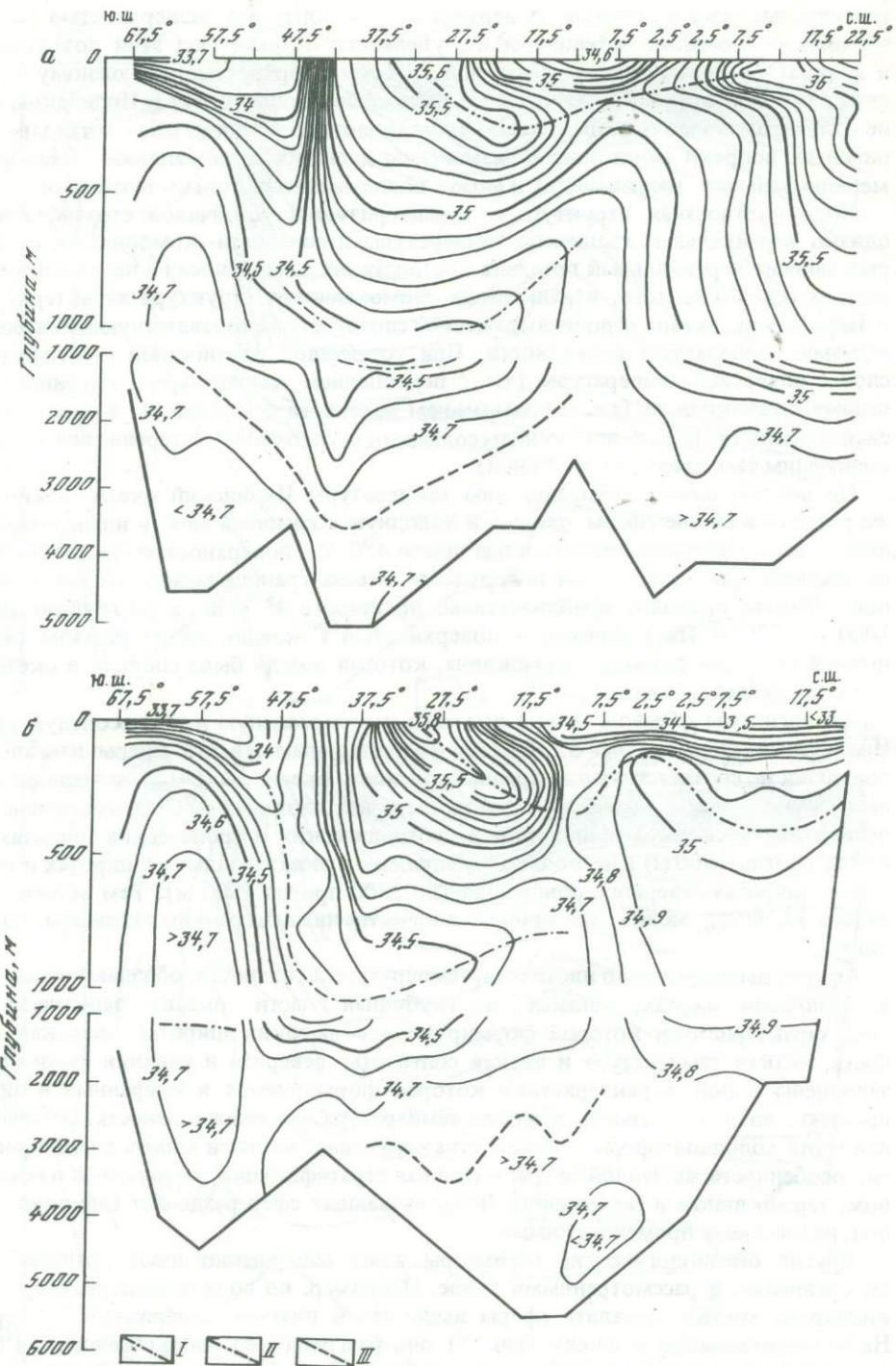


Рис. 6. Соленость ($\%$) на меридиональных разрезах (по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах)

a – в западной части океана $62^{\circ}30' \text{ в.д.}$; *б* – в восточной части океана по $92^{\circ}30' \text{ в.д.}$. *I* – положение минимальной по глубине солености антарктической промежуточной водной массы пониженной солености; *II* на разрезе *a* – положение максимальной по глубине солености южной субтропической и аравийской подповерхностных водных масс повышенной солености; *II* на разрезе *б* – положение максимальной по глубине солености южной субтропической подповерхностной водной массы повышенной солености и персидской промежуточной водной массы повышенной солености; *III* – положение максимальной по глубине солености нижней циркумполярной и атлантической глубинной водных масс

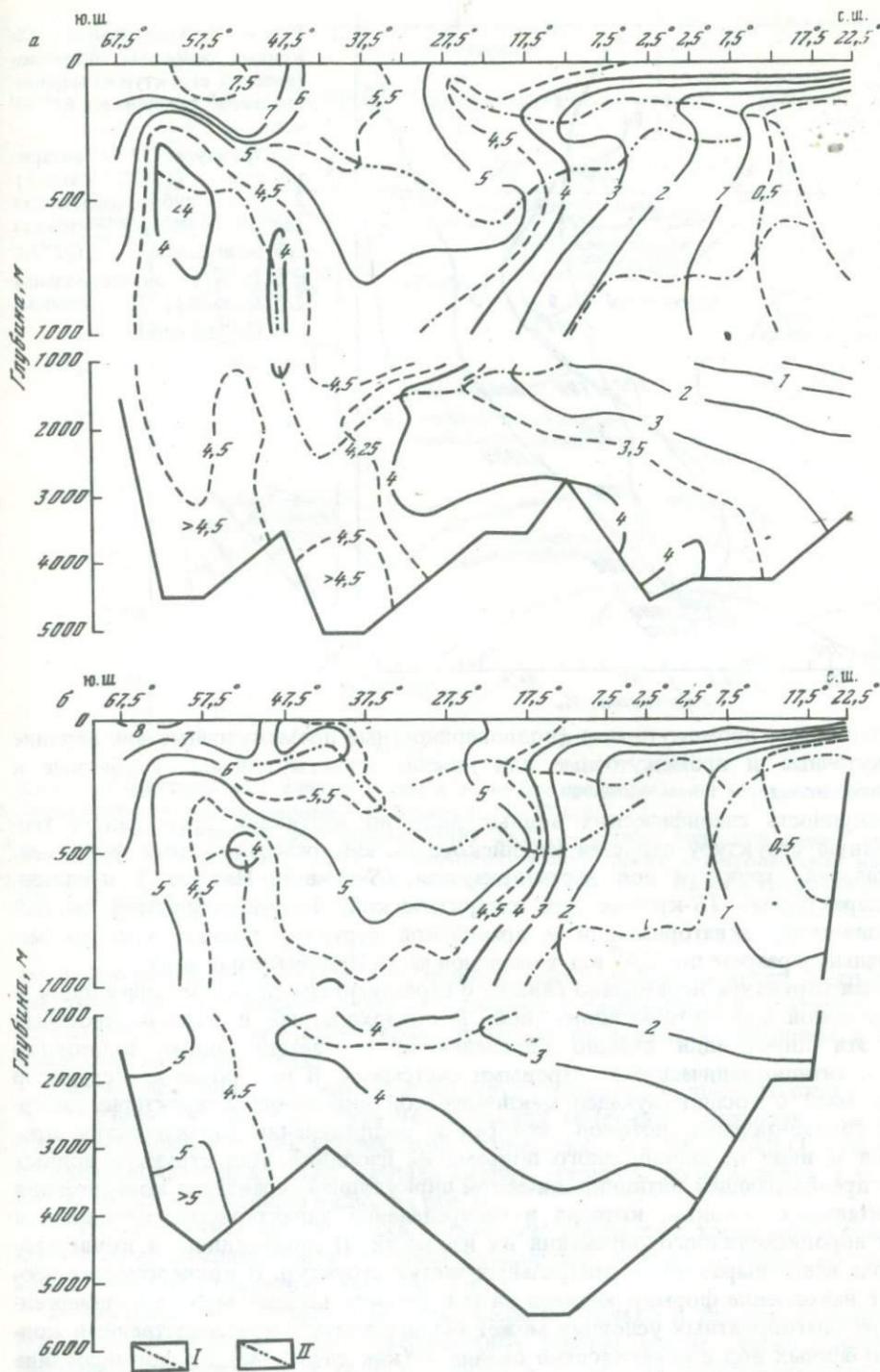


Рис. 7. Содержание кислорода (мл/л) на меридиональных разрезах по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

a – в западной части океана по $62^{\circ}30'$ в.д.; *б* – в восточной части океана по $92^{\circ}30'$ в.д. I – внизу каждого разреза – положение глобального глубинного минимума содержания кислорода; I – вверху каждого разреза – положение подповерхностного минимума кислорода в тропических водах; II – положение максимального по глубине содержания кислорода в средней части главного пикноклина

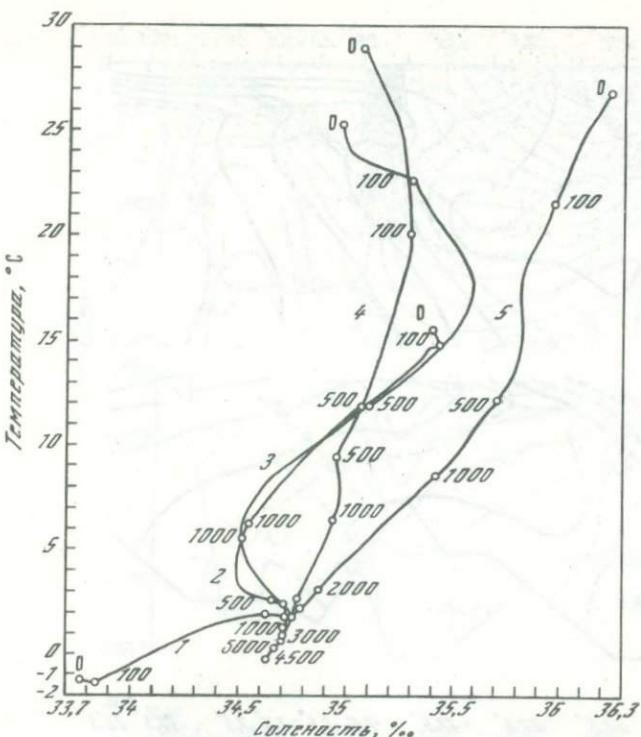


Рис. 8. Характерные TS -кривые основных океанологических структур на меридиональном сечении по $62^{\circ}30'$ в.д.

Структуры: 1 – антарктическая ($57^{\circ}30'$ ю.ш.); 2 – субантарктическая ($37^{\circ}30'$ ю.ш.); 3 – южная субтропическая ($22^{\circ}30'$ ю.ш.); 4 – экваториальная ($2^{\circ}30'$ ю.ш.); 5 – аравийская ($17^{\circ}30'$ с.ш.)

поверхностные), промежуточные (подповерхностные промежуточные или верхние промежуточные и промежуточные или нижние промежуточные), глубинные и придонные воды.

Сопокупность специфических водных масс по вертикали представляет термохалинную структуру областей Индийского океана, разграниченных фронтами. Вертикальная структура вод характеризуется TS -кривой. На рис. 8 представлены характерные TS -кривые для антарктической, субантарктической, южной субтропической, экваториальной и аравийской структур водных масс на меридиональном разрезе по $62,5^{\circ}$ в.д. в западной части Индийского океана.

Каждая структура неразрывно связана с свойственным ей типом циркуляции – циклонической или антициклонической. В поверхностных и подповерхностных слоях эти циркуляции обычно определяются соответствующими циклоническими и антициклоническими ветровыми системами. В результате для структур водных масс с господствующей циклонической циркуляцией характерна дивергенция горизонтальных потоков, которая в распределении характеристик проявляется в виде куполообразного подъема их изолиний. Для структур водных масс с преобладающей антициклонической циркуляцией характерна конвергенция горизонтальных потоков, которая в распределении характеристик проявляется в виде воронкообразного опускания их изолиний. И дивергенции, и конвергенции резче всего выражены в центральных частях структур. В конвергенциях происходит накопление формирующихся на поверхности водных масс, а в дивергенциях при благоприятных условиях может осуществляться непосредственный контакт глубинных вод с поверхностью океана и (как следствие) их формирование или пополнение (Lacombe, 1974).

Подразделение непрерывной толщи океанских вод на структуры в конечном счете условно. Если же оно проводится, необходимо определить границы структур, представленные океанскими фронтами, т.е. областями океана, где характеристики одной структуры скачкообразно переходят в характеристики другой. Фронты, так же как дивергенции и конвергенции, лучше выражены в верхней половине океана. С глубиной они размываются. Однако существование фронтов как границ не изолирует структуры водных масс друг от друга. Более того, именно на фронтах происходит энергичное взаимодействие между структурами вплоть

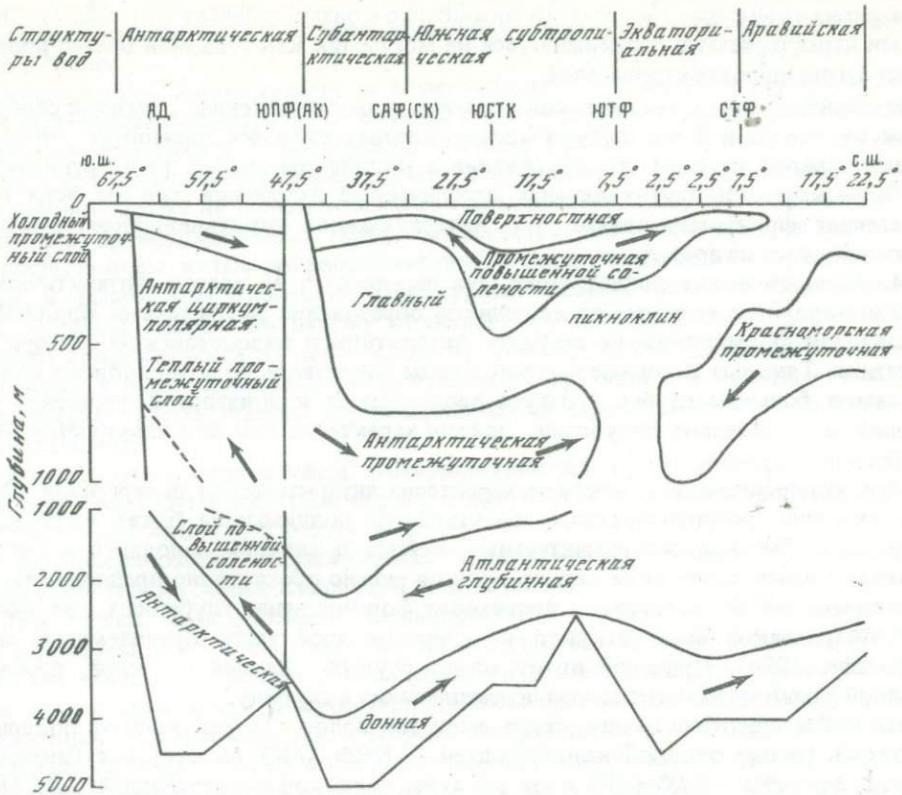


Рис. 9. Структуры вод, водные массы и элементы предполагаемой меридиональной циркуляции (стрелки) на меридиональном разрезе по $62^{\circ}30'$ в.д.

2/39
АД – антарктическая дивергенция; ЮПФ (АК) – южный полярный фронт (антарктическая конвергенция); САФ (СК) – субантарктический фронт (субтропическая конвергенция); ЮСТК – южная субтропическая конвергенция; ЮТФ – южный тропический фронт; СТФ – северный тропический фронт

до формирования специфических водных масс, причем характер этого взаимодействия подчинен поддержанию стационарного распределения океанологических характеристик во всех структурах, несмотря на ненулевой тепловой и водный баланс на их поверхностях.

Рассмотрим теперь последовательно структуру воды Индийского океана (рис. 9).

I. Антарктическая структура лежит между материком Антарктиды и южным полярным фронтом [антарктической конвергенцией – ЮПФ (АК)]. Она состоит из следующих водных масс начиная сверху (границы по вертикали в тексте не указываются, они хорошо видны на рис. 9].

1. Поверхностная водная масса. Зимой она сливаются с холодным промежуточным слоем. Зимняя нижняя граница поверхности водной массы проходит по антарктическому галоклину (см. рис. 5 и 6).

2. Холодный промежуточный слой. Выражен только в теплую половину года, когда самые верхние слои поверхности водной массы слегка нагреваются. Холодный промежуточный слой относится к категории предповерхностных промежуточных вод. Они формируются и циркулируют в пределах одних и тех же широт. Условная плотность в промежуточном минимуме температуры уменьшается к северу от 27,28 до 27,2.

3. Антарктическая циркумполярная водная масса. Она состоит из верхней воды, представленной теплым промежуточным слоем, и нижней воды, представленной слоем повышенной солености. Антарктическая циркумполярная водная масса относится к категории промежуточных вод. Ее почти стационарные характеристики поддерживаются адвекцией тепла и низкого содержания кислорода

(в верхних горизонтах) и солей (в нижних горизонтах) с севера (см. рис. 7). Сверху эти характеристики поддерживаться не могут, так как тепловой баланс поверхности в этих широтах отрицателен.

Механизм этой адвекции не совсем ясен: то ли более теплая с низким содержанием кислорода и более соленая вода на соответствующих горизонтах переходит фронт поперек на всем его протяжении в Индийском океане, то ли существуют в Индийском или других океанах ограниченные вторжения, где эта вода тоже пересекает фронт или вливается в Антарктическое циркумполярное течение и переносится им на восток.

4. Антарктическая донная вода. Она переносится на восток Антарктическим циркумполярным течением из источников образования за пределами Индийского океана или формируется на шельфах Антарктиды в индоокеанском секторе Антарктики. Тяжелые холодные и соленые воды опускаются по материковому склону до самых больших глубин и оттуда продвигаются к экватору и, пересекая его, проникают в северное полушарие, причем характеристики вод изменяются очень слабо.

Для антарктической структуры характерна антарктическая дивергенция (АД), где изолинии океанологических характеристик поднимаются ближе всего к поверхности. Так как экспериментальных данных о слиянии холодного и теплого промежуточных слоев пока нет, то вряд ли можно обоснованно предполагать, что в антарктической дивергенции происходит формирование глубинных вод, подобное тому, какое было открыто в северо-западной части Средиземного моря (Lacombe, 1974). Причиной этому может служить сильный галоклин, препятствующий развитию конвективного перемешивания в глубину.

II. Субантарктическая структура занимает полосу между южным полярным фронтом [антарктической конвергенцией – ЮПФ (АК) на юге] и субантарктическим фронтом – САФ (СК) и южной субтропической конвергенцией – ЮСТК на севере.

Южный полярный фронт играет исключительно важную океанологическую роль как граница выделенных выше сфер (см. параграф 3 настоящей статьи) в толще океанских вод. Вследствие этого возникает вопрос о выборе критерия для определения положения южного полярного фронта. С физической точки зрения, положение фронта должно совпадать с максимальными горизонтальными градиентами океанологических характеристик. Градиенты, хорошо видны на всех приведенных разрезах (см. рис. 5–7). Однако такое определение фронта при использовании характеристик, осредненных по сравнительно большому площадному масштабу (как и в этой работе, где в качестве такого масштаба принята пятиградусная трапеция), неизбежно приводит к понятию фронтальной зоны. В действительности фронт обычно бывает очень узок, а принятая (в какой-то мере всегда искусственно) регулярная сетка растягивает фронт на ширину, не меньшую, чем шаг этой сетки. Поэтому кроме максимальных горизонтальных градиентов, по-видимому, для определения середины фронта (и именно южного полярного фронта) полезно использовать положение средних значений океанологических параметров Индийского океана.

Субантарктическая структура и лежащая далее к северу южная субтропическая по слагающим их по вертикали водным массам с качественной стороны идентичны. Количественные же различия в характеристиках водных масс существуют, но и они более всего заметны в поверхностных и подповерхностных слоях (от поверхности до глубины 200 м) и вызваны исключительно меридиональным изменением балансов тепла и влаги на поверхности. Глубже 200 м эти различия размываются. Поэтому субантарктический фронт как граница структур различим только в поверхностных и подповерхностных водах.

В глобальном масштабе субантарктическую и южную субтропическую структуры можно объединить в одну южную субтропическую (или умеренных широт) структуру. Обе эти структуры связывает еще одна интересная особенность – это единственная для них южная субтропическая конвергенция с той только разницей, что в южной субтропической структуре она лежит в поверхностных и подповерх-

ностных слоях (от поверхности до глубины 200 м), а в субантарктической — в пикноклине, промежуточных и даже глубинных слоях, сдвигаясь при этом к югу с 17 до 37° ю.ш.

В классической океанографии в поверхностных и подповерхностных слоях всегда выделялись субантарктические воды и в качестве их северной границы принималась субтропическая конвергенция, соответствующая в верхних слоях указанному здесь субантарктическому фронту, а в нижних — южной субтропической конвергенции. Чтобы не ломать классическую классификацию, субантарктическая структура в приводимом здесь обзоре сохраняется тем более, что в ее широтах формируются воды, питающие расположенный к северу пикноклин — чрезвычайно важный в физическом отношении структурный элемент толщи океанских вод. Таким образом, единая по своему строению (но протяженная по меридиану) структура подразделяется на две — субантарктическую и южную субтропическую, разделенные в верхних слоях субантарктическим фронтом, а в нижних — южной субтропической конвергенцией. Субантарктическая структура состоит из следующих водных масс.

1. Поверхностная водная масса. Поверхностные и подповерхностные слои субантарктической структуры тоже играют важную роль как очаги формирования термоклина (пикноклина) в теплой сфере.

2. Подповерхностная промежуточная водная масса повышенной солености. Наблюдаются только слабые следы этой водной массы.

3. Пикноклин. Хотя изменения характеристик в верхних слоях субантарктической структуры в годовом цикле изучены слабо, все же можно предположить, что зимой вследствие охлаждения поверхности и конвективного перемешивания в сочетании с опусканием на субантарктическом фронте и южной субтропической конвергенции образуются воды, которые, распространяясь к северу вдоль соответствующих изопикнических поверхностей, в ближних и дальних низких широтах формируют в конечном счете пикноклин (а также и термоклин). Об этом убедительно свидетельствует язык повышенного содержания кислорода, расположенный в термоклине (см. рис. 5, 7).

4. Антарктическая промежуточная водная масса. Она образуется на южном полярном фронте из антарктической поверхности воды низкой солености и низкой температуры. Когда эта вода встречается на полярном фронте с водой более высокой температуры и солености умеренных широт, более плотная антарктическая опускается под более теплую воду и скользит при этом к северу. Однако опускание происходит на южной стороне фронта (см. рис. 4 и 6) и, как следствие этого опускания, в распределении солености на соответствующих горизонтальных поверхностях к югу от фронта наблюдается минимум (см. рис. 25, 29). Интенсивное смешение в сильном Антарктическом циркумполярном течении вызывает в результате развитие слоя воды пониженной солености, простирающегося от поверхности до глубины в несколько сотен метров. В этом слое соленостный минимум по вертикали обычно не наблюдается, и только после того, как эта вода начинает распространяться к северу под водой теплой сферы, она приобретает черты антарктической промежуточной воды пониженной солености. Показано, что движение этой воды близко к изопикническому, причем минимум солености неплохо коррелирует с условной плотностью 27,1–27,3 (Кукса, Михайличенко, 1975).

5. Атлантическая глубинная водная масса. Она формируется в северных широтах Атлантики. Считается, что глубинные воды приходят в Индийский океан с запада, из Атлантического океана, севернее южного полярного фронта на соответствующих глубинах, в виде атлантической глубинной водной массы. Она идентифицируется по вертикали слабым глубинным максимумом солености, соответствующим потенциальной условной плотности 27,78–27,88. В северной части Индийского океана она слегка видоизменяется, и максимум солености вырождается. Так как атлантическая глубинная вода заполняет и абиссаль Тихого океана, то после циркуляции по Индийскому океану она должна выходить из океана на востоке. Возможно также, что часть воды переходит южный полярный фронт и пополняет нижнюю водную массу антарктической циркумполярной воды. Для

атлантической глубинной воды характерно высокое содержание кислорода (около 5 мл/л), которое, правда, уменьшается в Индийском океане по мере циркуляции.

6. Антарктическая донная водная масса.

III. Южная субтропическая структура занимает субтропические и тропические широты; с юга она ограничена субантарктическим фронтом или субтропической конвергенцией — САФ(СК), а с севера южным тропическим фронтом (ЮТФ). Южная субтропическая структура состоит из следующих водных масс.

1. Поверхностная водная масса.

2. Подповерхностная южная субтропическая промежуточная водная масса повышенной солености. Она формируется в пределах южной субтропической структуры в результате превышения испарения над осадками. Самые высокие значения солености поверхностных вод находятся в полосе между 25 и 35° ю.ш. Абсолютный максимум поверхностной солености находится довольно близко от Австралии и совпадает с максимумом превышения испарения. Зимняя конвекция и поток тепла и солей вниз приводят к тому что субтропическая вода соленостью 35‰ достигает глубин свыше 500 м. Из очага высокой солености подповерхностный максимум солености распространяется по площади всей южной субтропической структуры, захватывая и акваторию субантарктической. По вертикали он совпадает с верхней частью пикноклина.

3. Пикноклин. Граница между подповерхностной промежуточной водной массой повышенной солености и антарктической промежуточной водной массой пониженной солености имеет довольно большую толщину; эта граница даже представляется слоем — слоем пикноклина. С пикноклином совпадает слой повышенного содержания кислорода (см. рис. 7).

4. Антарктическая промежуточная водная масса пониженной солености. В Индийском океане эта водная масса распространена по всей южной субтропической структуре приблизительно до 10° с.ш., но за ее пределы не выходит. В Атлантическом и Тихом океанах антарктические промежуточные воды доходят до экватора и даже переходят в северное полушарие.

5. Атлантическая глубинная водная масса.

Кислородный минимум, как и в субантарктической структуре, разграничивает по вертикали две последние водные массы (см. рис. 7).

IV. Экваториальная структура. Она ограничена с юга и севера южным (ЮТФ) и северным (СТФ) тропическими фронтами соответственно. Экваториальная структура состоит из следующих водных масс.

1. Поверхностная водная масса.

2. Подповерхностная аравийская промежуточная водная масса повышенной солености. Эта водная масса формируется в Аравийском море, соленость в ее очаге на севере моря превышает 36,5‰. Следы подповерхностного максимума солености обнаруживаются на южном тропическом фронте, однако он не проникает в Бенгальский залив. Вдоль экватора на восток эта водная масса переносится, по-видимому, течением Тареева. Вблизи 10° ю.ш. она встречается с подповерхностной южной субтропической водной массой повышенной солености (см. рис. 7, а).

3. Аравийская и персидская промежуточные водные массы. Источники этой водной массы представляют Красное море и Персидский залив. В океане самые высокие значения солености от этих источников наблюдаются в Аденском и Оманском заливах на глубинах от 200 до 350 м. Часть этих промежуточных вод (аравийская) распространяется на юго-запад вдоль сомалийского берега во время северо-восточного муссона; другая часть (персидская) движется вдоль западного берега Индостана на юг. Оттуда ослабленный максимум распространяется к северу, в Бенгальский залив и к югу до 10° с.ш. Персидская промежуточная водная масса, таким образом, обнаруживается в восточной части экваториальной структуры, в то время как аравийская промежуточная в восточную часть структуры не доходит (см. рис. 7, б).

4. Красноморская промежуточная водная масса. Главная масса, выходящая из Красного моря, реализуется в Индийском океане в виде промежуточной водной массы на глубинах между 500 и 800 м (против красноморской по происхожде-

нию, но второстепенной по значению аравийской промежуточной водной массы на глубинах от 200 до 350 м). Соленосный максимум красноморской промежуточной водной массы идентифицируется далеко на юге в Мозамбикском проливе (25° ю.ш.) и далеко на востоке возле о-ва Суматра. Однако эта водная масса не формируется в виде соленостного максимума в северной части Аравийского моря и Бенгальском заливе. Приблизительно на 10° ю.ш. красноморская водная масса повышенной солености встречается с антарктической промежуточной водной массой пониженной солености, причем максимум и минимум лежат приблизительно на поверхности одной и той же условной потенциальной плотности 27,2. По-видимому, существование красноморского максимума солености и особенности циркуляции препятствуют продвижению промежуточных вод пониженной солености к северу, как это наблюдается в других океанах. Более того, в результате встречи максимума и минимума солености последний расщепляется на верхнюю и нижние ветви.

В экваториальной структуре, так же как и в аравийской, вертикальная структура солености, как видно из изложенного выше, изобилует перемежающимися максимумами и минимумами, не всегда острыми. Однако все соленостные экстремумы лежат в толще мощного экваториального пикноклина.

10° ю.ш. и полоса воды вокруг него в несколько градусов примечательны еще и как гидрохимический фронт, особенно в подповерхностных горизонтах. Он отделяет бедные питательными солями и богатые кислородом воды южной субтропической структуры от богатых питательными солями и бедных кислородом вод северной части Индийского океана. Фронт наклонен от 100 м на $10-12^{\circ}$ ю.ш. до 800 м на $16-18^{\circ}$ ю.ш. Кроме того, в той же полосе расположен горизонтальный соленостный минимум, обусловленный адвекцией низкосоленой воды из индонезийских морей и, возможно, из Бенгальского залива Южным пассатным течением. Этот минимум почти совпадает с южным тропическим фронтом, разделяющим южную субтропическую и экваториальную структуры водных масс (см. рис. 22). Минимум солености существует на горизонтах от поверхности до 500 м.

5. Атлантическая глубинная водная масса в экваториальной структуре теряет свою отличительную особенность — глубинный максимум солености.

6. Антарктическая донная водная масса.

V. Аравийская структура. С юга она ограничена северным тропическим фронтом (СТФ), а с севера азиатскими берегами моря. Эта структура состоит из тех же водных масс, что и экваториальная, и характеристика их уже дана выше. Следует только подчеркнуть, что Аравийское море и Бенгальский залив — области Индийского океана в которых формируются воды самого низкого содержания кислорода в промежуточных слоях, влияние которых достигает самых больших глубин, где все же большие значения поддерживаются адвекцией кислорода глубинными и донными течениями.

Распределение водных масс, которое можно считать совершенно объективным в пределах точности наблюдений, можно принять в качестве независимого критерия достоверности схем циркуляций, построенных по тем или иным физическим моделям. Конечно, нельзя переоценивать роль этого критерия, потому что распространение характеристик может быть как адвективным, так и диффузионным. Тем не менее многие характерные черты гидрофизического и гидрохимического строения вод тесно и подчас неразрывно связаны с общей циркуляцией.

Краткий, далеко не исчерпывающий обзор водных масс, предложенный в этом параграфе, показывает следующее.

1. В Индийском океане существуют множественные очаги формирования водных масс, как внутренние, расположенные исключительно на поверхности, так и внешние — на боковых границах Индийского океана. Водные массы на поверхности формируются во всех широтах — чем выше широта источника, тем на больших глубинах циркулируют порожденные им воды и тем больший диапазон широт они охватывают. Например, антарктические донные воды, формирующиеся в самых высоких южных широтах, господствуют в придонном слое всего Индийского океана — от его южных границ до северных. И наоборот, аравийская

подповерхностная водная масса повышенной солености, формирующаяся в самых низких широтах, циркулирует в пределах тонкого подповерхностного слоя только одной экваториальной структуры. Вследствие большого диапазона значений плотности как от поверхности до дна, так и с севера до юга, Индийский океан представляет ярко выраженную бароклинную среду, что весьма важно для динамики его вод.

2. Распределение водных масс подчинено зональному закону (см. разрезы на рис. 4—7 для западной и восточной частей Индийского океана), однако в глубинном и придонном слоях уже существенны отклонения от этого закона.

3. Несмотря на очевидную зональность верхних слоев океана, начиная с горизонтов промежуточных вод, в океане происходит межширотный (меридиональный) обмен характеристиками, который необходим для поддержания их стационарного распределения. На рис. 9 показана схема такого обмена, близкая к классической, но которая ни в коем случае не может рассматриваться как прямая циркуляция. В лучшем случае схему можно рассматривать как аппроксимацию проекции общей циркуляции Индийского океана на меридиональную плоскость.

4. Промежуточные воды образуют переходный слой от теплой и высокосоленой к холодной и низкосоленой сфере. Характеристики промежуточных вод могут служить неплохими трассерами движения водных масс. Поэтому на рис. 10 представлена сводная карта границ распространения промежуточных вод, которая может быть использована для оценки общих черт циркуляции вод в океане.

4. МОДЕЛЬ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Для построения общей циркуляции вод Индийского океана используется модель одного из авторов, разработанная ранее для Тихого океана (Бурков, 1972) и Курсио (Бурков, 1974). Эта модель предполагает, что внеантарктическая часть Индийского океана представляет замкнутый бассейн, для которого можно считать, что термохалинний перенос в каждой точке равен нулю. На самом деле внеантарктическая часть океана с юга не ограничена сушей (вдоль $32^{\circ}30'$ ю.ш.), однако в модели допускается, что вдоль этой жидкой стенки преобладает зональный перенос (северный фланг Антарктического циркумполярного течения) и что только в узкой полосе осуществляется переход от условий антарктического кольца к условиям замкнутого бассейна.

Так как Индийский океан — океан бароклинный, в модели предполагается, что ветровой перенос масс сосредоточен только в верхних слоях. Поэтому ветровой перенос в модели аппроксимируется свердуповским переносом. Для океана с горизонтальным дном свердуповский перенос представляет и результатирующими.

Однако дно Индийского океана негоризонтально, и придонные течения в условиях расчлененного рельефа дна могут подниматься на возвышения и опускаться в понижения. Это обстоятельство связано с топогенной дивергенцией, и, следовательно, свердуповский перенос в бароклинном океане с негоризонтальным дном не может быть результатирующим.

В модели допускается, что величина вектора придонного течения, рассчитанная по результатирующему свердуповскому переносу и наблюденному полю плотности в каждой точке океана, остается одной и той же как с учетом, так и без учета наклонов рельефа дна. Однако направление придонного течения в условиях негоризонтального рельефа дна должно отличаться от условий горизонтального рельефа в той же точке на такой угол, который бы удовлетворял уравнению неразрывности для условий негоризонтального рельефа дна. Другими словами, вектор придонного течения, справедливый для горизонтального дна, должен быть повернут на некоторый угол, если при прочих равных условиях дно океана негоризонтально. Физически это допущение можно истолковать следующим образом: в достижении стационарного состояния поле движения в океане сначала формируется в верхних слоях, постепенно охватывая все большие и большие глубины. Возле самого дна, пусть негоризонтального, т.е. над неровностями дна, в какой-то момент реализуется баланс сил для горизонтального дна. Наконец, это течение попадает в усло-

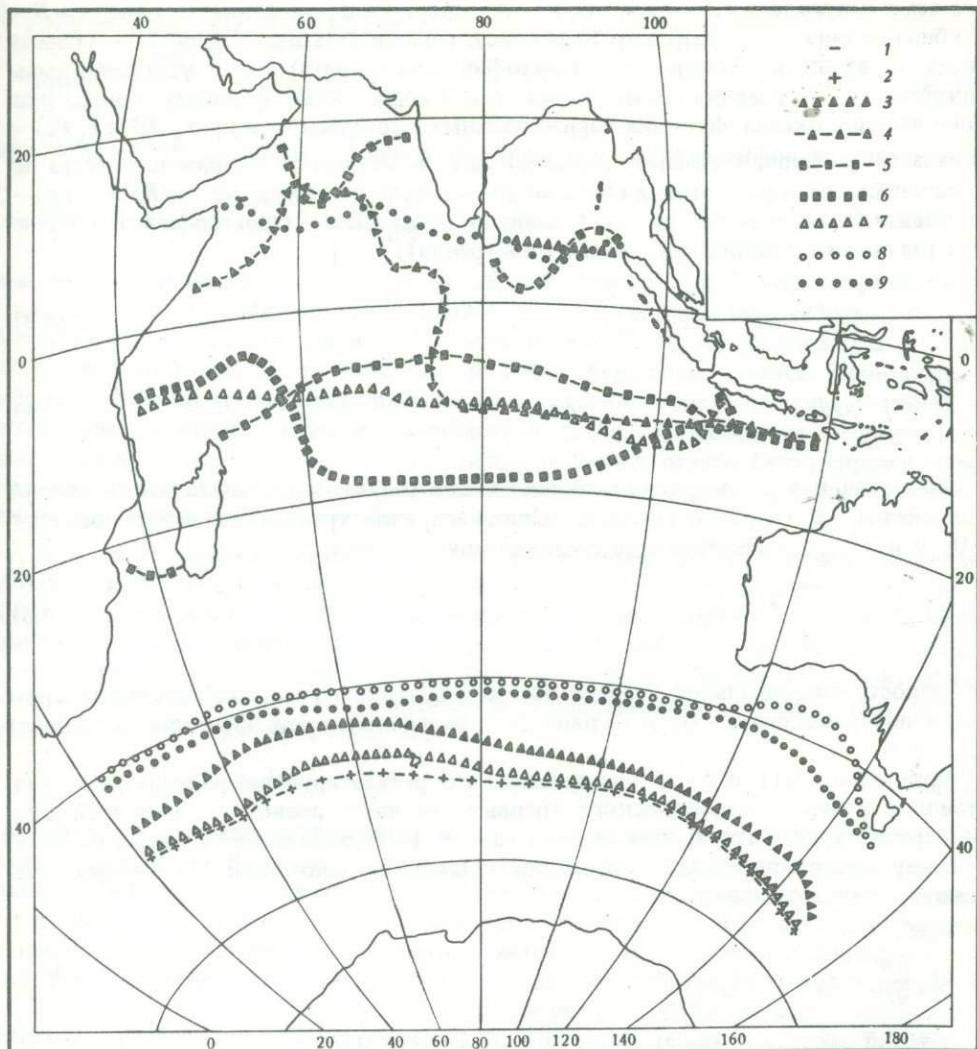


Рис. 10. Схематические границы распространения промежуточных вод (Wyrtki, 1971)

1 – северная граница холодного промежуточного слоя; 2 – северная граница теплого промежуточного слоя (эти границы совпадают, что и показано на рисунке); 3 – границы южной субтропической и аравийской подповерхностных водных масс повышенной солености; 4 – южная граница аравийской и персидской промежуточных водных масс повышенной солености; 5 – границы красноморской промежуточной водной массы повышенной солености; 6 – северная граница максимума солености атлантической глубинной водной массы; 7 – границы антарктической промежуточной водной массы пониженной солености; 8 – южная граница подповерхностного минимума содержания кислорода; 9 – границы промежуточного максимума содержания кислорода

вия неровного дна и реагирует на это определенным поворотом с тем, чтобы баланс сил выдерживался бы уже для негоризонтального дна.

Принятая гидродинамическая модель стационарных течений бароклинного океана для отдельно взятой точки с произвольным рельефом дна записывается в виде следующий уравнений:

$$V = \bar{\rho}v(B)B + \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta P}{\partial x} + \frac{\rho(B)gB}{f} \frac{\partial B}{\partial x} - \frac{\tau_x(0)}{j}, \quad (4.1)$$

$$U = \bar{\rho}u(B)B - \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta P}{\partial y} - \frac{\rho(B)gB}{f} \frac{\partial B}{\partial y} + \frac{\tau_y(0)}{f}, \quad (4.2)$$

где ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вверх; B – глубина океана; f – параметр Кориолиса, равный $2\omega \sin \varphi$ (здесь ω – угловая скорость вращения Земли, φ – географическая широта); g – ускорение силы тяжести; $\bar{\rho}$ – средняя плотность океанской воды; $\rho(B)$ – плотность воды придонного слоя океана, функция горизонтальных координат x и y ; $\tau_x(0)$ и $\tau_y(0)$ – зональная и меридиональная составляющие касательного напряжения ветра на поверхности океана, функции горизонтальных координат x и y ; $u(B)$ и $v(B)$ – зональная и меридиональная составляющие придонного (геострофического) течения (на верхней границе придонного слоя трения);

$$U = \int_{-B}^0 \bar{\rho} u dz, \quad (4.3)$$

и

$$V = \int_{-B}^0 \bar{\rho} v dz \quad (4.4)$$

– зональная и меридиональная составляющие результирующего переноса масс от дна океана $-B$ (верхней границы придонного слоя трения) до поверхности $z = 0$; u и v – соответствующие составляющие скорости;

$$\Delta P = -g \int_{-B}^0 \int_{-B}^z \rho dz dz \quad (4.5)$$

– разность потенциальной энергии столба воды единичной площади между дном $-B$ и поверхностью $z = 0$; ρ – плотность океанской воды, функция координат x , y и z .

Уравнения (4.1) и (4.2) показывают, что результирующий перенос масс представляет сумму геострофического (первые три члена правой части) и дрейфового переносов, (четвертый член правой части). Интегрирование по вертикали соответствующих исходных уравнений было сделано при граничных условиях:

при $z = 0$

$$A_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x \quad \text{и} \quad A_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y, \quad (4.6)$$

при $z = -B$

$$u = u(B) \quad \text{и} \quad v = v(B), \quad (4.7)$$

где A_z – коэффициент вертикального турбулентного трения, причем подразумевается, что $u(B)$ и $v(B)$ относятся к верхней границе придонного слоя трения и что, следовательно, фрикционным придонным переносом в модели пренебрегается за его малость.

Дивергенция результирующего переноса масс имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} &= \left[\frac{\text{rot}_z \vec{T}}{f} + \frac{\beta}{f^2} \tau_x(0) \right] + \bar{\rho} \left[u(B) \frac{\partial B}{\partial x} + v(B) \frac{\partial B}{\partial y} \right] - \\ &- \frac{\beta}{f} \left[\bar{\rho} v(B) B + \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta P}{\partial x} + \frac{\rho(B) g B}{f} \frac{\partial B}{\partial x} \right], \end{aligned} \quad (4.8)$$

где β – широтное изменение параметра Кориолиса $\partial f / \partial y$.

Так как дивергенция результирующего переноса масс в неоднородном океане переменной глубины, над которым дует неравномерный ветер, равна нулю, то дивергенции дрейфового (первая квадратная скобка правой части) и топогенного (вторая квадратная скобка) переносов масс должны быть уравновешены дивергенцией абсолютного геострофического переноса масс (третья квадратная скобка).

В формуле (4.8) легко видеть, что

$$\bar{\rho}w(d) = \frac{\text{rot}_z \vec{\tau}}{f} + \frac{\beta}{f^2} \tau_x(0), \quad (4.9)$$

где $w(d)$ — вертикальная скорость на нижней границе дрейфового течения, и

$$\bar{\rho}w(B) = \bar{\rho} \left[u(B) \frac{\partial B}{\partial x} + v(B) \frac{\partial B}{\partial y} \right], \quad (4.10)$$

где $w(B)$ — вертикальная скорость на верхней границе придонного слоя трения.

Если взять из наблюдений поля плотности в океане и касательного напряжения ветра на поверхности океана и знать величины V и U , то по уравнениям (4.1) и (4.2) можно получить значения составляющих придонных течений. Зная последнее, по известным соотношениям можно вычислить составляющие течения — зональную, меридиональную и вертикальную. Если составляющие результирующего переноса рассчитать по модели Свердрупа, то все ответы будут справедливы только для условий горизонтального дна. Соответствующие горизонтальные компоненты придонного течения отметим через $u_G(B)$ и $v_G(B)$.

Если же в данной точке океана существуют наклоны дна, то полученные таким образом значения составляющих придонного течения не удовлетворяют условию (4.8). Однако, используя допущение модели о постоянстве модуля скорости придонного течения, можно ввести поправку на негоризонтальность дна (вообще говоря, бароклинные течения в какой-то мере приспособлены к рельефу дна) и получить второе, лучшее приближение, удовлетворяющее (4.8). Для этого решается система из (4.8) и уравнения

$$u_G^2(B) + v_G^2(B) = u^2(B) + v^2(B), \quad (4.11)$$

отражающего сохранение величины вектора придонного течения независимо от характера рельефа. В результате решения системы значения составляющих придонного течения изменятся, что отразится, конечно, и на составляющих результирующего переноса масс. Из двух корней — векторов, вытекающих из решения системы, — выбирается тот, который меньше отклоняется от вектора первого приближения. Эта рекомендация следует из существа модели и ее физической интерпретации.

Для антарктического сектора Индийского океана списанная выше модель не подходит, потому что для антарктического кругового течения значения результирующего переноса масс неизвестны даже в грубом приближении. С другой стороны, по распространению океанологических характеристик давно сложилось представление, что Антарктическое циркумполлярное течение проникает до самого дна. Кроме того, это течение существенно бароклинное, как это показывают многочисленные расчеты динамическим методом. Действительно, недавние оценки его расхода по модели ветровой циркуляции в однородном океане с переменным рельефом дна дали очень низкие величины, почти на порядок ниже, чем по океанографическим данным (Bye, Sag, 1972; Bryan, Cox, 1972; Ильин, Каменкович, Жугрина, 1974). Поэтому возникла задача, во-первых, задать величину расхода по всей ширине Антарктического циркумполлярного течения и, во-вторых, распределить его должным образом между узлами принятой регулярной сетки.

В виде первого приближения было принято, что скорость течения на дне равна нулю. С этим условием на всех сечениях потока через пять градусов по долготе были вычислены бароклинные расходы. Цифры для сечений получились самые разнообразные: от 82 свердрупов¹ на $137^{\circ}30'$ в.д. до 162 свердрупов на $57^{\circ}30'$ в.д. Направление переносов вод почти всюду на восток. Для всего течения был принят расход 200 свердрупов. Это означает, что только на одном-двух сечениях придонная скорость близка к нулю, а на остальных поперечных разрезах значения придонной скорости конечные. Физически это можно истолковать тем,

¹ 1 свердrup равен $10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

что на большинстве сечений к бароклинной составляющей расхода добавляется баротропная.

Указанный подход к оценке расхода Антарктического циркумполярного течения подкрепляется недавними результатами его комбинированных измерений: инструментальных в придонном и других слоях и наблюдений температуры и солености в остальной толще. Таким образом, расход Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка был определен в 240 свердрупов (Reid, Nowlin, 1971), а на сечении по 132° в.д. от Австралии до Антарктики – в 230 свердрупов (Callahan, 1971). Были получены и другие оценки расходов в проливе Дрейка, которые существенно отличаются от приведенных выше, вплоть до переноса в западном направлении (Foster, 1972). Наконец, совсем недавно были сделаны первые инструментальные измерения Антарктического циркумполярного течения на буйковых якорных станциях по всей вертикали от поверхности до дна на нис "Академик Вернадский" в двух точках разреза Кейптаун–Антарктида. Эти измерения показали, что Антарктическое циркумполярное течение идет на восток во всей толще, причем изменение течения с глубиной почти линейное. Разноречивые экспериментальные данные свидетельствуют о том, что Антарктическое циркумполярное течение в значительной мере зависит от ветрового напряжения, топографии дна, кривизны и испытывает временные флуктуации. С учетом всех имеющихся результатов в нашей статье для расхода Антарктического циркумполярного течения в средней многолетней картине была принята величина 200 свердрупов.

Общий расход 200 свердрупов был отнесен к каждому сечению. Но на каждом же сечении от точки к точке регулярной сетки (через пять градусов по широте) эти 200 свердрупов были распределены пропорционально бароклинному расходу, определенному при условии нулевой скорости на дне. Затем из полученного для каждого элементарного сечения расхода была вычтена его бароклинная часть, и остаток был интерпретирован как баротропная часть. Этот баротропный расход, деленный на площадь элементарного живого сечения, давал, наконец, зональную составляющую придонной скорости. Принятый, хотя и полуэмпирический, подход обеспечил максимальные элементарные расходы в тех элементарных сечениях, в которых бароклинная часть наиболее высока.

Затем по известным элементарным расходам была вычислена функция переноса от северной границы Антарктического циркумполярного течения, где она была принята равной нулю, до берегов Антарктиды, где она взята равной 200 свердрупов. Сопряжение на северной границе течения было сделать нетрудно; именно на нее выходили нулевые изолинии свердруповского переноса масс во внеантарктических широтах всех трех океанов. Разность функции переноса между соседними точками вдоль параллелей дала значения меридионального элементарного расхода, и после его деления на живую площадь были получены и меридиональные составляющие скорости придонного течения.

Разработанная полуэмпирическая методика позволила получить, как можно видеть ниже, поле горизонтальных скоростей Антарктического циркумполярного течения от поверхности до дна, в целом согласующееся с полями других океанологических характеристик. Однако эта приближенная модель показала и свою негативную сторону, которая коснулась вертикальных скоростей. Казалось бы, по зональной составляющей придонного течения по уравнению (4.8) можно было бы вычислить и меридиональную составляющую, а по ней, в свою очередь, и меридиональный перенос. В таком случае вертикальная скорость удовлетворяла бы формуле (4.8).

Эти вычисления можно было бы сделать для каждого сечения в отдельности. Но так как значения зонального переноса в элементарных сечениях между соседними разрезами не связаны (в этом известный минус антарктической модели), то величины меридиональных переносов, вычисленные по уравнению (4.8) и по разностям функции переноса в соседних точках, по параллели могут не совпадать. Чтобы обеспечить это совпадение, следовало бы перераспределить элементарные расходы на сечениях и подогнать одни результаты к другим, что представляет

собой неразрешимую задачу. Поэтому было решено в первом приближении пожертвовать точными значениями вертикальной скорости и отдать предпочтение постоянному расходу на разрезах 200 свердуплов, распределенному на каждом разрезе пропорционально бароклинной части в каждом элементарном сечении.

5. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ФОРМУЛЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

По условиям принятой модели для расчета общей трехмерной стационарной циркуляции вод Индийского океана необходимы исходные стационарные поля ветрового напряжения на поверхности океана и плотности воды во всей толще океана от поверхности до дна. Эти поля должны согласовываться с рельефом дна. Кроме того, принятая модель требует распределения значений всех исходных данных в узлах регулярной расчетной сетки. Значениями исходных данных, которые отвечали бы стационарным условиям, могли служить средние годовые многолетние. Но в Индийском океане, так же как и в Мировом, таких средних годовых многолетних данных в смысле статистических математических ожиданий не существует.

Исторически сложилось, что измерения приземного ветра над океанами группируются по площади по пятиградусным трапециям или "квадратам", а по времени — по сезонам (в лучшем случае — по месяцам), для которых рассчитывались соответствующие средние значения. Для тех же пятиградусных квадратов вычисляются и средние годовые многолетние значения ветрового напряжения на поверхности океана. Для расчета общей циркуляции вод Индийского океана были использованы самые последние значения, подготовленные Хеллерманом (Hellerman, 1967, 1968). Таким образом, уже данные по полю ветра ограничивали выбор площадного масштаба для осреднения наблюдений над плотностью воды, которое до последнего времени из-за малочисленности измерений не проводилось.

Данные Международной индоокеанской экспедиции значительно пополнили число океанологических станций в Индийском океане, и это дало возможность рассчитать средние значения плотности, необходимые для быстро прогрессирующих диагностических и прогнозических расчетов полей океанологических характеристик. Подробные цифровые данные об общем числе станций и их распределении по пятиградусным квадратам приведены в Океанографическом атласе Международной индоокеанской экспедиции (Wyrtki, 1971). Общее число океанологических станций и их распределение по акватории океана пока не позволяют взять площадной масштаб меньше пятиградусного квадрата, да и то с серьезными оговорками.

Дело в том, что у берегов наблюдений больше, а в центральной части океана и в антарктическом секторе их существенно меньше. Однако это можно допустить, если считать (конечно, весьма условно), что океанологические условия в открытой части океана более стабильны во времени, чем в прибрежной части. Распределение станций по сезонам (месяцам) еще менее удовлетворительное, чем по площади. Однако сезонные изменения охватывают сравнительно тонкий верхний слой; можно надеяться, что на остальных глубинах станции вполне представительны для любых сезонов.

Итак, с учетом изложенных выше особенностей океанологических наблюдений были вычислены арифметические средние значения температуры, солености, плотности и содержания кислорода по всем наблюдениям, сделанным на стандартных горизонтах в пятиградусных трапециях. Полученные значения рассматриваются, конечно, в первом и очень грубом приближении как средние годовые многолетние океанологические характеристики, отнесенные к центрам пятиградусных квадратов. Эти характеристики, так же как и величины касательного напряжения ветра по Хеллерману, должны в этом приближении отвечать стационарным условиям Индийского океана.

Выбранный временной и пространственный масштабы исходных данных не дают возможности получить элементы циркуляции, по площади меньшие пяти-

градусного квадрата, а по времени — кроме установившихся, тем самым определив рамки исследования циркуляции вод и ограничив последнюю только общими чертами. Правда, ниже будет предпринята попытка охарактеризовать сезонные изменения циркуляции вод северной части Индийского океана, однако и эта попытка будет ограничена средними сезонными многолетними исходными данными по ветру и океанологическим характеристикам.

Приводимые ниже схемы циркуляции вод Индийского океана были построены на основе неоднородного исходного материала. Неоднородность вытекала из малого числа наблюдений и характеризуется следующими особенностями:

- 1) неравномерным распределением наблюдений по горизонтам и времени между пятиградусными квадратами;
- 2) неравномерным распределением наблюдений по площади и месяцам внутри квадратов;
- 3) недостаточным числом наблюдений для исключения как внутригодовых, так и межгодовых колебаний океанологических характеристик;
- 4) неодинаковой точностью измерений и методов обработки наблюдений в экспедициях;
- 5) сохранением неисключенного влияния мезомасштабной нестационарности, начиная от внутренних волн и кончая океанскими синоптическими вихрями.

Недостатки в исходных данных препятствуют в конечном счете получению статистически обоснованных средних значений, равноценных между квадратами. Устранение этих недостатков может привести к коррективам предлагаемых здесь схем циркуляций, однако, насколько существенны будут эти коррективы для общей циркуляции вод, пока предсказать трудно.

Авторы тем не менее построили общую схему циркуляции вод. Ибо крупномасштабные особенности распределения океанологических характеристик, в том числе плотности, обладают вполне определенной устойчивостью — это твердо установленный экспериментальный факт. Сравнение зимних и летних схем геострофических течений северной части Тихого океана (Бурков, 1963), а также подобный анализ Виртки для Тихого океана (Wyrtki, 1974) показывают, что, по крайней мере, качественные особенности геострофических циркуляций от сезона к сезону не меняются. Эти схемы были построены на материале, страдавшем перечисленными нами недостатками. Поэтому здесь ожидается получить, по крайней мере, верную качественную картину общей циркуляции вод, но ее количественные характеристики будут пока еще весьма приблизительны.

Таким образом, для расчета общей циркуляции вод Индийского океана были взяты следующие исходные характеристики.

1. Средние годовые многолетние значения касательного напряжения ветра для пятиградусных квадратов по Хеллерману.

2. Средние годовые многолетние значения условного удельного объема для пятиградусных квадратов, рассчитанные в Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР по всем имеющимся наблюдениям.

3. Данные по ветру и плотности были отнесены к центрам пятиградусных квадратов, и эти цифры составили узлы регулярной расчетной сетки.

4. Для центров были приняты средние для пятиградусных квадратов глубины с точностью до 500 м.

Дальнейшие расчеты велись в два приема. Сначала по значениям касательного напряжения ветра были вычислены ветровые характеристики течений.

Зональная и меридиональная составляющие переноса масс дрейфовыми течениями:

$$U_d = 10^{-2} - \frac{\tau_y}{f} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (5.1)$$

$$V_d = -10^{-2} \frac{\tau_x}{f} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (5.2)$$

где составляющие касательного напряжения ветра на поверхности океана взяты в единицах 10^{-2} дин \cdot см $^{-2}$ (как это приведено в таблицах Хеллермана), а параметр Кориолиса — в с $^{-1}$.

Функция ветрового результирующего переноса масс вдоль узлов сетки заданной широты:

$$\psi_{\lambda_n} = -10^{-2} \left(10^{-20} \frac{R^2 \pi}{720 \omega}\right) \Delta \lambda \sum_{l=0}^{l=n} (\text{rot}_z \vec{\tau})_{m-l} + \\ + (\text{rot}_z \vec{\tau})_{m-l-1} 10^6 \text{ т} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (5.3)$$

где ψ_{λ_n} — функция переноса масс на долготе λ_n при условии, что она рассчитывается от восточного берега океана, где она полагается равной $\psi_{\lambda_m} = 0$; $m = n+1$; $l = 0, 1, 2, 3, \dots, n$ — последовательные узлы сетки начиная с восточной; $\text{rot}_z \vec{\tau}$ взят в единицах 10^{-10} дин \cdot см $^{-3}$, R — в см, ω — в с^{-1} , $\Delta \lambda$ — в град.

Вертикальная скорость на нижней границе дрейфового течения:

$$w(d) = \bar{a} \left[\left(10^{-5} \frac{\text{rot}_z \vec{\tau}}{f} \right) - \left(10^5 \frac{\beta}{f} V_d \right) \right] 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (5.4)$$

где $\text{rot}_z \vec{\tau}$ взят в единицах 10^{-10} дин \cdot см $^{-3}$, V_d — в г \cdot см $^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, f — в с^{-1} , β — в см $^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$; \bar{a} — средний удельный объем океанской воды, равный 0,983 см $^3 \cdot \text{г}^{-1}$.

Ниже приведены расчетные формулы, согласно модели (4.1), (4.2), для трех составляющих течений с коэффициентами, зависящими от принятых единиц исходных данных:

зональная составляющая поверхности течения ($z = 0$)

$$u_\varphi(0) = \left\{ -\frac{10^{-3}}{f_\varphi L_0 |\Delta \varphi| B_\varphi} \left[Q'_{\varphi_2}(B) - Q'_{\varphi_1}(B) - D'_{\varphi}(B) \Delta \varphi B \right] \right\} + \\ + a_1 \left[-\frac{10^5}{L_0 |\Delta \varphi| B_\varphi} (\psi_{\varphi_2} - \psi_{\varphi_1}) \right] + a_2 \left[-\frac{10^{-2}}{B_\varphi} (U_d)_\varphi \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.5)$$

зональная составляющая течения на горизонтах z

$$u_\varphi(z) = u_\varphi(0) + \frac{10^{-3}}{f_\varphi L_0 |\Delta \varphi|} \left[D'_{\varphi_2}(z) - D'_{\varphi_1}(z) \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.6)$$

зональная составляющая придонного течения ($z = B$)

$$u_\varphi(B) = u_\varphi(0) + \frac{10^{-3}}{f_\varphi L_0 |\Delta \varphi|} \left[D'_{\varphi_2}(B) - D'_{\varphi_1}(B) - v_{t\varphi}(B) \Delta \varphi B \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.7)$$

меридиональная составляющая поверхности течения ($z = 0$)

$$v_\lambda(0) = \left\{ \frac{10^3}{f L_0 \cos \varphi |\Delta \lambda| B_\lambda} \left[Q'_{\lambda_2}(B) - Q'_{\lambda_1}(B) - D'_{\lambda}(B) \Delta \lambda B \right] \right\} + \\ + a_1 \left[\frac{10^5}{L_0 \cos \varphi |\Delta \lambda| B_\lambda} (\psi_{\lambda_2} - \psi_{\lambda_1}) \right] + a_2 \left[-\frac{10^{-2}}{B_\lambda} (V_d)_\lambda \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.8)$$

меридиональная составляющая течения на горизонтах z

$$v_\lambda(z) = v_\lambda(0) - \frac{10^{-3}}{f L_0 \cos \varphi |\Delta \lambda|} \left[D'_{\lambda_2}(z) - D'_{\lambda_1}(z) \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.9)$$

меридиональная составляющая придонного течения ($z = B$)

$$v_\lambda(B) = v_\lambda(0) - \frac{10^{-3}}{f L_0 \cos \varphi |\Delta \lambda|} \left[D'_{\lambda_2}(B) - D'_{\lambda_1}(B) - v_{t\lambda}(B) \Delta \lambda B \right] \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.10)$$

вертикальная составляющая на нижней границе дрейфового течения ($z = d$) или приблизительно на поверхности ($z = 0$)

$$w_\lambda(d) \cong w_\lambda(0) = \frac{10^3 \operatorname{ctg} \varphi}{R} \left\{ 10^7 \left[\frac{a_1}{L_0 \cos \varphi |\Delta \lambda|} (\psi_{\lambda_2} - \psi_{\lambda_1}) \right] - a_2 (V_d)_\lambda \right\} 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}; \quad (5.11)$$

вертикальная составляющая течения на горизонтах z и на верхней границе придонного слоя трения или приблизительно на дне ($z = B$)

$$w_\lambda(z, B) = w_\lambda(0) - \frac{10^5 \operatorname{ctg} \varphi}{R} \int_0^B v_\lambda dz 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}. \quad (5.12)$$

По формулам (5.5) – (5.12) вычисляются составляющие течений по исходным данным или их функциям в двух соседних узлах регулярной расчетной сетки,

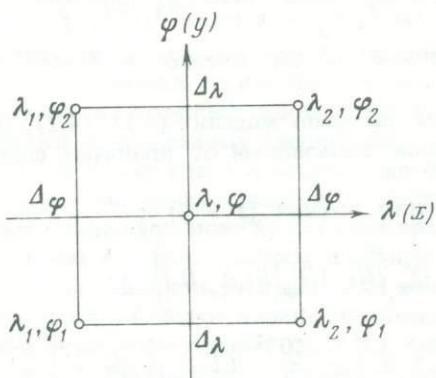


Рис. 11. Индексы угловых точек с исходными данными, шаги по параллели ($\Delta\lambda$) и по меридиану ($\Delta\varphi$) для элементарного расчетного цикла трех составляющих течений для центральной точки (λ, φ)

расположенных либо на одной и той же параллели (λ_1 и λ_2), либо на одном и том же меридиане (φ_1 и φ_2). Значения составляющих течений (и некоторых других величин) относятся к точкам, лежащим посередине между исходными точками: λ и φ соответственно. Переменные величины вдоль одной и той же параллели различаются индексами λ_1 , λ_2 и λ (φ постоянна и в индексе опускается), а величины вдоль одного и того же меридиана – индексами φ_1 , φ_2 и φ (λ постоянна и в индексе опускается). Напомним, что ось x (или λ) направлена на восток, ось y (или φ) – на север, а ось z – вертикально вверх. Различие между индексами показано на рис. 11.

Для расчета крупномасштабной циркуляции вод была принята угловая регулярная сетка с шагом 5° по параллели и по меридиану:

$$|\Delta\lambda| = |\Delta\varphi| = \lambda_2 - \lambda_1 = \varphi_2 - \varphi_1 = 5^\circ. \quad (5.13)$$

В узлах сетки задавались следующие величины:

- 1) глубина B , м;
- 2) горизонт z , м;
- 3) условный удельный объем океанской воды v_t , $\text{м}^3 \cdot \text{т}^{-1}$:

$$v_t = (a - 0,97) \cdot 10^3, \quad (5.14)$$

где a – удельный объем, на стандартных горизонтах 0,10, 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000 и далее через 500 м до дна;

4) значения функции результирующего переноса масс по формуле (5.4) ψ , $10^6 \text{ т} \cdot \text{с}^{-1}$;

5) зональные и меридиональные составляющие дрейфового переноса масс по формулам (5.1) и (5.2), U_d и V_d ($\text{г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) соответственно.

Промежуточные величины вычисляются по следующим выражениям:

$$\lambda = \frac{1}{2}(\lambda_1 + \lambda_2) \text{ град}; \quad (5.15)$$

$$\varphi = \frac{1}{2}(\varphi_1 + \varphi_2) \text{ град}; \quad (5.16)$$

$$B_\lambda = \frac{1}{2} (B_{\lambda_1} + B_{\lambda_2}) \text{ м}; \quad (5.17)$$

$$B_\varphi = \frac{1}{2} (B_{\varphi_1} + B_{\varphi_2}) \text{ м}; \quad (5.18)$$

$$\Delta_\lambda B = B_{\lambda_2} - B_{\lambda_1} \text{ м}; \quad (5.19)$$

$$\Delta_\varphi B = B_{\varphi_2} - B_{\varphi_1} \text{ м}; \quad (5.20)$$

$$Q'(B) = \int_{-B}^0 D' dz \cdot 10 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-2}; \quad (5.21)$$

$$D'(z, B) = \int_{z, -B}^0 v_t dp \cdot 10 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}, \quad (5.22)$$

где p берется в дбар;

$$D'_\lambda(B) = \frac{1}{2} [D'_{\lambda_1}(B) + D'_{\lambda_2}(B)] \cdot 10 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}; \quad (5.23)$$

$$D'_{\varphi}(B) = \frac{1}{2} [D'_{\varphi_1}(B) + D'_{\varphi_2}(B)] \cdot 10 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-2}; \quad (5.24)$$

$$v_{t\lambda} = \frac{1}{2} (v_{t\lambda_1} + v_{t\lambda_2}) \text{ м}^3 \cdot \text{т}^{-1}; \quad (5.25)$$

$$v_{t\varphi} = \frac{1}{2} (v_{t\varphi_1} + v_{t\varphi_2}) \text{ м}^3 \cdot \text{т}^{-1}. \quad (5.26)$$

При расчетах были принятые постоянные:

1) радиус Земли $R = 6371,22 \cdot 10^3$ м;

2) длина дуги градуса меридиана $L_0 = 111,12 \cdot 10^3$ м · град⁻¹;

3) параметр Кориолиса $f = 2\omega \sin \varphi$ (с⁻¹); в северном полушарии положительный, в южном отрицательный;

4) угловая скорость вращения Земли $\omega = 0,72921 \cdot 10^{-4}$ с⁻¹;

5) средний удельный объем верхнего слоя океана $a_1 = 0,94 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$;

6) средний удельный объем поверхностного слоя океана $a_2 = 0,97 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$.

Значения составляющих течения на соседних параллелях и меридианах затем осреднялись, и результат относился к центру трапеции с координатами φ и λ . Эти приведенные составляющие использовались для введения поправки на наклоны рельефа дна путем решения системы уравнений (4.8) и (4.11), в которой они принимались в качестве $u_G(B)$ и $v_G(B)$. Попутно с определением $u(B)$ и $v(B)$ вычислялась и вертикальная составляющая на верхней границе придонного слоя трения по уравнению (4.10).

Вычисления составляющих течения по формулам (5.5)–(5.12), а также поправок на рельеф дна и вертикальной скорости производились на ЭВМ БЭСМ-4¹.

¹ Программы были составлены с помощью И.Г. Усыченко и Е.Г. Морозова, которым авторы выражают глубокую благодарность.

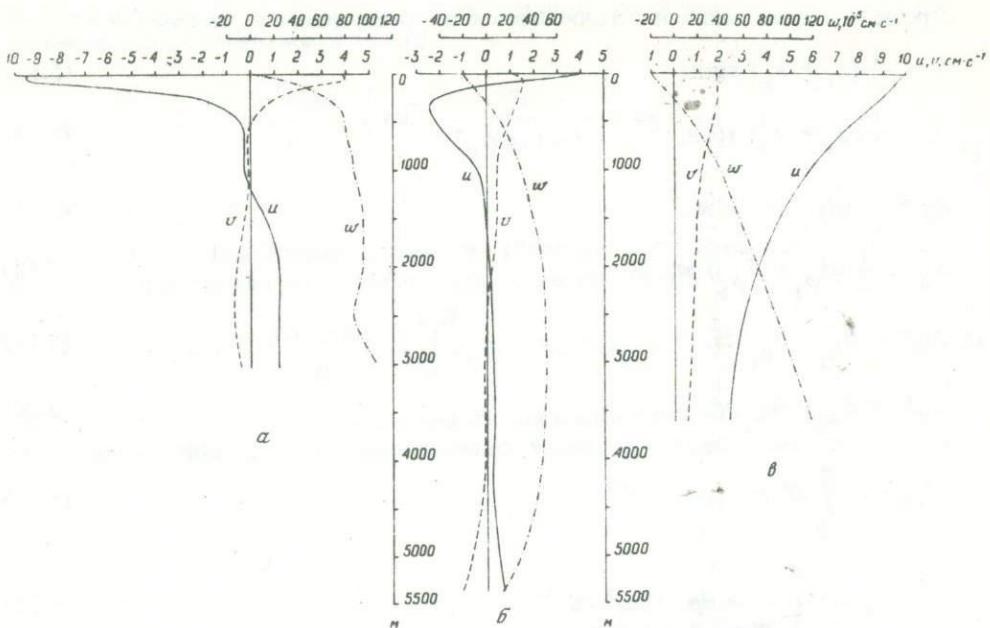


Рис. 12. Зональная (u), меридиональная (v) и вертикальная (w) составляющие течения для характерных точек

α – Южное пассатное течение (10° ю.ш., 65° в.д.); β – Южно-индоокеанское (20° ю.ш., 95° в.д.) течение; γ – Антарктическое циркумполярное течение (45° ю.ш., 65° в.д.)

Разности $u(B) - u_G(B)$ и $v(B) - v_G(B)$ были добавлены к значениям соответствующих составляющих поверхностного течения по уравнениям (5.5) и (5.8), а уже по ним с использованием геострофических соотношений был рассчитан динамический рельеф поверхности Индийского океана (Бурков, 1972). Рельеф других изобарических поверхностей был построен по отметкам, полученным в результате вычитания соответствующих динамических глубин из значений уровня на поверхности в каждой точке.

Вертикальная скорость на дне, рассчитанная по формуле (5.12), равна нулю. При негоризонтальном дне после введения поправки на наклоны рельефа были получены конечные значения вертикальной скорости $w(B)$ на верхней границе придонного слоя трения. Это скорость, балансируемая дивергенцией топогенного переноса, уменьшается прямо пропорционально глубине горизонта

$$w_B(z) = \frac{w(B)z}{B} \quad (5.27)$$

Таким образом, была вычислена вертикальная скорость с учетом рельефа дна

$$w(z) = w_G(z) + w_B(z) \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (5.28)$$

где $w_G(z)$ – скорость, вычисленная по уравнению (5.12).

На рис. 12 приведены построенные по предложенной модели вертикальные профили трех составляющих течения для трех характерных точек Индийского океана. Они представляют примеры однослойной, как Антарктическое циркумполярное течение, двухслойной, как Южное пассатное, и даже трехслойной, как Южно-индоокеанское течение, вертикальной структуры горизонтальной циркуляции. Вертикальная скорость с глубиной тоже может менять знак, как это видно в Южно-индоокеанском и Антарктическом циркумполярном течениях.

6. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Рассмотрим средние годовые многолетние характеристики ветровых течений Индийского океана. Для муссонной области океана (севернее 10° ю.ш.) они будут носить условный, умозрительный характер, однако их все же можно рассматривать как средние годовые величины, на которые можно наложить, если бы они были известны, чисто сезонные или муссонные составляющие.

На рис. 13 показана зональная составляющая объемного переноса дрейфового течения, рассчитанная по формуле (5.1). Во внеантарктических широтах океана ее распределение носит зональный характер, однако к северу от экватора зональная составляющая направлена на восток, а к югу от экватора — на запад. Наибольшие величины зонального переноса приурочены к экваториальной полосе шириной по 10° по обе стороны от экватора. Распределение зональной составляющей в низких широтах предопределяет ветровую циркуляцию поверхностных вод по часовой стрелке и грубо совпадает с циркуляцией воздуха во время юго-западного муссона.

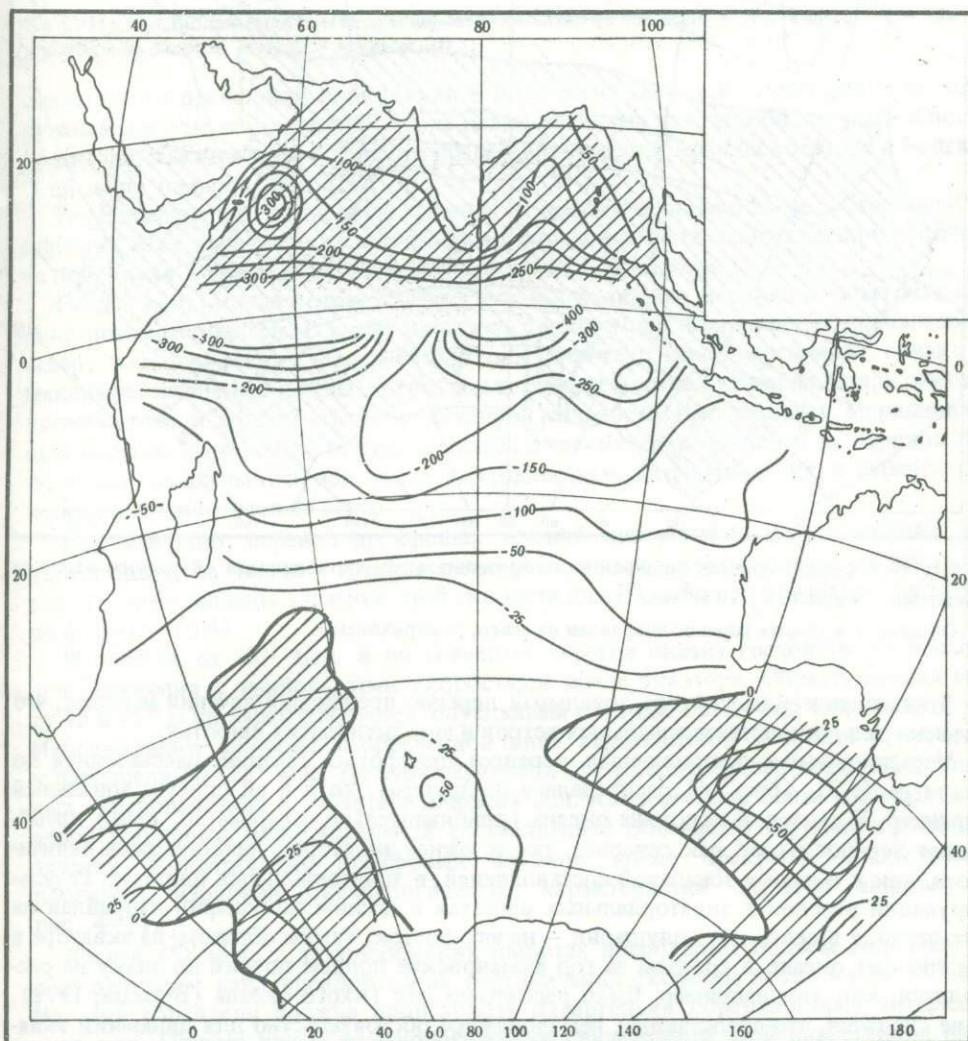
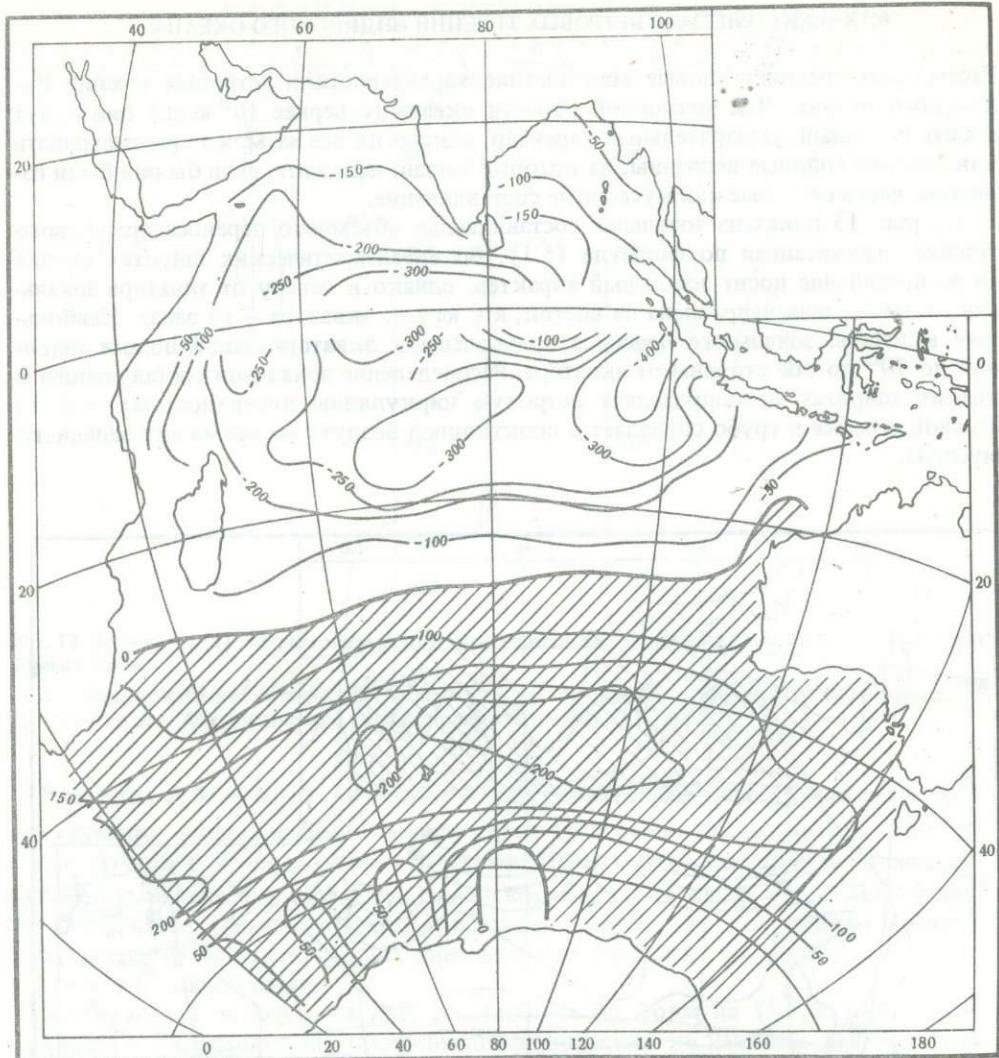


Рис. 13. Средняя годовая многолетняя зональная составляющая объемного переноса дрейфовых течений aU_d , $10^3 \text{ м}^3 \cdot \text{км}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$

Области, в которых перенос направлен на восток, заштрихованы



Р и с. 14. Средняя годовая многолетняя меридиональная составляющая объемного переноса дрейфовых течений aV_d , $10 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$

Области, в которых перенос направлен на север, заштрихованы

В антарктическом секторе зональный перенос дрейфовых течений невелик, что объясняется господством зональных ветров в антарктических широтах.

Меридиональная составляющая переноса дрейфовых течений, рассчитанная по формуле (5.2) (рис. 14), распределена по-другому, хотя и ей присущ зональный характер. В северной половине океана (приблизительно севернее 30° ю.ш.) преобладает перенос на юг как севернее, так и южнее экватора с наибольшими величинами, как и в случае зональной составляющей, в экваториальных широтах. Результирующий перенос в экваториальных широтах в южном полушарии направлен на юго-запад, а в северном полушарии — на юго-восток. Таким образом, на экваторе в Индийском океане в среднем за год экмановские полные потоки по знаку не расходятся, как это, например, было рассчитано для Тихого океана (Бурков, 1972), и не сходятся, что представляет немаловажное обстоятельство для динамики экваториальных течений, в частности Экваториального подповерхностного противотечения — течения Тареева. Можно предположить, что с севера экмановские полные потоки питают направленное на восток Экваториальное подповерхностное противотечение, в то время как с юга они забирают из него воду (рис. 15). В таком

случае в экваториальных поверхностных слоях должна быть заметна южная составляющая течения.

Предполагаемая дрейфовая циркуляция в экваториальных поверхностных слоях должна поддерживать продвижение высокосоленых и бедных кислородом вод из западной части океана в восточную севернее экватора и обратное движение низкосоленых вод южнее экватора. Действительно, на поверхностных картах Океанографического атласа Международной индоокеанской экспедиции четко выражены языки пониженного содержания кислорода и особенно повышенной солености, направленные из Аравийского моря в Бенгальский залив (т.е. на восток), особенно хорошо развитые в месяцы юго-западного муссона. Наоборот, южнее экватора не менее четко обрисован язык уже пониженной солености, направленный из Бенгальского залива к северной оконечности Мадагаскара (т.е. на запад). Подобных

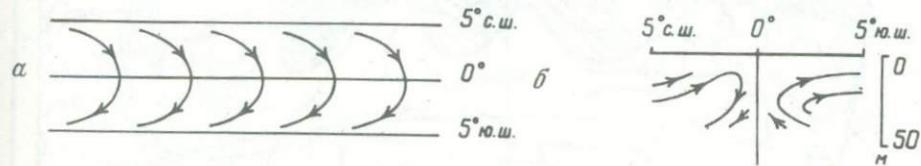


Рис. 15. Предполагаемая схема дрейфа поверхностного слоя воды через экватор (а) и движения воды на разрезе, секущем экватор (б)

свидетельств дрейфовой циркуляции в поле поверхностной температуры не обнаруживается, так как в нем нет столь резко отличных источников на западе и востоке океана, какие в поле солености представляют собой Аравийское море и Бенгальский залив (см. рис. 21 и 22).

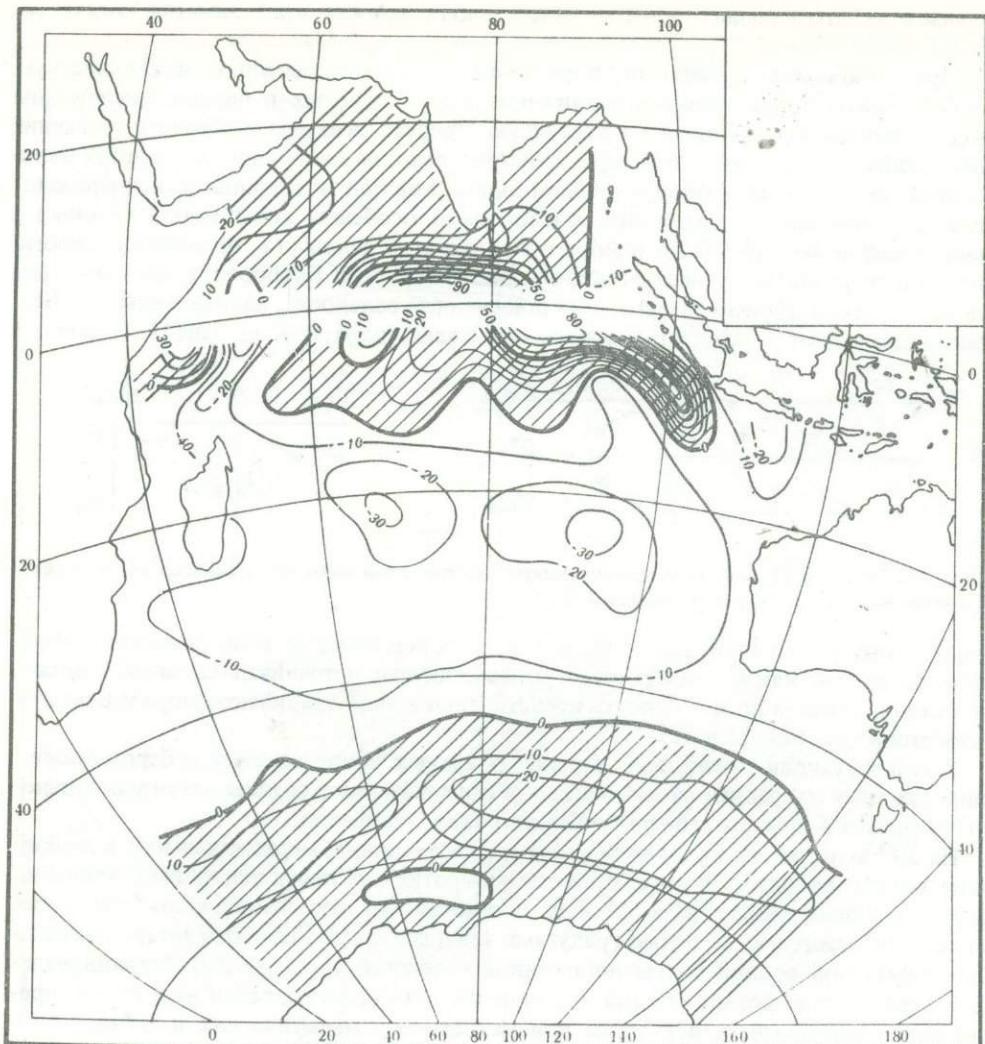
Результирующий дрейфовый перенос в южных тропических и субтропических широтах тоже направлен на юго-запад и в конечном счете создает нагон у восточного побережья Африки и сгон у берегов островов Индонезии.

На 30° ю.ш., вдоль которой лежит нулевая изолиния, меридиональные экмановские потоки сходятся. В антарктических широтах они почти всюду направлены на север; в полосе между 40 и 50° ю.ш. они достигают наибольшей силы, однако их максимум лежит все же пятью градусами севернее южной границы антарктической промежуточной водной массы пониженной солености (см. рис. 10). Меридиональный перенос дрейфовых течений в антарктических широтах почти на порядок пре-восходит зональный, и вся масса поверхностных антарктических и субантарктических вод сдвигается на север.

Как известно, перенос дрейфовых течений дивергентен. Как следствие этой дивергенции, на нижней границе течений возникает вертикальная скорость. На рис. 16 представлены значения этой скорости для Индийского океана, рассчитанные по формуле (5.4).

В области от 12° ю.ш. и до северных берегов океана господствуют восходящие движения с наибольшими скоростями возле экватора. Область океана между 15 и 45° ю.ш. характеризуется опусканием поверхностных вод через пикноклин. Максимальные значения направленной вниз вертикальной скорости приурочены к параллели 20–25° ю.ш. На этой параллели происходит конвергенция поверхностных субтропических и субантарктических вод. Конвергенция почти совпадает с нулевой изолинией меридиональной составляющей объемного переноса дрейфовых течений. Конвергенция дрейфовых потоков также прекрасно согласуется с прогибом изолиний океанологических характеристик на этой широте (см. рис. 4–7).

Южнее 45° ю.ш. в антарктических широтах преобладает подъем вод. Наибольшие величины направленной вверх вертикальной скорости лежат вдоль 55° ю.ш. На этой параллели должна происходить дивергенция поверхностных антарктических вод. Однако явных океанологических свидетельств этой дивергенции не обнаруживается. В поле океанологических характеристик она сдвинута к югу на широту 60–62° 30' и развита глубже уже за пределами поверхностных слоев.



Р и с. 16. Средняя годовая многолетняя вертикальная скорость на нижней границе дрейфового течения $w(d)$, $10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$

Области восходящих движений заштрихованы

Возможно, что исходные данные по ветру для этой области недостаточно полны и надежны, а возможно и то, что поверхностные эффекты по широте могут расходиться с подповерхностными.

Нулевая изотаха в восточной части антарктического сектора сдвинута на 5° севернее южной границы антарктической промежуточной водной массы пониженной солености, и область ее опускания на южном полярном фронте попадает в зону восходящих экмановских токов. Факт опускания холодных и тяжелых вод свидетельствует о том, что слабые восходящие движения в поле дрейфовых потоков подавляются.

Однако севернее фронта опускание субантарктических вод, поддерживающих главный пикноклин, происходит на благоприятном фоне ветровых условий и их эффектов в поверхностном слое океана: нисходящих вертикальных движений и северного горизонтального продвижения.

Анализ характеристик ветровых течений в Индийском океане показывает, что в большинстве случаев дрейфовая циркуляция в поверхностном слое, как горизонтальная, так и вертикальная, хорошо согласуется с особенностями распределения океанологических характеристик в поверхностных слоях океана. Это – лишнее

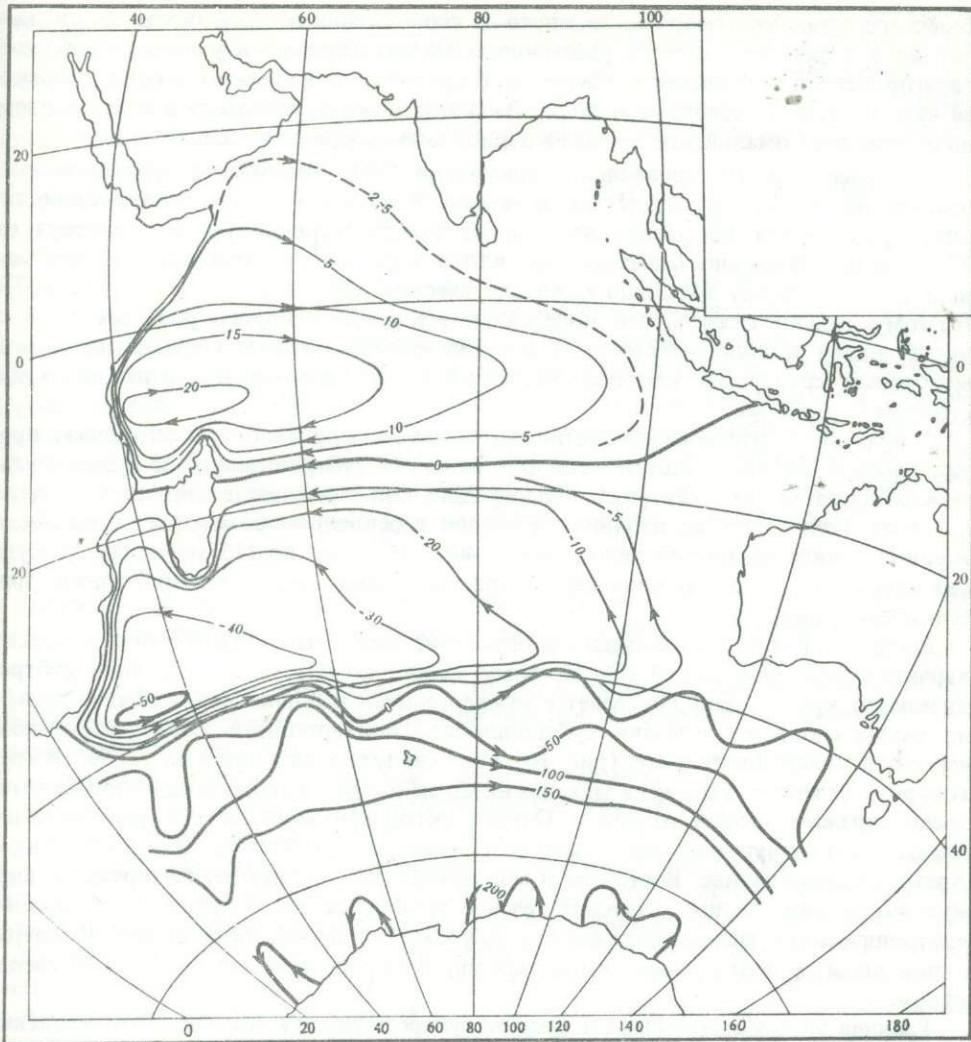


Рис. 17. Средний годовой многолетний результирующий перенос масс по модели Свердрупа (Sverdrup, 1947)

Разность между соседними изолиниями функции переноса равна расходу воды между ними в свердрупах ($10^6 \text{ т} \cdot \text{с}^{-1}$)

доказательство того, что циркуляция поверхностных вод определяется полем ветра над океаном.

Теперь рассмотрим ветровой результирующий перенос масс (рис. 17). Для внеантарктических широт он рассчитан по модели Свердрупа (Sverdrup, 1947) по формуле (5.3), а для антарктических — полуэмпирическим методом, изложенным выше (см. параграф 4 настоящей статьи). На рис. 17 результаты обоих расчетов объединены в единую схему.

Определенный по вертикали горизонтальный перенос масс можно разделить на три крупномасштабные циркуляции.

1. Муссонный круговорот по часовой стрелке. Хотя здесь пока рассматривается средняя годовая многолетняя циркуляция, все же за круговоротом северной части Индийского океана сохраняется название муссонный, чтобы этим названием подчеркнуть его отношение к муссонной области океана. Муссонный круговорот занимает северную часть Индийского океана севернее 15° с.ш., т.е. севернее нулевой изолинии функции переноса. Центр круговорота сильно сдвинут к западу (западная интенсификация). Западное пограничное звено круговорота, так же как и

соседнего с ним круговорота, замкнуто из соображений неразрывности, но ширина потока в звене определяется расстоянием между западными узлами регулярной расчетной сетки и африканским берегом. В круговороте в среднем за год переносится чуть больше 20 свердрупов воды. Западное звено круговорота в качественном виде отражает Сомалийское течение в период юго-западного муссона.

При рассмотрении дрейфовой циркуляции было выдвинуто предположение, что ее поперечник проходит по экватору. В результирующей циркуляции линия, разделяющая восточный перенос от западного, сдвинута от экватора на $7^{\circ}30'$ ю.ш. Интересно отметить, что вдоль этой широты наблюдается наибольший подъем кверху изолиний океанологических характеристик (см. рис. 4-7). Поэтому можно сказать, что поперечник муссонного круговорота совпадает с дивергенцией в подповерхностных и промежуточных слоях. Однако определить муссональный круговорот как циклонический нельзя, потому что он лежит по обе стороны от экватора.

2. Южный субтропический антициклонический круговорот с движением против часовой стрелки. Этот круговорот развит в субтропических и субантарктических широтах. Его северная граница проходит приблизительно по 15° ю.ш., а южная (тоже нулевая изолиния функции переноса) – от южной оконечности Африки в виде волнистой линии между 40 и 45° ю.ш. до 115 меридiana, откуда она опускается до 50° ю.ш. южнее Австралии. Поперечник круговорота лежит приблизительно на $37^{\circ}30'$ ю.ш.

Вдоль этой широты наблюдается опускание книзу изолиний океанологических характеристик (см. рис. 4-7). Поэтому можно считать, что поперечник субтропического круговорота совпадает с конвергенцией в подповерхностных и промежуточных слоях, т.е. с южной субтропической конвергенцией. Относительно конвергенции поверхностных вод (рис. 16) она сдвинута к югу почти на $12^{\circ}30'$. В круговороте отчетливо выражена западная интенсификация, и его западное пограничное звено отражает течение Агульясс. Однако интенсификация этого круговорота наблюдается и в других местах: усиление переноса между 50 и 70° в.д. и в Большом Австралийском заливе. Восточное и северо-восточное звенья результирующей циркуляции в этом заливе отражают течение Флиндерса. На большей части южного субтропического антициклонического круговорота переносится свыше 40 свердрупов воды, а в отдельных замкнутых циркуляциях даже свыше 60 и 80 свердрупов.

Граница между муссонным и южным субтропическим круговоротом (нулевая изолиния функции переноса приблизительно вдоль 15° ю.ш.), с физической точки зрения, может быть определена как океанский фронт, в данном случае южный тропический фронт. Фронт на 15° ю.ш. удовлетворяет двум главным условиям в бароклиническом океане: стущению изолиний функции переноса и максимуму горизонтальных градиентов океанологических характеристик (гидрохимический фронт). Фронт представляет не вертикальную стенку, а поверхность, наклоненную сверху вниз от $7^{\circ}30' - 10^{\circ}$ ю.ш. до $17^{\circ}30' - 20^{\circ}$ ю.ш., причем наибольший наклон изолиний на меридиональных сечениях наблюдается приблизительно на 15° ю.ш.

Отмеченная южная граница южного субтропического круговорота не совпадает точно с южным полярным фронтом, который проходит по стрежню Антарктического циркумполярного течения. В этом особенность общей циркуляции вод южного полушария. Так как Антарктическое циркумполярное течение само по себе представляет замкнутое кольцо, то оно не может входить в другие замкнутые циркуляции. Таким образом, южная граница южного субтропического круговорота, в котором переносятся субтропические и отчасти субантарктические воды, лежит где-то несколько севернее южного полярного фронта (условно вдоль нулевой изолинии функции переноса).

3. Антарктическое циркумполярное течение – третья крупномасштабная циркуляция в результирующем переносе масс. Северная граница течения – нулевая изолиния функции переноса масс – совпадает на поверхности с субтропической конвергенцией (субантарктическим фронтом), а южная граница – с антарктической дивергенцией. Тотальный расход этого течения был задан в 200 сверд-

рупов с направлением на восток (см. параграф 4 настоящей статьи). И в результате циркуляции ясно выступает стрежень течения (по сгущению изолиний функции переноса масс), совпадающий с южным полярным фронтом — антарктической конвергенцией. Возле побережья Антарктиды намечаются слабые круговороты циклонического характера, отражающие условия антарктической дивергенции. Антарктическое циркумполярное течение рассматривается здесь как объединенный бароклинный и баротропный поток.

Антарктическое циркумполярное течение не строго зональное. На пути по индоокеанскому сектору Антарктики оно сдвигается к югу приблизительно на 10° , что должно предопределять геострофический подъем вод (возможно, теплого промежуточного слоя и других внутренних прослоек — см. рис. 4—9).

Так как Антарктическое циркумполярное течение проникает до дна (по крайней мере, как задано в модели), то оно подвержено влиянию рельефа дна. Так, проходя над Западно-Индийским хребтом, течение отклоняется влево, в котловине Крозе — вправо, над хребтом Кергелен оно опять поворачивает влево и т.д., довольно четко следуя закономерности: сдвигаться влево при подъеме рельефа и вправо при его понижении. Таким образом, при движении над повышающимся дном Антарктическое циркумполярное течение характеризуется тенденцией к антициклонической завихренности, а при движении над понижающимся дном — циклонической.

7. ЦИРКУЛЯЦИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД. ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ОТ МУССОНА К МУССОНУ

В циркуляции поверхностных вод, так же как и в осредненном по вертикали горизонтальном переносе масс, можно выделить три отчетливые крупномасштабные циркуляционные системы:

- 1) изменяющийся по сезонам муссонный круговорот;
- 2) южный субтропический антициклонический круговорот;
- 3) Антарктическое циркумполярное течение.

Две последние системы, по существу, подобны соответствующим системам в других океанах, а переменного муссонного круговорота в других океанах нет. Так как направление поверхностных течений в муссонном круговороте от сезона к сезону меняется на противоположное, карта средней годовой многолетней динамической топографии (рис. 18) не может отразить его в отчетливой форме. Все же на этой карте можно ясно проследить его южную границу, конечно, среднюю многолетнюю, проходящую по стрежню Южного пассатного течения приблизительно вдоль 10° ю.ш.

В качестве дополнительных океанологических показателей южной границы выступают в поверхностных и подповерхностных слоях язык низкосоленных вод (см. рис. 22), протягивающийся через весь океан тоже вдоль 10° с.ш. от индонезийских морей до берегов Африки, и подповерхностный гидрохимический фронт, разделяющий воды низкого содержания кислорода и высокого содержания питательных солей в северной части Индийского океана и воды высокого содержания кислорода и низкого содержания питательных солей в южном субтропическом антициклоническом круговороте. Динамическую топографию на рис. 18 севернее 10° ю.ш., соответствующую муссонному круговороту, можно, таким образом, рассматривать как результат сложения отметок уровня во все сезоны развития муссонной циркуляции.

К югу от муссонного круговорота лежит южный субтропический антициклонический круговорот. Этот круговорот во многих отношениях отличается от круговоротов в других океанах. В нем не развито хорошо выраженное восточное пограничное течение вдоль Австралии. Течение Агульясс — его западное пограничное течение, представляет собой самое сильное в южном полушарии. Северная граница южного субтропического круговорота представляет выделенную южную границу муссонного круговорота.

На карте рис. 18 легко определить южную границу южного субтропического антициклонического круговорота. Это динамическая горизонталь 1980 дин. см

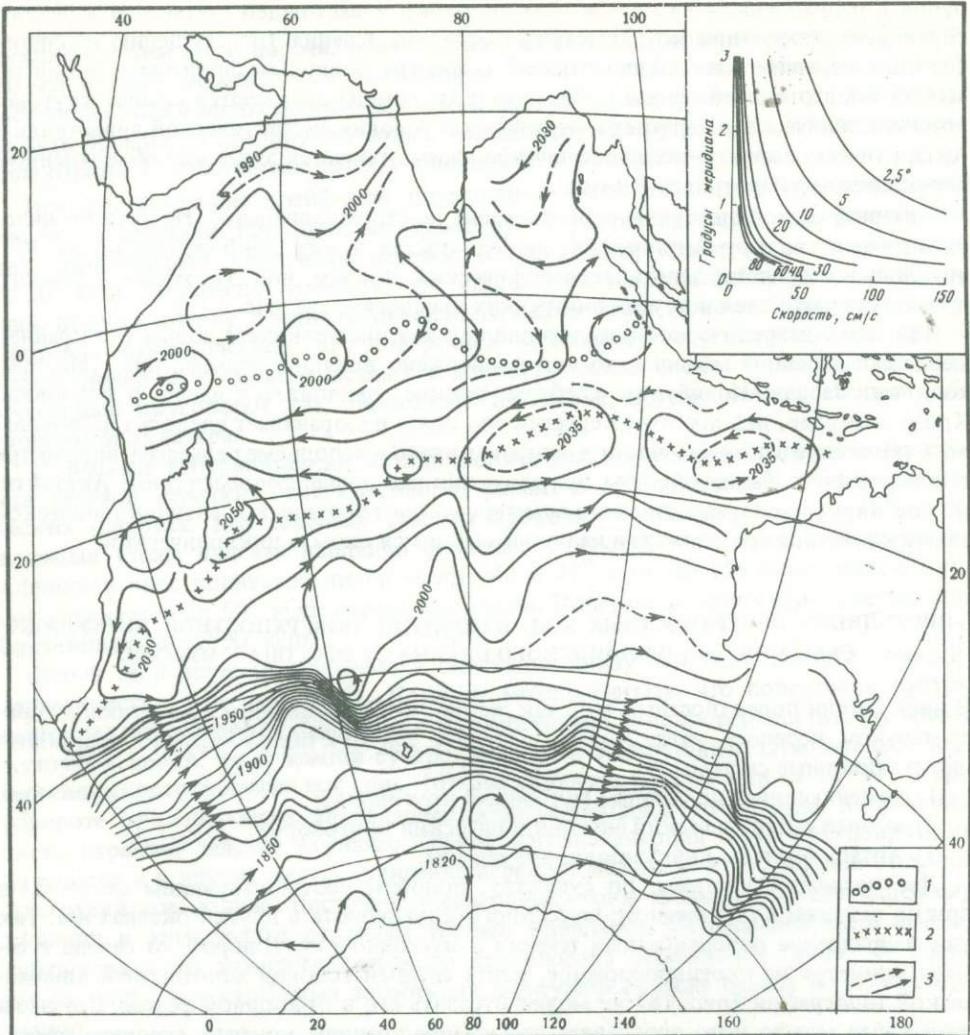


Рис. 18. Динамическая топография свободной поверхности (усл. дин. см), рассчитанная по модели, изложенной в параграфе 4

Справа вверху — график для определения средней скорости течения на сечении, перпендикулярном к динамическим горизонтальм, отстоящим одна от другой на 10 дин. см; цифры около кривых — градусы широты. 1 — положение южной тропической дивергенции; 2 — положение южной субтропической конвергенции; 3 — направление соответствующих топографии геострофических течений

или, во всяком случае, горизонталь, не уходящая на восток через сечение о-в Тасмания — Антарктида. Приблизительно южная граница южного субтропического круговорота совпадает с субантарктическим фронтом (субтропической конвергенцией) на поверхности.

Между субтропической конвергенцией и антарктической дивергенцией широкой лентой идет Антарктическое циркумполярное течение. Его линии тока хорошо воспроизводятся динамическими горизонтальми на рис. 18. К сожалению, даже гидрологических, не говоря уже об инструментальных, измерений настолько еще мало, что для построения топографии поверхности Антарктического циркумполярного течения были привлечены все данные, независимо от их года и сезона. Поэтому трудно сказать, к какой временной категории — стационарной, квазистационарной или нестационарной — относятся особенности горизонтальной структуры антарктического поверхностного потока. Тем не менее анализ имеющихся

наблюдений дает основание сделать вывод, что в поверхностном векторе Антарктического циркумполярного течения, по крайней мере в его стрежне, всегда существует восточная геострофическая составляющая. Антарктическое циркумполярное течение в грубом приближении почти зональное течение.

Сам стрежень, ширина которого, несомненно, растянута пятиградусным шагом сетки, тем не менее то сужается, то расширяется вдоль течения, и наибольшая величина зональной составляющей Антарктического циркумполярного течения в индоокеанском секторе была вычислена на 45° ю.ш. и $62^{\circ}30'$ в.д.

Другая особенность течения — волнобразные, хотя и неправильные, изгибы линий тока. Одна из причин таких отклонений — влияние рельефа дна, характер которого уже обсуждался при рассмотрении переноса Антарктического циркумполярного течения (см. параграф 6 настоящей статьи). Однако по крайней мере в пределах индоокеанского сектора общекоанская незональность Антарктического циркумполярного течения характеризуется его генеральным отклонением к югу (к южному полюсу) на $5-6^{\circ}$ по широте на пути в 130° по долготе.

На ту же величину $5-6^{\circ}$ отклоняется и южный полярный фронт (к югу от Австралии на 53° ю.ш. против 48° ю.ш. в западной части). Положение фронта, по-видимому, довольно устойчиво, а сезонные и нерегулярные флуктуации, по-видимому, не влекут его смещений по широте более чем на два градуса в любом направлении от его среднего положения, демонстрируя большую устойчивость крупномасштабной бароклинной структуры океанов.

Со стрежнем Антарктического циркумполярного течения и южным полярным фронтом (рис. 18) совпадает полоса наиболее сильных западных ветров, как и вся зона Антарктического циркумполярного течения от его северной границы на субтропической конвергенции до его южной границы на антарктической дивергенции (или границе распространения льдов) совпадает с зоной западного переноса воздуха. Поэтому для средних многолетних условий дрейфовые составляющие отклоняют поверхностный антарктический поток к северу, что препятствует натеканию легкой воды теплой сферы на тяжелую воду холодной и, следовательно, стабилизирует южный полярный фронт в остром положении. Более подробно связь фронтальных систем с Антарктическим циркумполярным течением и с ветровыми условиями летом и зимой была исследована Виртки (Wyrtki, 1960), который показал тесную зависимость развития конвергенции и дивергенции и изменений ветровой системы.

Южный субтропический антициклонический круговорот соответствует южноиндийскому субтропическому антициклону в атмосфере. Воды в круговороте обращаются против часовой стрелки вокруг гребня высоких отметок динамического уровня (рис. 18) — южной субтропической конвергенции. Отдельные звенья круговорота представляют течения: Южное пассатное течение, течение Агульяс, Южно-Индоокеанское и вялое Западно-Австралийское.

Геострофическая циркуляция поверхностных вод характеризуется медленными движениями, направленными к экватору, над большей частью субтропического круговорота, но выраженного восточного пограничного течения в нем нет. Циркуляция довольно устойчива от сезона к сезону (см. рис. 20), за исключением движения у берегов Австралии. Там, вблизи берега, вода преимущественно движется на юг с января по июль. Основная масса воды, движущейся на север, встречается дальше от берега, между 95 и 105° в.д. Однако движения, направленные к экватору, преобладают дальше от берега на большей части океана. Причина этой аномалии заключается, по-видимому, в отсутствии на востоке непрерывной береговой линии и в существовании, хотя и ограниченной, связи с Тихим океаном в низких широтах.

Южное пассатное течение, идущее севернее южной субтропической конвергенции, формируется к югу от о-ва Ява. Оно переносит на запад воду из Тиморского моря и от Зондского пролива и пополняется водой из Экваториального противотечения (во время северо-восточного муссона) или Юго-Западного муссонного течения (во время юго-западного муссона). Перед северной оконечностью Мадагаскара течение раздваивается, причем большая часть потока продолжает движение на запад, а меньшая поворачивает на юг вдоль восточного берега.

К югу от о-ва Ява во время юго-западного муссона, когда дуют сильные ветры от юго-востока между Австралией и Индонезией, развивается апвеллинг. В это время Южное пассатное течение идет прямо вдоль берегов Явы, и бароклинное приспособление в течении вместе с дрейфовым переносом от берега способствуют существенному подъему подповерхностной воды, но с небольшим падением поверхности температуры. С началом северо-восточного муссона, когда внутритропическая конвергенция сдвигается южнее Явы, Южное пассатное течение отклоняется к югу от Явы, и вдоль южного берега Явы развивается прибрежное течение на восток. Оно представляет продолжение Экваториального противотечения и переносит в эту область воду пониженной солености и повышенной температуры.

Течение Агульясс представляет западное пограничное течение Индийского океана и наиболее сильную часть системы течения Агульясс, которая довольно сложна и отличается от других западных пограничных течений. Эта система течений получает свою воду, по существу, из Южного пассатного течения через Мозамбикский пролив и из района южнее Мадагаскара от довольно узкого и быстрого течения, идущего на юг вдоль восточного берега Мадагаскара. В Мозамбикском проливе развивается сильный, по-видимому, постоянный антициклонический геострофический вихрь, интенсифицирующий течение, идущее на юг вдоль берега Африки и формирующий течение на север вдоль берегов Мадагаскара.

Течение Агульясс представляет узкое быстрое течение вдоль юго-восточного берега Южной Африки. Между Дурбаном и Порт-Элизабетом оно близко прижимается к берегу; его средняя скорость равна около $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, а скорость в ядре часто превышает $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Когда течение достигает Агульясской банки, которая расположена на долготе мыса Агульясс, оно поворачивает на юг и на восток в остром антициклоническом вихре и формирует Агульясское возвратное течение. Течение Агульясс и Агульясское возвратное течение формируют большой вытянутый агульясский вихрь, которых представляет постоянную черту циркуляции. Ширина вихря около 300 км.

Течение Агульясс сильно изменчиво, в нем довольно част отрыв вихрей от главного течения. Это вихри дрейфуют на запад в Атлантический океан. Однако прямого и непрерывного потока субтропической воды из Индийского океана в Атлантический не существует.

При слиянии Агульясского возвратного течения, переносящего субтропическую воду, с северным флангом Антарктического циркумполярного течения, переносящего субантарктическую воду, формируется субтропическая конвергенция — хорошо выраженный субантарктический фронт. Одна часть воды Агульясского возвратного течения переходит обратно в Агульясскую систему, а другая часть вместе с западным ветровым дрейфом движется на восток. Это звено южного субтропического круговорота можно назвать Южно-Индоокеанским течением. В центральной части океана, где поверхностные течения обычно имеют северную составляющую, субтропическая конвергенция хорошо не выражена, особенно летом, когда развивается неглубокий летний термоклин. Но в любом случае над большой акваторией центральной части Индийского океана и Большого Австралийского залива субтропическая конвергенция (субантарктический фронт) представляет зональную полосу воды на границе между теплой субтропической водой высокой солености и более холодной водой сравнительно низкой солености, вдоль которой при благоприятных ветровых условиях может происходить опускание. Среднее положение этой полосы между 40 и 41° ю.ш.

В Большом Австралийском заливе развит самостоятельный круговорот, структурно относящийся к южному субтропическому. Этот, хотя и небольшой по площади, круговорот заметно сдвигает к югу Антарктическое циркумполярное течение. Северо-восточное звено круговорота, омывающее берега Южной Австралии, носит название течения Флиндерса.

Как было отмечено (см. параграф 6 настоящей статьи), в северной части Индийского океана развит муссонный круговорот, самая отличительная черта которого — полная смена направления в зависимости от господствующего муссона. Границы муссонного круговорота по горизонтали и по вертикали обсуждались выше

(см. параграф 2 настоящей статьи). Безусловно, муссонные изменения ярче всего проявляются на поверхности. Так как в поверхностных слоях доля дрейфовых течений велика, то характеристика течений муссонного круговорота дается не по картам динамической топографии поверхности, а по картам результирующих течений – см. рис. 3 (Wyrtki, 1973).

Во время северо-восточного муссона (зимой северного полушария) муссонный круговорот складывается из Северного пассатного течения (Северо-Восточного муссонного течения), течения, идущего на юг вдоль берегов п-ова Сомали, и Межпассатного (Экваториального) противотечения, которое идет на восток между экватором и 8° ю.ш. через весь океан.

Северо-восточное муссонное течение (см. рис. 3) направлено с востока на запад. Это течение зарождается в ноябре, достигает своей наибольшей силы в феврале и затухает в апреле. Самые высокие скорости течения обычно встречаются к югу от о-ва Шри Ланка и в южной части Аравийского моря, где они превышают один узел. От ноября до января сильная ветвь этого течения поворачивает на север и идет вдоль западного берега Индии, перенося воду пониженной солености из Бенгальского залива в восточную часть Аравийского моря. Толщина Северо-Восточного муссонного течения, по-видимому, невелика, и влияние дрейфа на воды ниже термоклина незначительно. У берега п-ова Сомали течение поворачивает, и большая часть переносимой им воды следует на юг, пересекает экватор и формирует Экваториальное противотечение. Южный поток вдоль Сомали достигает наибольшей силы в декабре, но продолжается до марта.

В ноябре и декабре Экваториальное противотечение идет на восток по обе стороны от экватора между 3° с.ш. и 5° ю.ш. Позднее от января до апреля противотечение полностью переходит в южное полушарие, и его южная граница находится приблизительно на 10° ю.ш. В западном истоке противотечение частично подпитывается водами из Южного пассатного течения. На восточном конце противотечения только меньшая часть воды возвращается в муссонный круговорот, в то время как большая часть продвигается на юго-восток как Яванское прибрежное течение или непосредственно вливается в Южное пассатное течение.

Во время северо-восточного муссона также развивается течение Тареева (Taft, Knauss, 1967). Однако оно слабое и переменное и иногда сливается с поверхностным противотечением.

Во время северо-восточного муссона, который представляет слабое явление, океанская циркуляция развита не сильно. По-видимому, поверхностные потоки не проникают глубоко под термоклин, и ярко выраженных поднятий и опусканий вод не развивается. Некоторое поднятие термоклина, которое при благоприятных ветровых условиях может временами превращаться в слабый апвеллинг, по-видимому, случается только вдоль восточного берега Андаманского моря и в северной части Аравийского моря, в районе Карачи.

Во время юго-западного муссона (летом северного полушария) муссонный круговорот состоит из северного края Южного пассатного течения, которое распространяется почти до экватора, сильного Сомалийского течения, идущего на север как западное пограничное течение, и муссонного течения (Юго-Западного муссонного течения), с которым сливается Экваториальное противотечение.

В апреле с прекращением северо-восточного муссона поверхностная циркуляция северной части Индийского океана существенно перестраивается. Течение вдоль берегов п-ова Сомали переходит на северное направление, и в мае почти всюду к северу от экватора вода начинает двигаться на восток. В июле Сомалийское течение достигает своей наибольшей силы, Юго-Западное муссонное течение идет на восток всюду к северу от экватора, а Экваториальное противотечение сдвигается к северу и сливается с муссонным течением.

Южное пассатное течение, по-видимому, сдвигается несколько к северу, становится сильнее, и большая часть его воды вливается в Сомалийское течение.

Три течения: Юго-Западное муссонное, Южное пассатное и Сомалийское формируют очень сильный ветровой круговорот в экваториальных широтах Индийского океана. Соответствующие скорости течений выше, чем во время северо-

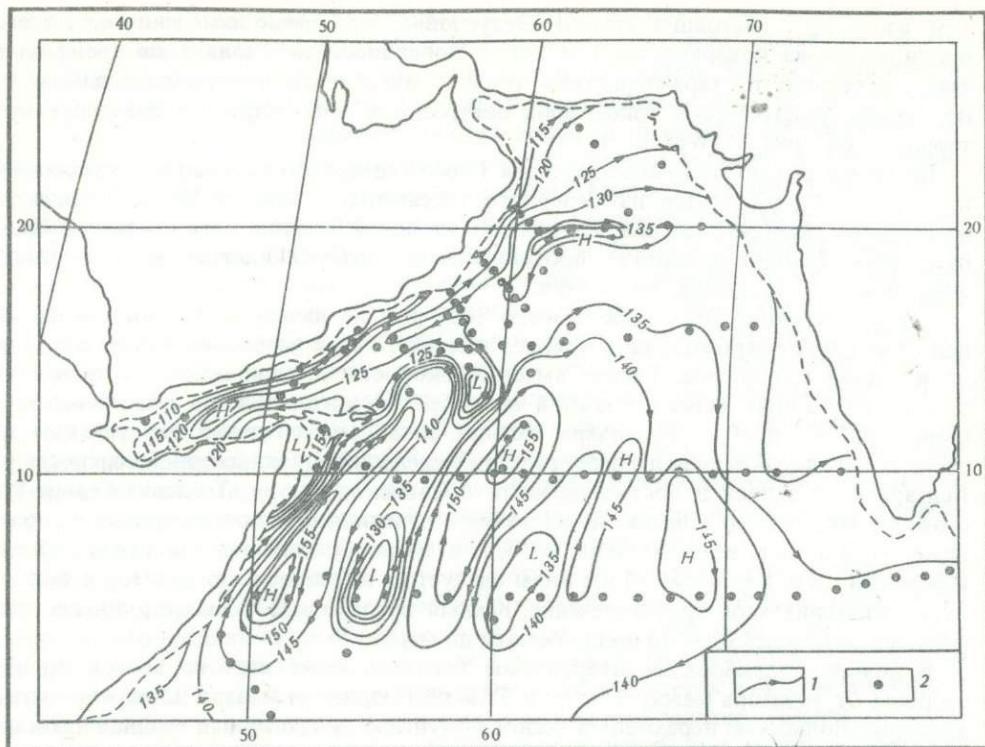


Рис. 19. Динамическая топография свободной поверхности Аравийского моря относительно 800 дбар в сентябре 1963 г. (Düing, 1970)

1 – направление геострофических течений; 2 – положение океанологических станций; *H* – ложбины; *L* – гребни динамического рельефа

восточного муссона. Средняя годовая ветровая результатирующая циркуляция (см. рис. 17) качественно совпадает с круговоротом во время юго-западного муссона. Этот круговорот поддерживается до сентября и только в октябре начинает разрушаться и медленно замещаться циркуляцией северо-восточного муссона.

Более энергичная атмосферная и океанская циркуляция во время юго-западного муссона вызывает развитие не только сильного западного пограничного течения – Сомалийского, но и интенсивного апвеллинга в некоторых местах. Циркуляция, по-видимому, проникает глубже, воздействуя на движение водных масс ниже термоклина.

Формирование Сомалийского течения как сильного западного пограничного течения муссонного круговорота связано с бароклиническим приспособлением вдоль берега Сомали. По глубине эта бароклиническая структура заметна до горизонта 1000 м, но особенно хорошо выражена в верхнем слое толщиной 400 м. Сильные ветры, параллельные берегу, интенсифицируют бароклиническость в верхнем слое и вызывают в дополнение сильный апвеллинг вдоль берега. Большая часть воды Сомалийского течения рециркулирует в интенсивном вихре, центр которого расположен приблизительно в 300 км от берега. Этот вытянутый эллиптический вихрь протягивается почти на 1000 км параллельно берегу. Этот вихрь, а также другие хорошо видны на карте динамической топографии, построенной не по осредненным, а по непосредственным натурным данным (рис. 19). Эту "начинку" Дюинг (Düing, 1970) объясняет как западную систему вихрей в Аравийском море, которая неразрывно связана с динамикой муссонного круговорота.

На основе прямых измерений течений Сваллоу и Брюс (Swallow, Bruce, 1966) показали, что во время юго-западного муссона перенос Сомалийского течения в верхнем 200-метровом слое возрастает от 30 свердуплов на 3° ю.ш. до более 50 свердуплов на 8° с.ш. Общий геострофический перенос составляет около

65 свердупов. Соотношение указанных величин расходов свидетельствует о том, что наиболее высокие скорости течения концентрируются в поверхностном слое.

Апвеллинг вдоль берега наиболее интенсивен между 5 и 11° с.ш., где весь теплый поверхностный слой замещается подповерхностной водой с температурой ниже 20°C на поверхности (Warren, Stommel, Swallow, 1966). Когда Сомалийское течение покидает берег вблизи 11° с.ш. и поворачивает на восток, холодные воды продолжают двигаться на несколько сотен километров вниз по течению. На севере область апвеллинга ограничивается потоком теплой поверхностной воды из Аденского залива, формируя сильный температурный фронт. Эта теплая поверхностная вода, выходящая из Аденского залива и текущая на восток в центральную часть Аравийского моря, также разделяет сомалийский апвеллинг и апвеллинг вдоль берега Аравии.

Сильные ветры дуют также параллельно аравийскому берегу восточнее 55° в.д. во время юго-западного муссона и вызывают апвеллинг. Этот апвеллинг отличается от сомалийского тем, что никакого сильного течения, параллельного берегу, не развивается. По объему он может превышать сомалийский, и обогащение питательными солями там также интенсивнее.

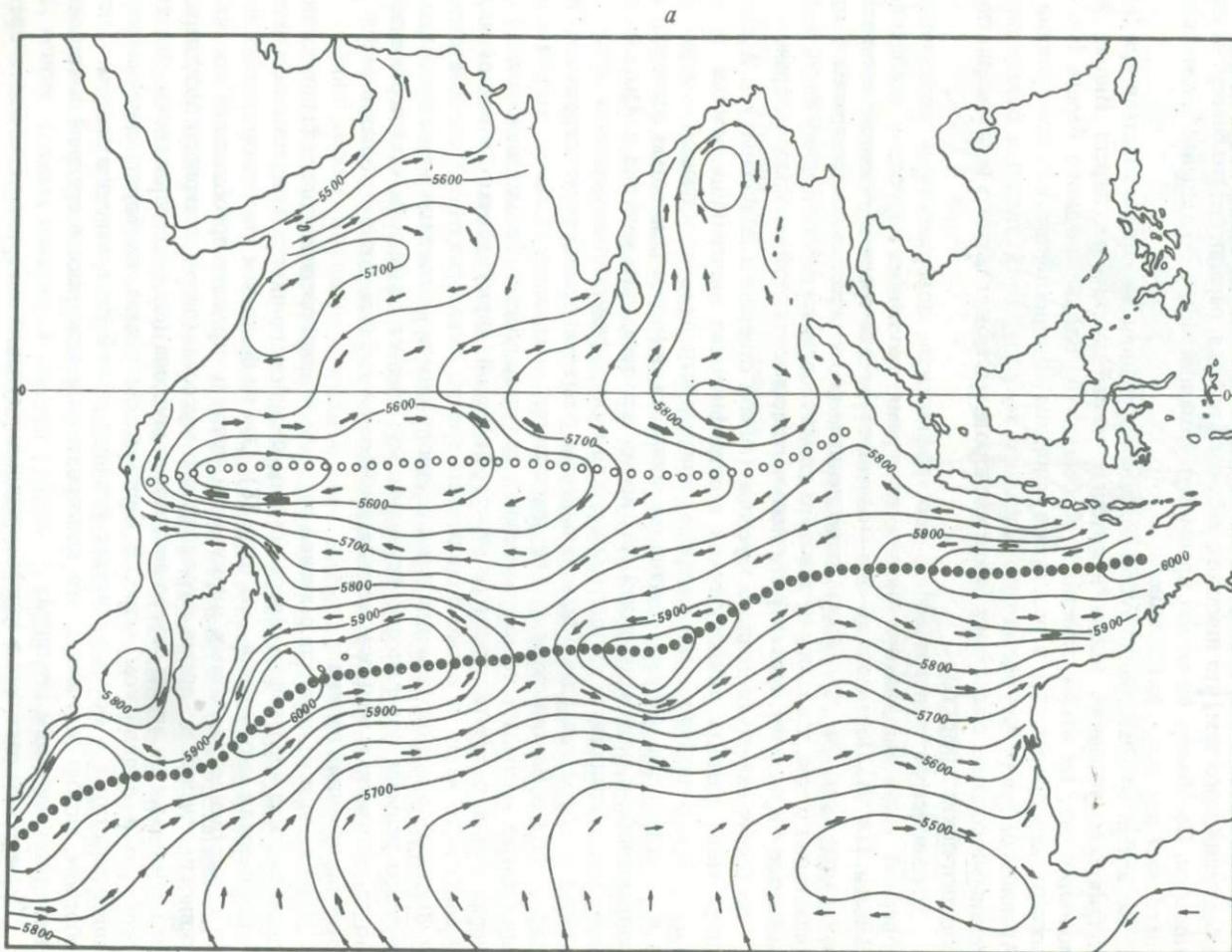
Во время юго-западного муссона слабый апвеллинг может развиваться при благоприятных условиях вдоль некоторых частей восточного берега Индии, но, по-видимому, не имеет заметных особенностей. Вдоль западного берега Индии подъем вод происходит в результате усиления антициклической циркуляции в Аравийском море во время юго-западного муссона. Хотя эта вода богата питательными солями, она крайне бедна кислородом и может вызвать неблагоприятные биологические эффекты.

Динамическую топографию и геострофическую поверхностную циркуляцию северной части Индийского океана во время различных муссонов исследовал Нейман (1970). Построенные им соответствующие средние сезонные многолетние карты (рис. 20) по данным, осредненным по пятиградусным квадратам, свидетельствуют о том, что к югу от экватора схема геострофических течений почти не изменяется с муссоном, а к северу от него перестраивается кардинальным образом.

Во время северо-восточного муссона (зимой северного полушария) в Аравийском море развита циклоническая геострофическая циркуляция, южные звенья которой не совпадают по направлению с поверхностной результирующей (см. рис. 3), а в Бенгальском заливе – антициклическая, которая полностью совпадает по направлению с результирующей. Во время юго-западного муссона в Аравийском море уже господствует антициклическая геострофическая циркуляция, северные звенья которой совпадают по направлению с поверхностной результирующей (см. рис. 3), а в Бенгальском заливе сохраняется антициклическая, которая в общих чертах совпадает по направлению с результирующей. Расхождения между поверхностной результирующей и геострофической циркуляциями в южной части Аравийского моря, а также подвижность границ Экваториального противотечения и Южного пассатного течения в противоположность квазистационарности динамического рельефа поверхности, по-видимому, следует отнести на счет переменного по направлению и величине вклада дрейфовых течений, доля которых в результирующих течениях велика.

Еще дальше от передачи реальной картины течений средняя годовая многолетняя динамическая топография северной части Индийского океана и связанная с ней геострофическая циркуляция (см. рис. 18). Она не более чем статистическая средняя из существенно различных циркуляций, однако отражает преобладание по интенсивности течений во время юго-западного муссона (летом северного полушария) над течениями во время северо-восточного муссона (зимой северного полушария), особенно в Аравийском море. В Бенгальском заливе, наоборот, средняя карта свидетельствует о более активных течениях зимой по сравнению с летом. Таким образом, можно заключить, что консервативное поле масс в среднем за год отвечает преобладающим течениям.

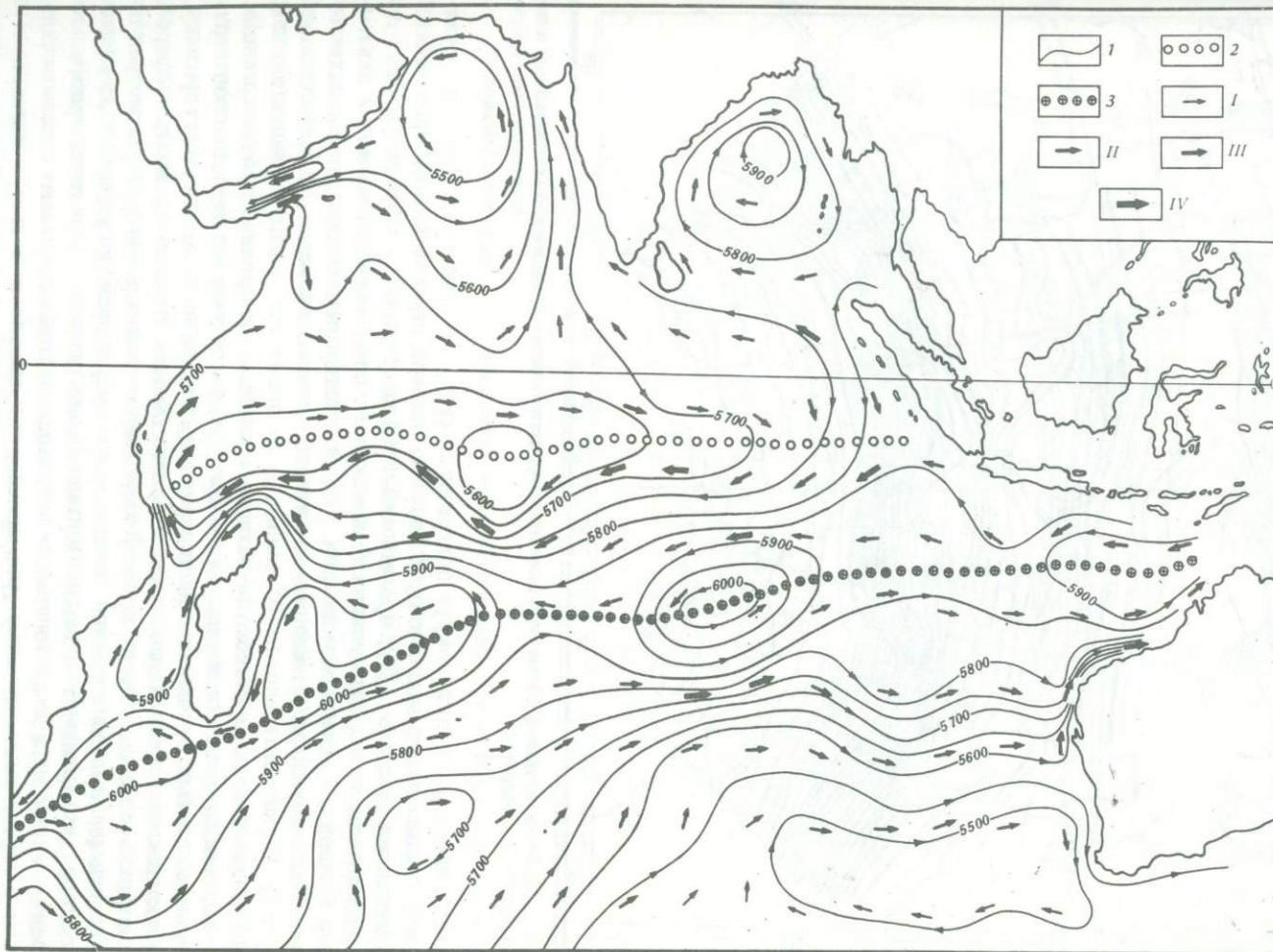
Подчеркнем различия в конфигурации циркуляций поверхностных вод во время различных муссонов. Циркуляция во время северо-восточного муссона происходит

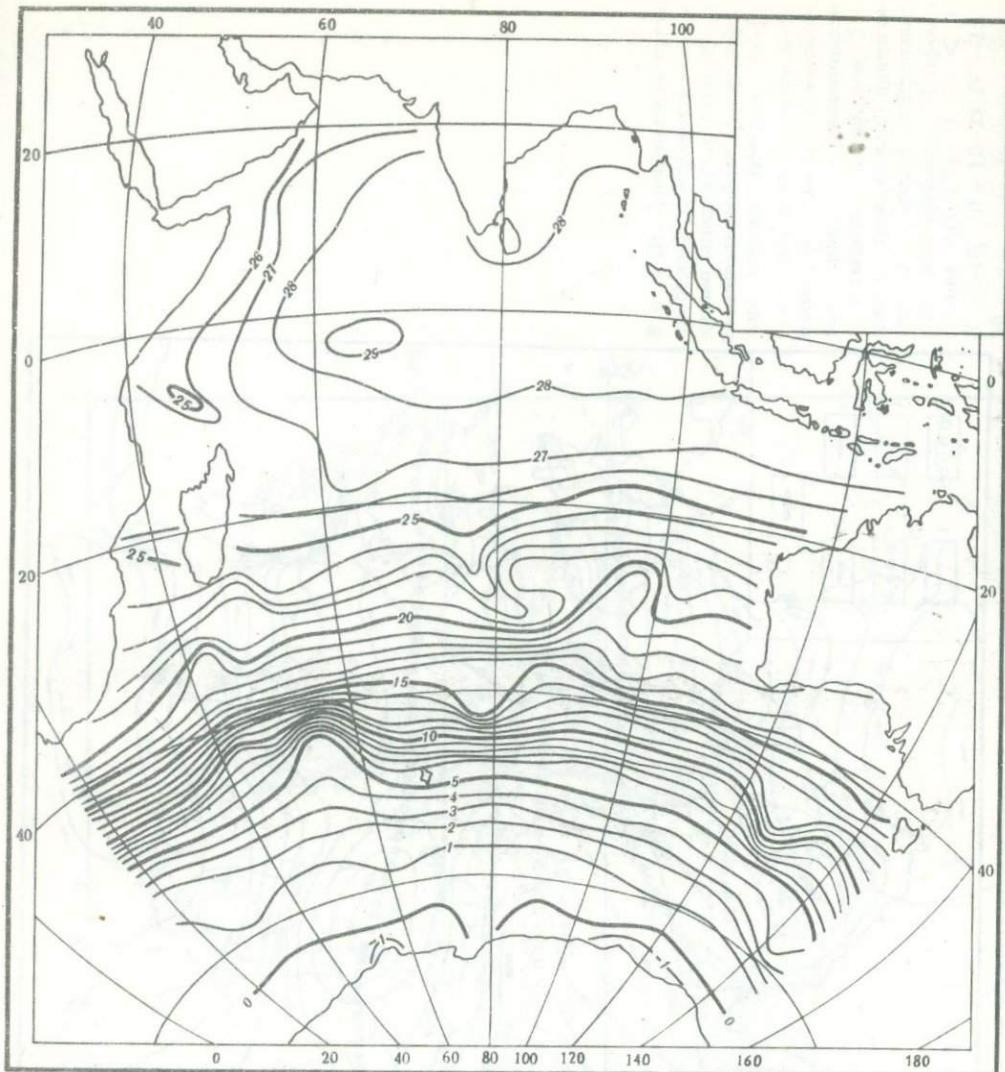


Р и с. 20. Динамические карты свободной поверхности относительно поверхности 1500 дбар и соответствующие геострофические течения (Нейман, 1970)

а – для лета северного полушария; б – для зимы северного полушария. 1 – динамические горизонтали, усл. дин. мм; 2 – южная тропическая дивергенция; 3 – южная субтропическая конвергенция. Скорость течения ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$): I – < 1 , II – 1–10, III – 10–25, IV – 25–50

6





Р и с. 21. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

против часовой стрелки вокруг поперечника сразу же южнее экватора; циркуляция во время юго-западного муссона — по часовой стрелке вокруг тропической дивергенции (см. рис. 18), проходящей приблизительно по 6° ю.ш. Летняя (северного полушария) циркуляция более активна по сравнению с зимней и охватывает большую площадь, чем зимняя. Южная граница летней циркуляции, захватывающей северный край Южного пассатного течения, проходит по тропическому фронту (приблизительно по 10° ю.ш.), в то время как южная граница зимней, не включающей доли Южного пассатного течения, — по тропической дивергенции.

Картина поверхностной циркуляции вряд ли нуждается в независимом подтверждении, во-первых, потому, что на поверхности, как ни на каком другом горизонте, характеристики водных масс определяются обменом тепла и влаги с атмосферой, во-вторых, потому, что, по крайней мере, муссонный круговорот рассмотрен по непосредственным измерениям течений — по сносу и дрейфу судов. Все же можно отметить, что динамические горизонтали Антарктического циркумполярного течения, вытянутые в квазизональном направлении, грубо совпадают с квазизональным распределением температуры, солености и плотности в антарктическом секторе Индийского океана (рис. 21, 22 соответственно). Однако слабые минимум и

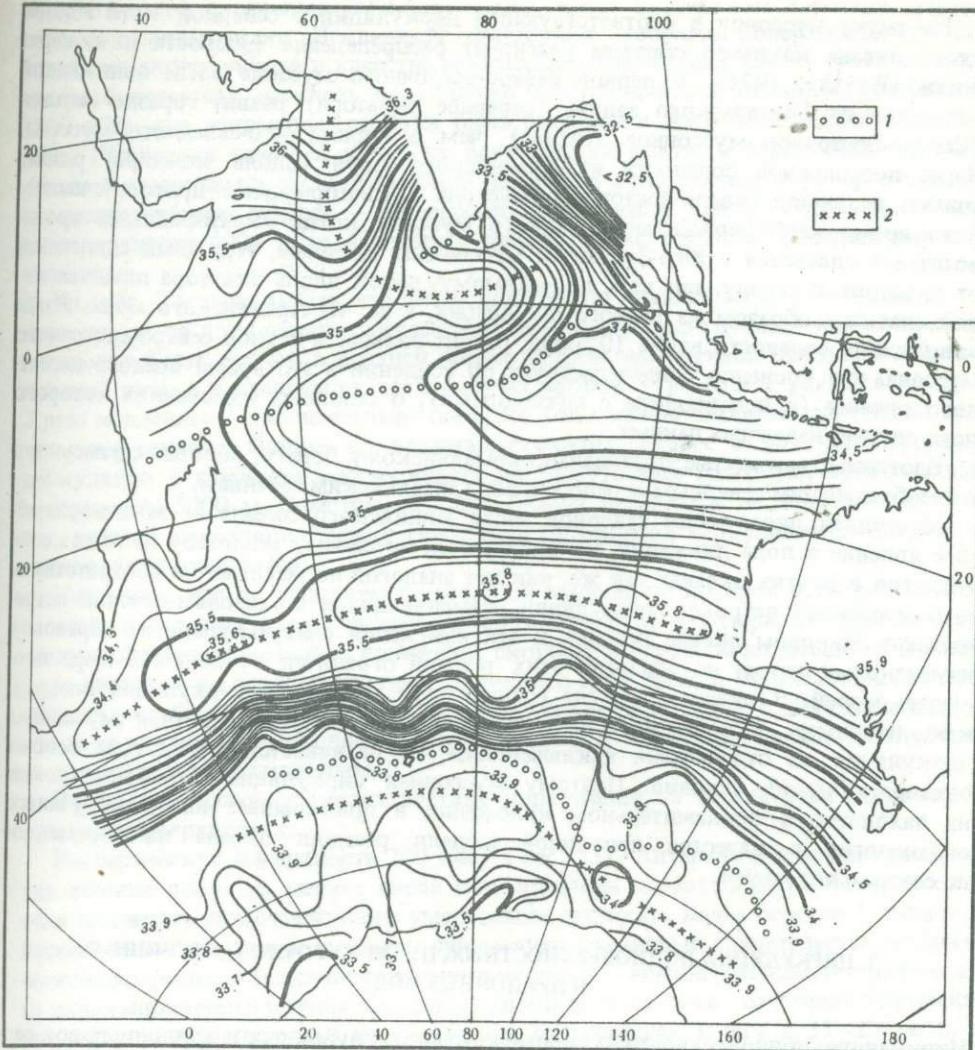


Рис. 22. Соленость ($^{\circ}/\text{oo}$) на поверхности по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 — положение минимумов; 2 — положение максимумов солености на поверхности океана

максимум солености южнее стрежня Антарктического циркумполярного течения не находят отражения в поле динамического рельефа поверхности океана. По всей вероятности, максимум солености представляет следствие дивергенции антарктических дрейфовых потоков (см. рис. 16); этот же максимум косвенным образом порождает и лежащий севернее минимум на фоне общего падения солености с севера на юг.

Поле температуры на поверхности южного субтропического антициклонического круговорота не подкрепляет его динамический рельеф замкнутыми изотермами. В поле же солености, хотя и существуют замкнутые изохалины (субтропическая зона повышенной солености), но они существенно сдвинуты к югу относительно субтропического гребня в динамической топографии. Однако эта особенность не противоречит связи циркуляции с распределением солености, потому что именно повышенная соленость снижает относительные отметки динамических высот. Все же отмеченные расхождения свидетельствуют о преобладающим влиянии не ветровых, а термохалинных факторов на распределение океанологических характеристик на поверхности южного субтропического круговорота.

На смену муссонов и соответствующей циркуляции в северной части Индийского океана каким-то образом реагирует распределение солености на поверхности (Wyrtki, 1971). В период северо-восточного муссона язык пониженной солености из Бенгальского залива (севернее экватора) развит гораздо сильнее (Северо-Восточное муссонное течение), чем в период юго-западного муссона. Язык повышенной солености из Аравийского моря (вдоль экватора) развит только в период северо-восточного муссона (Экваториальное противотечение), в то время как в период юго-западного муссона, когда Экваториальное противотечение сливается с Юго-Западным муссонным течением, этот язык сдвигается от экватора к северу, так как, по-видимому, поток вдоль экватора питается водой главным образом из южного полушария, а не из Аравийского моря. Язык пониженной солености вдоль 10° ю.ш. развит сильнее в период северо-восточного муссона, что косвенно свидетельствует об усилении в это время Южного пассатного течения (в противофазе с муссонными), о сезонных изменениях которого пока еще нет надежных данных.

Изотермы, вытянутые параллельно сомалийскому берегу, хорошо согласуются с преобладающим северным переносом вод Сомалийским течением.

Муссонная циркуляция северной части Индийского океана — замечательнейшее явление в поле движения океанских вод, по своему масштабу не имеет себе аналогов в других океанах так же, как нет аналогов по масштабу и соответствующей муссонной ветровой циркуляции. Изменяющихся по сезонам течений встречается в Мировом океане немало, и эти изменения связаны главным образом с изменениями ветра, но масштаб этих течений ограничен по большей мере площадью морей. В океанах же, где господствует муссонная циркуляция воздуха, как, например, в северо-западной части Тихого океана, ответная муссонная циркуляция, за исключением, не развивается, вследствие особых океанологических условий. Поэтому муссонная циркуляция Индийского океана находится в исключительном положении и привлекает внимание ученых-океанологов в качестве природной модели реакции океана на переменное по сезонам поле ветра.

8. ЦИРКУЛЯЦИЯ ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ, ПРОМЕЖУТОЧНЫХ, ГЛУБИННЫХ И ПРИДОННЫХ ВОД

Циркуляцию подповерхностных, промежуточных, глубинных и придонных вод рассмотрим с помощью карт динамической топографии соответствующих изобарических поверхностей и связанной с ней соответствующей геострофической циркуляции. По горизонтам было выбрано соответствие: для подповерхностных промежуточных вод — поверхность 200 дбар; для промежуточных — поверхности 500 и 1000 дбар; для глубинных — поверхности 2000 и 3000 дбар и для придонных вод — поверхность 4000 дбар.

Самая примечательная черта изменения циркуляции вод с глубиной — уменьшение ее интенсивности со слабым ростом в глубинных слоях (табл. 2).

Таблица 2

Максимальная разность отметок динамического рельефа различных изобарических поверхностей (дин. см) Индийского океана

Изобарическая поверхность, дбар	Во всем океане	В антарктическом секторе	В океане без антарктического сектора	Изобарическая поверхность, дбар	Во всем океане	В антарктическом секторе	В океане без антарктического сектора
0	215	170	45	2000	60	60	11
200	160	160	45	3000	50	50	7
500	130	130	45	4000	45	40	20
1000	90	90	25				

Наивысшие отметки уровня как для всего Индийского океана, так и для его антарктической и внеантарктической частей лежат в основном в южной субтропической конвергенции. Исключение составляют свободная поверхность, где для антарктического сектора в качестве наивысшей отметки был принят уровень самой северной изогипсы, насквозь проходящей через Индийский океан, и поверхность 4000 дбар, где наивысшая отметка была отмечена в Восточно-Индийской котловине. Наизнизшие отметки почти на всех изобарических поверхностях во всем океане и антарктическом секторе были найдены в антарктической дивергенции, во внеантарктическом секторе — в северо-восточной части Аравийского моря. Лишь на поверхности 4000 дбар наизнизшая отметка была отмечена в Мадагаскарской котловине.

Из табл. 2 можно видеть, что интенсивность, по крайней мере, геострофической циркуляции во всем океане снижается от поверхности до глубины 4000 м приблизительно в 5 раз, причем в верхней тысяче метров она уменьшается почти в 2 с половиной раза, а в следующих трех тысячах метров — всего в 2 раза, т.е. почти в 3 раза медленнее. Приблизительно такой же ход падения интенсивности и в антарктическом секторе. Однако во внеантарктическом секторе в ходе интенсивности циркуляции с глубиной можно видеть промежуточный минимум, приуроченный к горизонту 3000 м. Заметим, что для океана в целом, а не для отдельных точек, прямой корреляции между глубинами минимумов циркуляции и содержания кислорода не отмечается.

Напомним, что по условиям физической модели, по которой были рассчитаны, а затем построены карты динамической топографии, в антарктическом секторе следует ожидать монотонное понижение скорости с глубиной вплоть до ее наименьшего значения на верхней границе придонного слоя трения. Во внеантарктической области уже был отмечен промежуточный минимум в целом, а для отдельных точек из-за влияния рельефа дна предсказать характер изменения скорости с глубиной не представляется возможным.

Приступим теперь к характеристике циркуляции на отмеченных выше изобарических поверхностях.

Изобарическая поверхность 200 дбар (рис. 23), Антарктическое циркумполлярное течение почти не меняет своей конфигурации по сравнению с поверхностью, если не считать уже отмеченного уменьшения скорости. Возле берегов Антарктиды несколькими градусами к северу существуют очевидные свидетельства антарктической дивергенции (циклонические циркуляции) — южной границы Антарктического циркумполлярного течения. Северная граница течения уже отчетливо выражена — это южная субтропическая конвергенция, отступившая к югу с $15-20^{\circ}$ ю.ш. на поверхности до $35-40^{\circ}$ ю.ш. на глубине 200 м.

Южный субтропический антициклонический круговорот заметно перестраивается по сравнению с поверхностью. Южно-индоокеанское течение практически исчезает, и его место занимает поток противоположного западного направления. По этой особенности можно сделать заключение, что толщина Южно-индоокеанского течения не превышает и 200 м, что оно существенно поверхностное и подповерхностное течение. Вследствие замены поверхностного восточного потока западным южный субтропический круговорот на глубине 200 м значительно деформирован по сравнению с поверхностью: южные звенья (восточные потоки) сжаты в узкую полосу, а северные звенья (западные потоки) занимают всю акваторию океана от южной субтропической конвергенции вплоть до экватора. Южное пассатное течение пересекает весь океан с востока на запад и у берегов Мадагаскара разветвляется: одна часть вод идет севернее острова, а другая часть — южнее, формируя вместе с Агульяским возвратным течением агульясский круговорот; само течение Агульясс — западное пограничное течение, которое, так же как и на поверхности, хорошо выражено.

Пожалуй, следует отметить на горизонте 200 м черты восточного пограничного течения с результирующей северной составляющей у западных и северо-западных берегов Австралии. Его истоком можно, по-видимому, считать течение Флиндерса, скорость которого заметно возрастает против поверхности.

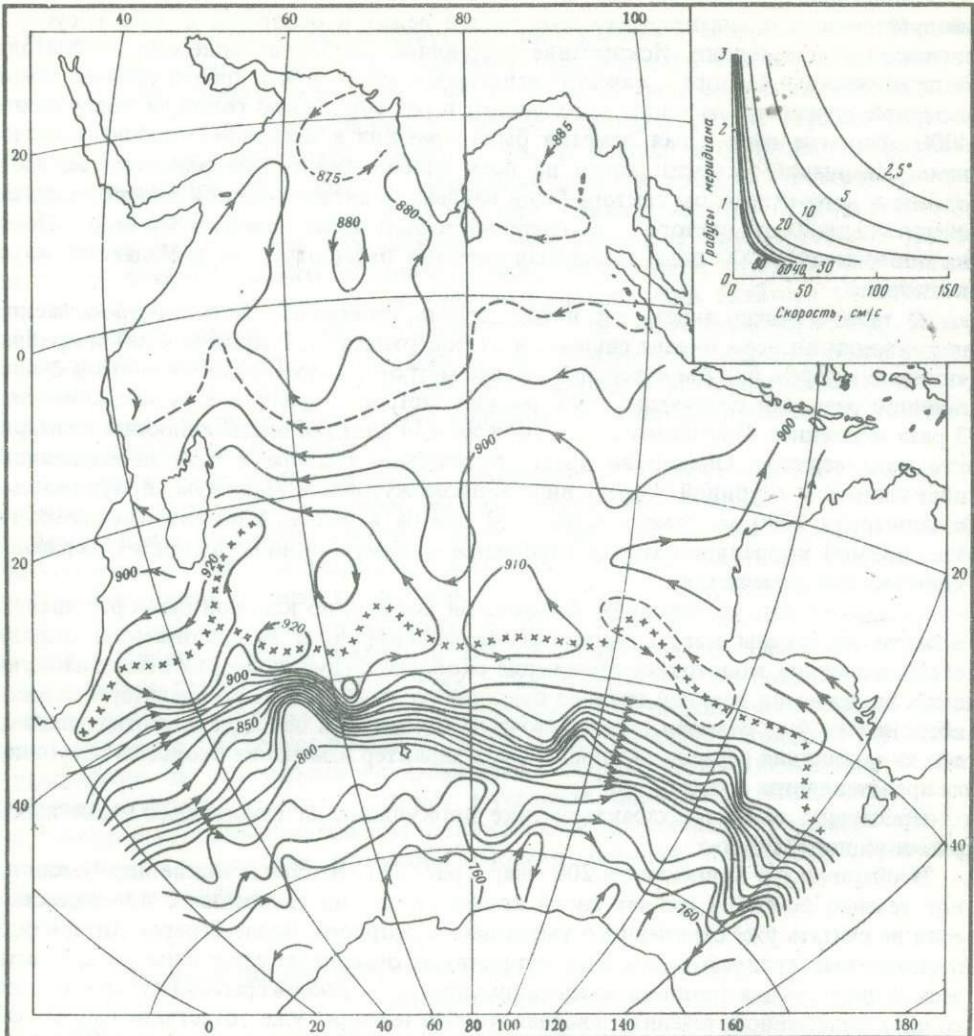


Рис. 23. Динамическая топография поверхности 200 дбар
Условные обозначения см. на рис. 18

В Аравийском море и Бенгальском заливе динамические горизонтали не передают отчетливой циркуляции.

Если на поверхности в экваториальных широтах допустимо считать господство дрейфовых течений, то на горизонте 200 м следует ожидать течений другой физической природы. Однако перепады в динамической топографии в экваториальных широтах, как и на многих более глубоких горизонтах, настолько малы, что не дают никакого материала даже для гипотетического построения циркуляции вблизи экватора. Заметим, что выровненная топография в экваториальных широтах Индийского океана отличается от топографии других океанов, по крайней мере Тихого. Так, перепад высот динамической топографии вдоль экватора на поверхности составляет 15 дин. см (в Тихом океане 60, а в Атлантическом 10 дин. см), причем уровень выше на востоке, а не на западе, как в других океанах. С глубиной перепады уменьшаются до 5 дин. см, причем уровень падает неравномерно, а на некоторых горизонтах разности в отметках высот не выходят за пределы точности вычислений.

Далее Южное пассатное течение отчетливо выражено и на горизонте 200 м, однако по рисунку динамических горизонталей у Зондских островов оно как бы вы-

ходит из берега, а у Африки, севернее Мадагаскара, как бы входит в берег. Получается, таким образом, что северная половина этого течения не включена в круговорот, что маловероятно. Естественно предположить, что вода, переносимая Южным пассатным течением, доходя до берегов Африки, по-видимому, оттекает на восток вдоль экватора, движется почти через весь океан и у Зондских островов вновь вливается в Южное пассатное течение. В результате формируется экваториальный круговорот из идущего на запад Южного пассатного течения и идущего на восток течения Тареева. Заметим, что прообраз экваториального круговорота можно найти и на поверхности в циркуляции во время юго-западного муссона.

Находится ли предложенная циркуляция на горизонте 200 м в соответствии с распределением водных масс?

В антарктических широтах южный полярный фронт отчетливо выражен как сгущением динамических горизонталей Антарктического циркумполярного течения (рис. 23), так и сгущением соответствующих изотерм (рис. 24) и изохалин (рис. 25). Однако минимум солености южнее фронта, как и на поверхности, не отражается соответствующим рисунком динамических горизонталей. Минимум формируется перед фронтом, вследствие опускания движущихся к северу поверхностных и подповерхностных вод пониженной солености. Возникает ли в связи с этим опусканием хотя бы слабое противотечение на запад? По последним неосредненным данным измерений такие противотечения действительно отмечены на меридиональных разрезах антарктических вод: в Тихом океане вдоль 170° в.д. (Gordon, 1975) и в Индийском океане от о-ва Тасмания к Антарктиде [нис "Дмитрий Менделеев" в январе 1974 г. (рис. 26)]. Кстати сказать, зональные составляющие скорости, показанные на рис. 26, рассчитаны тем же методом, что и все остальные в Антарктике в настоящей работе. Западные противотечения в зоне южного полярного фронта близко прижимаются к основному восточному потоку. Следовательно, отсутствие таких особенностей на обобщенных картах может быть очень грубым осреднением, хотя минимум солености при этом сохраняется.

Максимум солености в антарктических водах на горизонте 200 м хорошоувязывается с антарктической дивергенцией, которая неплохо передается и соответствующими формами динамической топографии.

Существенная перестройка южного субтропического антициклонического круговорота от поверхности до 200 м сопровождается и значительными изменениями его термохалинного строения. Приблизительно вдоль 20° ю.ш. формируется максимум температуры, а на широте около 5–6° – минимум, которых нет на поверхности. Субтропический максимум солености сдвигается к северу, связь тропического минимума на 8° ю.ш. с источником низкосоленных вод в Бенгальском заливе почти прекращается, и этот минимум характеризует адвекцию вод пониженной солености из индонезийских морей.

Сдвиг субтропического максимума солености можно объяснить северными составляющими в южных звеньях антициклонического круговорота. Воды высокой солености из источника на поверхности как бы скользят вниз на север (см. рис. 6).

Формирование максимума температуры далеко на севере от южной субтропической конвергенции не поддается элементарному объяснению с точки зрения эффектов циркуляции. Однако минимум температуры в экваториальных широтах своим происхождением обязан, по-видимому, подъему вод, причем энергично му (см. рис. 16). Этот минимум на поверхности не наблюдается, так как, во-первых, подъем сам затухает у поверхности, а во-вторых, адвекция холода вверх у поверхности подавляется интенсивным радиационным нагреванием. Экваториальный минимум на глубине 200 м поддерживает и лежащий южнее максимум, "наведенный" на фоне общего падения температуры с севера на юг. Наконец, укажем, что очертания изотерм экваториального холодного языка наводят на мысль, что связь вод этой области с Бенгальским заливом не прерывается полностью, как это можно было бы заключить из рассмотрения распределения на горизонте 200 м одной только солености.

Таким образом, следует подчеркнуть весьма важную особенность подповерхностных вод Индийского океана в южных субтропических и тропических широтах: су-

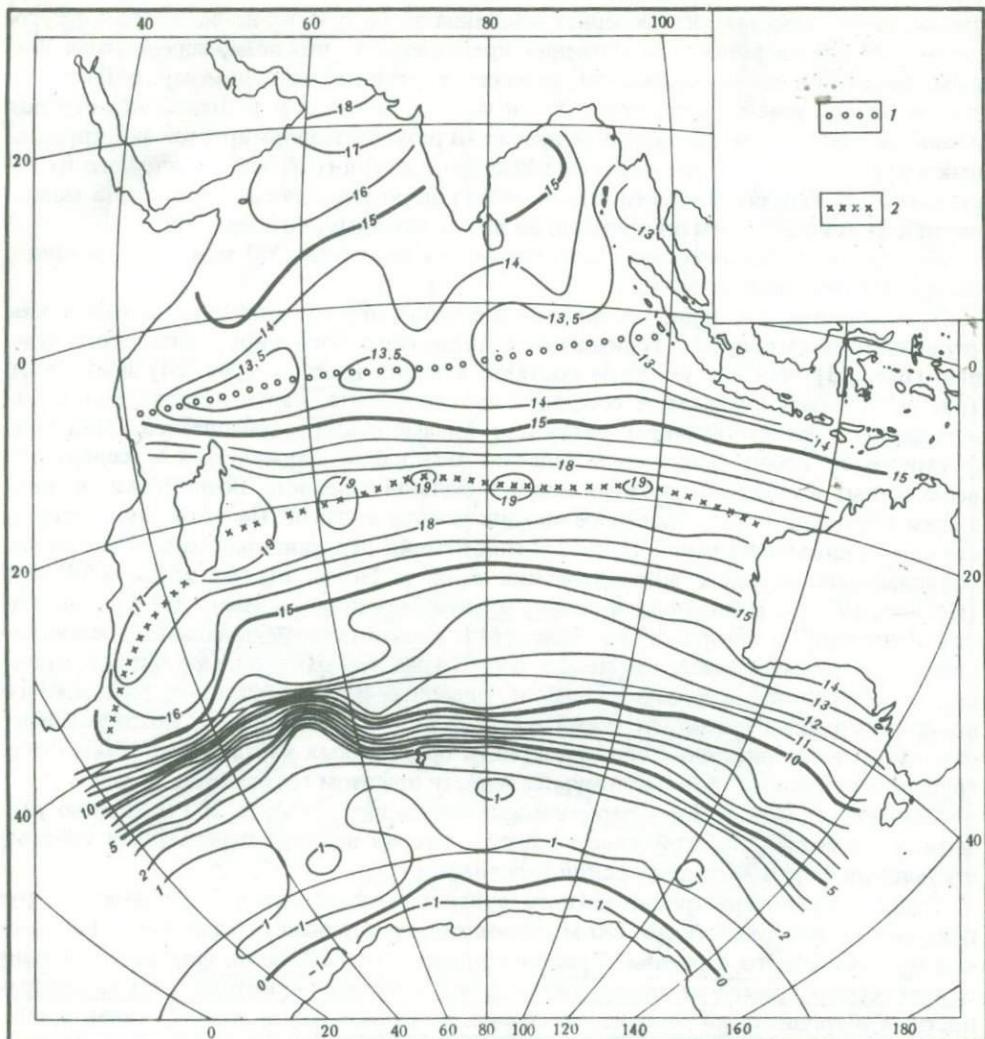


Рис.24. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 200 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 – минимум температуры; 2 – максимум температуры

ществование максимумов характеристик, по крайней мере, температуры и солености в середине Южного пассатного течения, а не на границах течения, как это вообще наблюдается в океанах. Эта особенность, в частности, может определяться характером меридионального изменения температуры и солености в области круговорота, которые влекут противоположные по знаку им соответствующие изменения плотности.

Аравийский язык повышенной солености вдоль экватора не находит четкого соответствия с рисунком динамических горизонталей, хотя это соответствие трудно ожидать для области вблизи экватора.

В западной части Аравийского моря намечается поток аравийской промежуточной водной массы на юг. Четких же свидетельств распространения персидской водной массы на юго-восток на карте динамической топографии не обнаруживается. Возможно, они обозначаются на более глубоких горизонтах. В целом можно отметить, что существенных противоречий между картиной циркуляции, представленной динамическими горизонтальными, и распределением водных масс на горизонте 200 м не встречается.

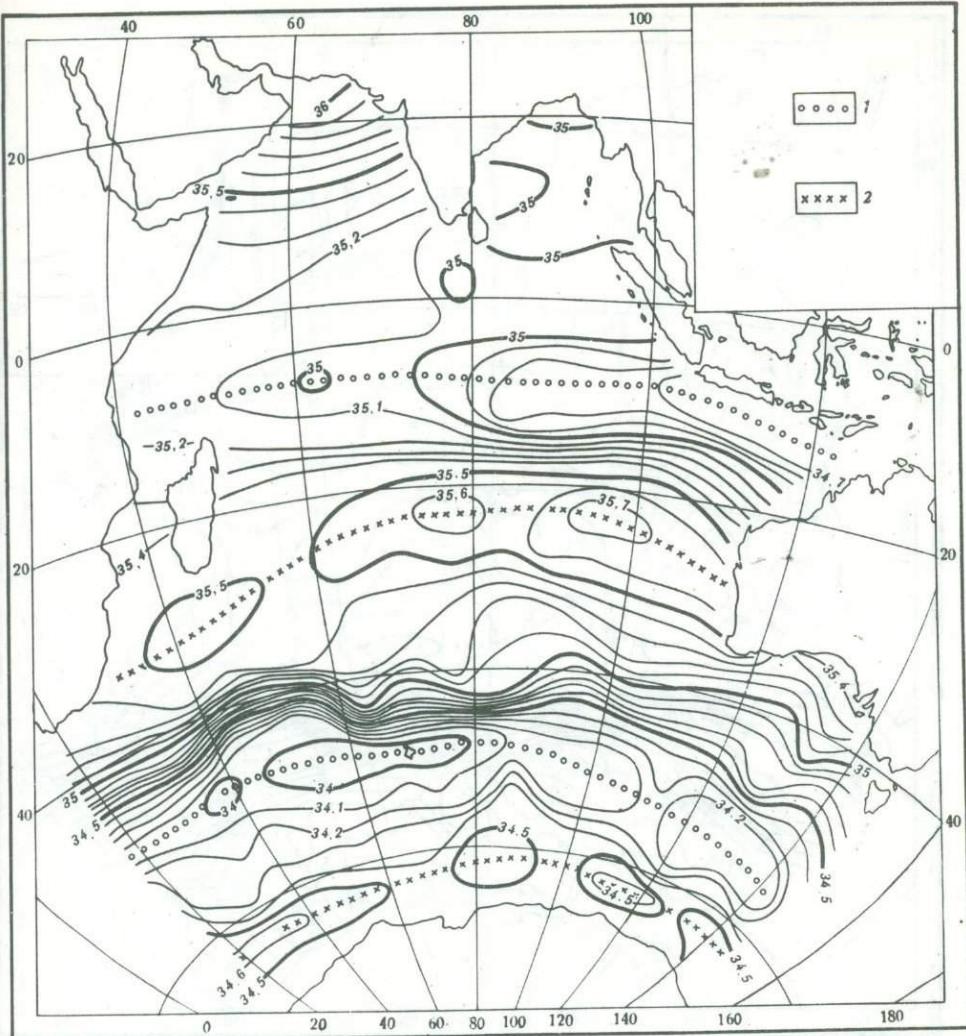


Рис. 25. Соленость ($^{\circ}/\text{oo}$) на горизонте 200 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 – минимум солености; 2 – максимум солености

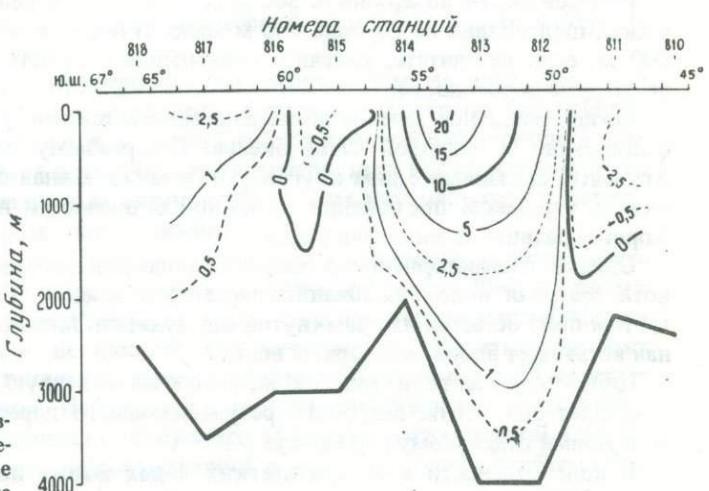


Рис. 26. Зональная составляющая геострофических течений ($\text{см} \cdot \text{s}^{-1}$) на разрезе о. Тасмания – Антарктида

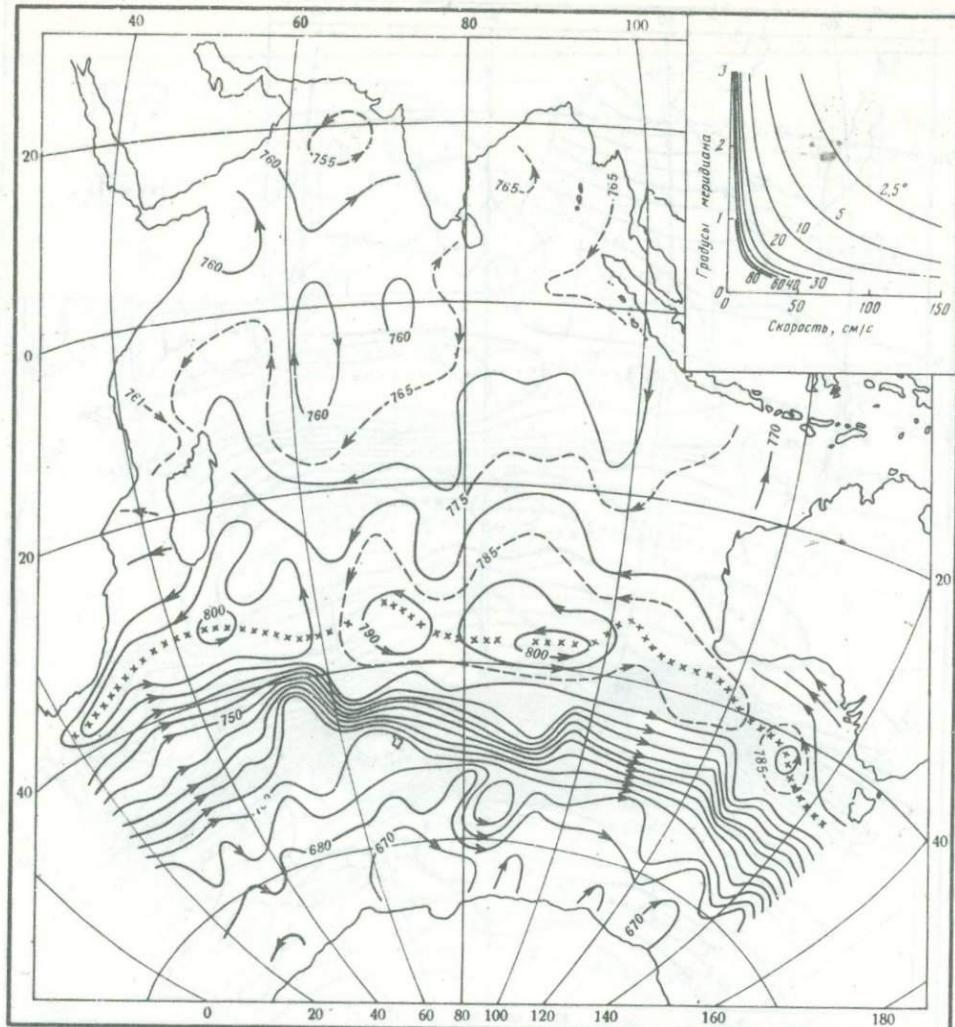


Рис. 27. Динамическая топография поверхности 500 дбар
Условные обозначения см. на рис. 18

Изобарическая поверхность 500 дбар (рис. 27). В целом для океана геострофическая циркуляция на глубине 500 м мало отличается от циркуляции на горизонте 200 м, если не считать, конечно, уменьшения скорости течений. Отметим только некоторые особенности.

Южное пассатное течение несколько сдвигается к югу, но по-прежнему интенсифицировано в западной части океана. По-прежнему хорошо выражены течение Агульясс, связанный с ним круговорот, а также южная субтропическая конвергенция на огромном протяжении от южной оконечности Африки до о-ва Тасмания. Хорошо развито течение Флиндерса.

Однако в экваториальных широтах поле динамических высот очень размыто; хотя северная половина Южного пассатного течения, как и на горизонте 200 м, в этом поле остается вне замкнутой циркуляции. Можно предположить, что обратная ветвь идет вдоль экватора на восток.

Циркуляция на горизонте 500 м, исключая северную часть Индийского океана, сохраняет еще черты ветрового результирующего переноса, хотя и с отличиями, присущими отдельному горизонту.

В поле солености в антарктических водах южнее полярного фронта на горизонте 500 м сохраняются условия, подобные условиям на горизонте 200 м, что

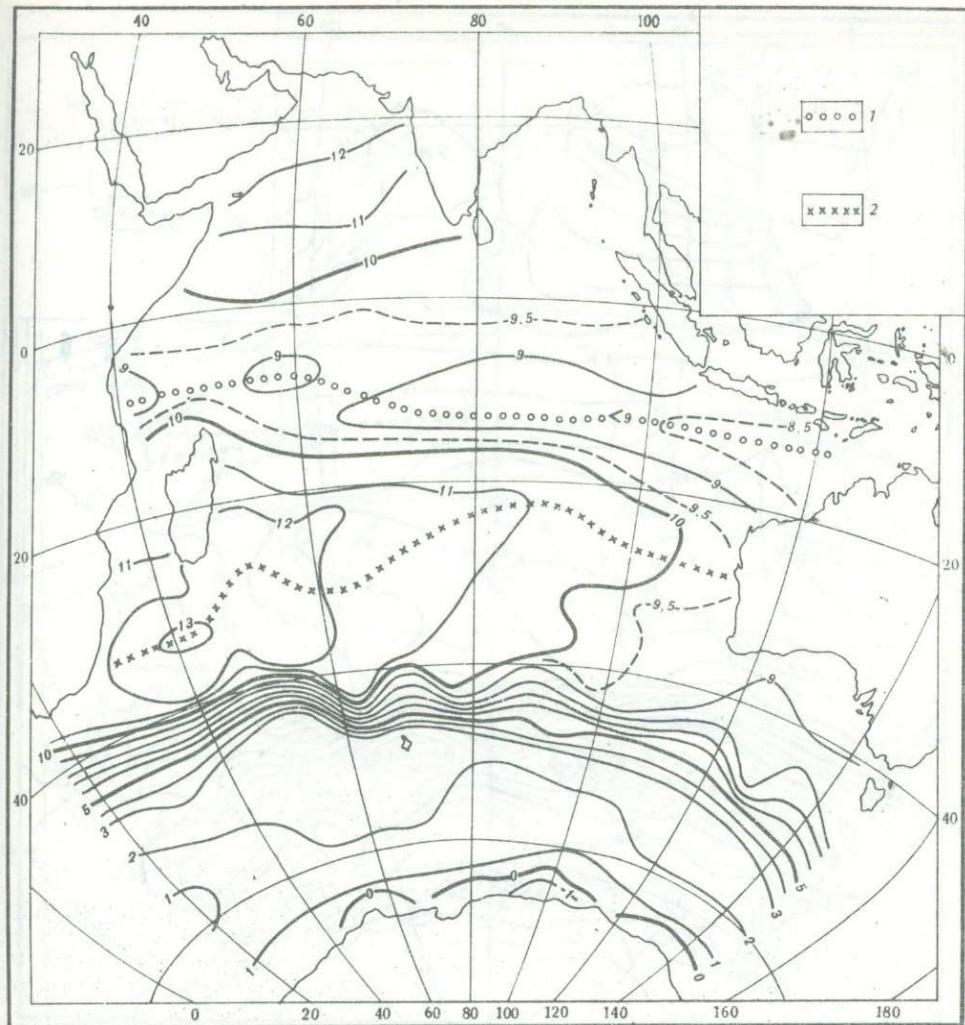


Рис. 28. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 500 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 – минимум температуры; 2 – максимум температуры

допускает вероятность лишь слабых противотечений на южном фланге Антарктического циркумполярного течения.

В южном субтропическом круговороте максимумы температуры (рис. 28) и солености (рис. 29) сдвигаются на несколько градусов к югу по сравнению с горизонтом 200 м и приближаются к южной субтропической конвергенции. Это обстоятельство свидетельствует о том, что эти характеристики поддерживаются уже и нисходящими токами, присущими антициклоническим круговоротам и переносящими тепло и соли из верхних слоев в нижние.

Положение минимумов температуры и солености в тропических широтах почти совпадает, что указывает на общность переноса северным флангом Южного пассатного течения сравнительно менее теплых и менее соленных вод из индонезийских морей. Однако, по-видимому, не исключается возможность подпитывания этих минимумов снизу, т.е. вертикальный перенос более холодных и менее соленных вод из нижних слоев в верхние. Наблюдаемая картина распределения температуры и солености представляет результат совокупного эффекта горизонтальной и вертикальной адвекции тепла и солей, видоизмененной в какой-то степени турбулентной диффузией.

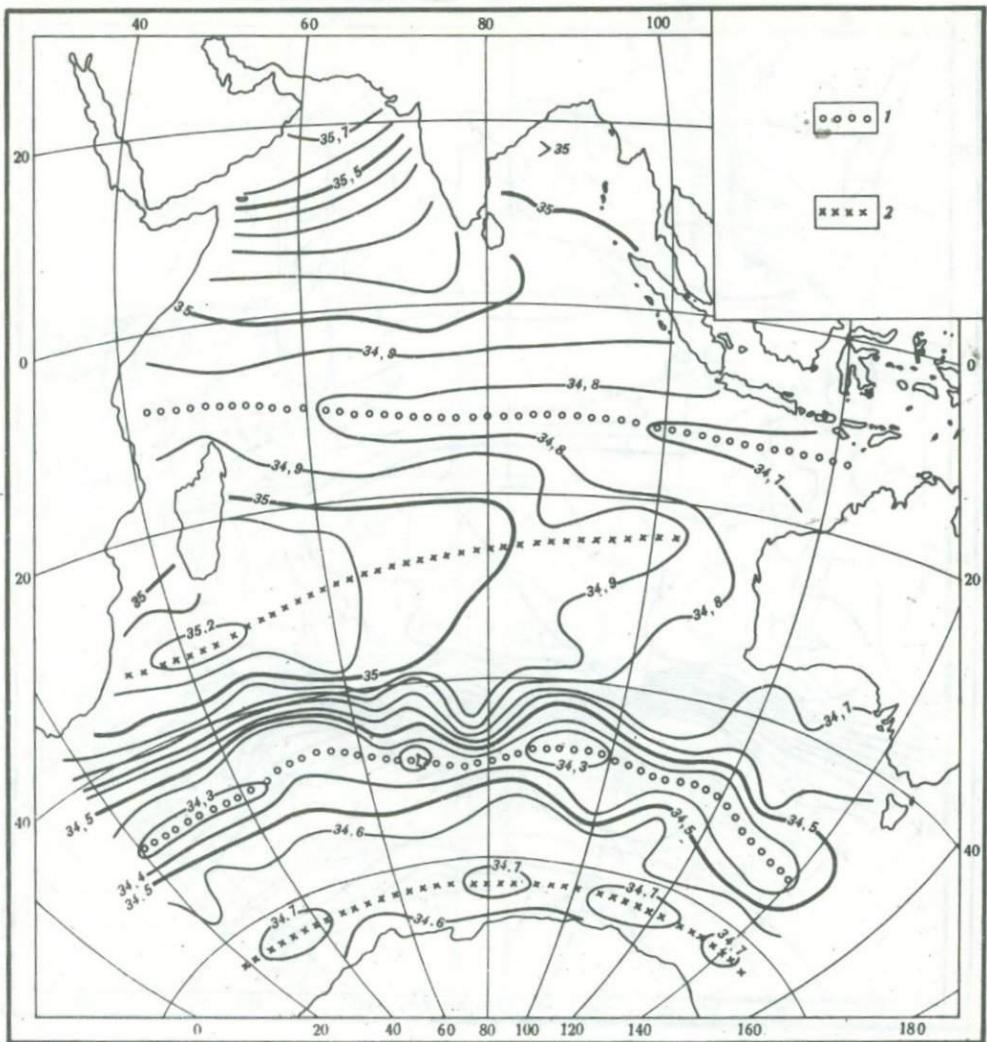


Рис. 29. Соленость ($^{\circ}/\text{oo}$) на горизонте 500 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 — минимум солености; 2 — максимум солености

Изобарическая поверхность 1000 дбар (рис. 30). С этого горизонта начинается заметная перестройка геострофической циркуляции. Только Антарктическое циркумполярное течение сохраняет свое положение.

Южное пассатное течение теряет свою зональную особенность, и ее место занимают меридиональные отклонения, едва намечавшиеся на горизонте 500 м. В восточной части океана, над Западно-Австралийской котловиной формируется антициклическая циркуляция, а над Центральной котловиной — крутой антициклический изгиб, разделенные циклоническим изгибом, однако восточнее Восточно-Индийского хребта. Над Центрально-Индийским хребтом складывается циклоническая циркуляция. Все эти особенности свидетельствуют о возможном влиянии рельефа дна, которое на этом горизонте приводит к циклоническим отклонениям над хребтами и к антициклическим — над котловинами.

На горизонте 1000 м все еще сохраняется течение Агульясс так же, как и западная интенсификация хотя и изменившего свою форму Южного пассатного течения. По-прежнему хорошо выражена южная субтропическая конвергенция.

В Аравийском море и Бенгальском заливе циркуляция слабая, по крайней мере, она не выражена посредством динамической топографии.

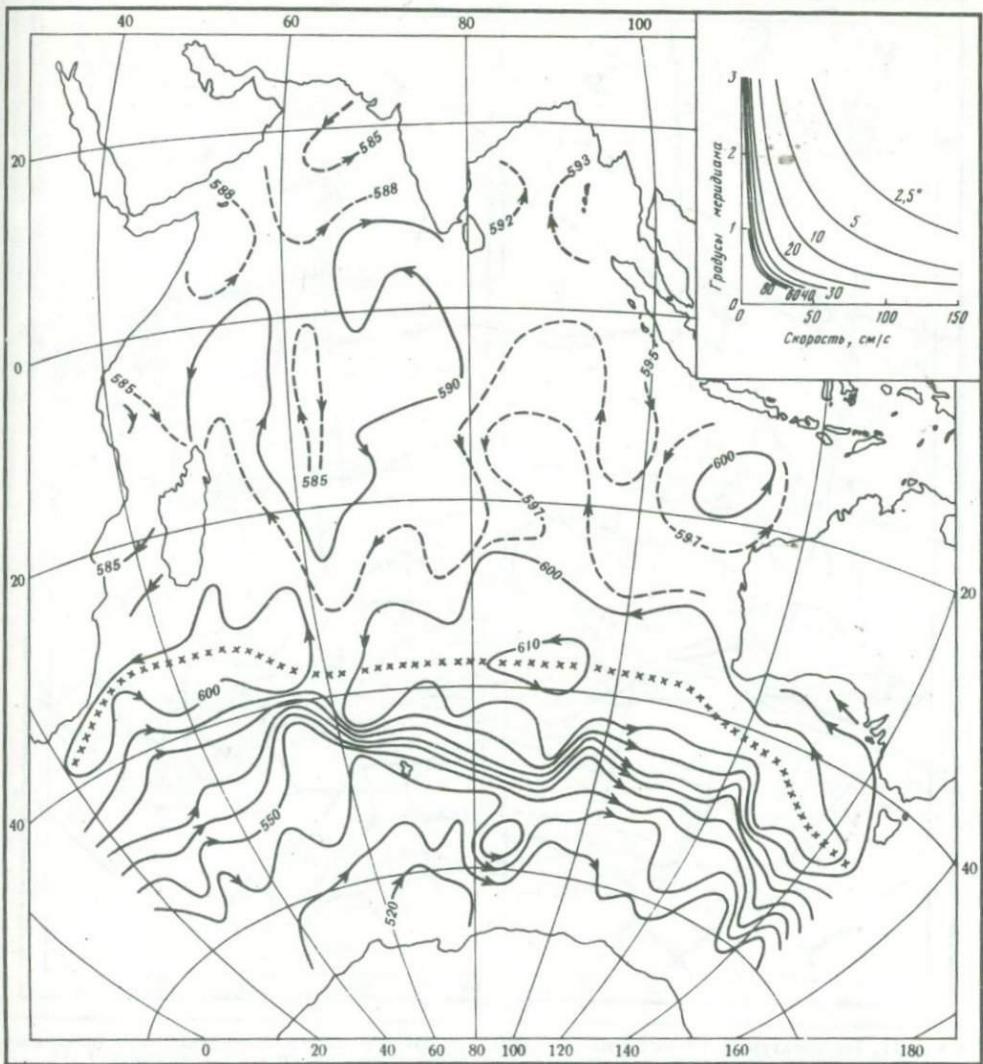


Рис. 30. Динамическая топография поверхности 1000 дбар

Условные обозначения см. на рис. 18

Циркуляция в южном субтропическом антициклоническом круговороте между горизонтами 500 и 1000 м хорошо передает распространение по всей его площади антарктической промежуточной водной массы пониженной солености от ее источника на южном полярном фронте (см. рис. 10).

В западной части океана динамические горизонтали совпадают с движением далеко на юг красноморской промежуточной водной массы повышенной солености.

На горизонте 1000 м продолжается существенная перестройка горизонтальной термохалинной структуры под действием преимущественно циркуляционных факторов. Минимум температуры переходит из тропических широт в субтропические, сдвигаясь на 10° к югу по сравнению с горизонтом 500 м и охватывая громадную площадь в центральной и восточной частях океана (рис. 31). Субтропический максимум температуры тоже смещается к югу и почти совпадает с южной субтропической конвергенцией. Субтропический максимум солености и антарктический минимум солености исчезают, и вместо них на южной субтропической конвергенции формируется новый минимум (рис. 32).

Сопоставляя все эти особенности, можно прийти к выводу, что минимум температуры поддерживается не только адвекцией сравнительно более холодной воды из

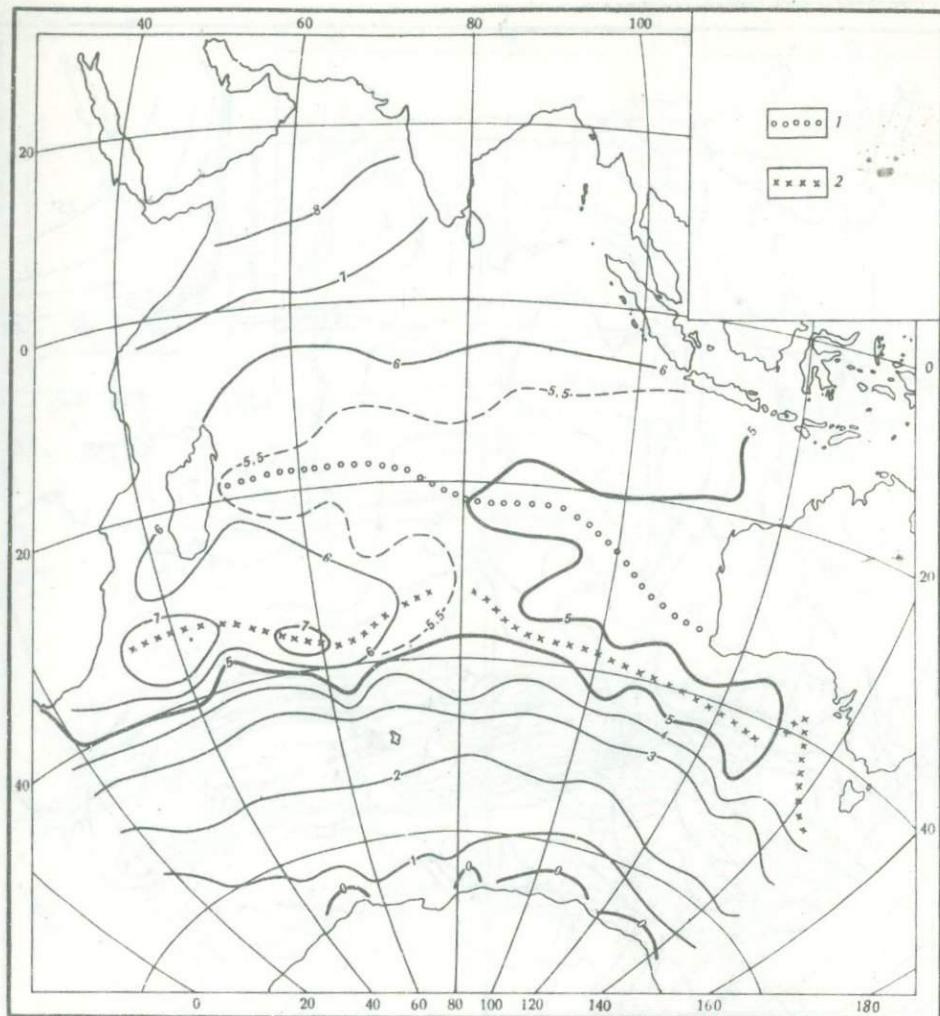


Рис. 31. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 1000 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 – минимум температуры; 2 – максимум температуры

индонезийских морей, но еще и из другого источника благодаря циркуляции на горизонте 1000 м. Относительно холодные воды южного звена южного субтропического круговорота поворачивают на север перед меридианом о-ва Тасмания, а затем идут далеко на запад, несколько отклоняясь к северу. В итоге северную часть громадного холодного языка питаю индонезийские воды, а его южную часть – субантарктические, что и соответствует наблюдаемому распределению температуры.

Исчезновение минимума солености южнее полярного фронта, как бы символизирует нижний предел формирования антарктической промежуточной водной массы. На горизонте 1000 м этот минимум лежит уже севернее южного полярного фронта. Характер циркуляции и очертания изохалин вполне согласуются с адвективной составляющей распространения промежуточных вод пониженной солености во внеантарктических широтах.

Вместо минимума и максимума солености на всех рассмотренных верхних горизонтах на глубине 1000 м южнее фронта формируется один широкий максимум (между 55° с.ш. и почти берегами Антарктиды), который свидетельствует уже о выходе на этот горизонт нижней воды антарктической циркумполярной водной массы (см. параграф 3 настоящей статьи). Однако никакие изменения в поле соле-

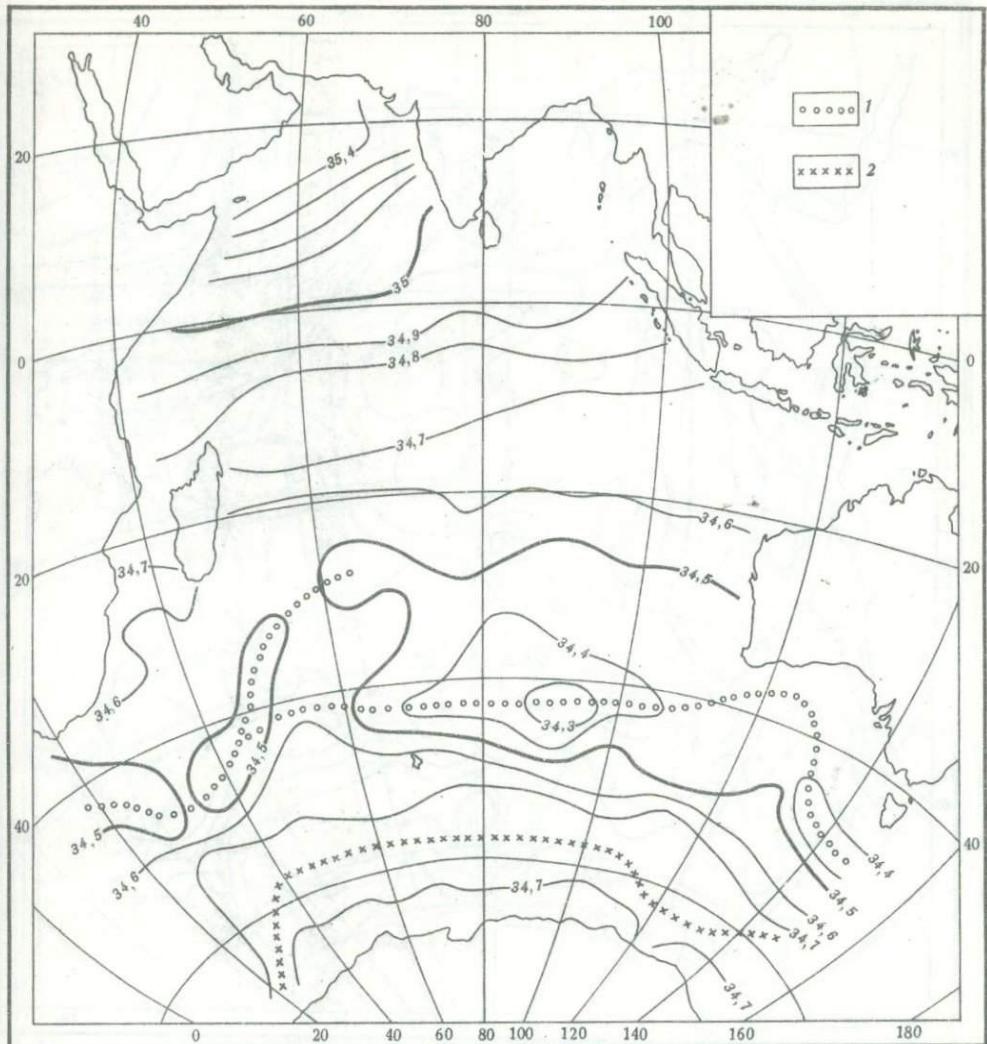


Рис. 32. Соленость ($^{\circ}/\text{oo}$) на горизонте 1000 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

1 — минимум солености; 2 — максимум солености

ности с глубиной не влияют на характер Антарктического циркумполярного течения, которое и на горизонте 1000 м продолжает свое движение на восток, правда, предопределенное расчетной моделью.

Рассмотренные схемы циркуляции подповерхностных (горизонт 200 м) и промежуточных (горизонты 500 и 1000 м) вод в самых общих чертах сходны между собой и с поверхностью схемой, если исключить сезонные изменения муссонного круговорота. На всех этих горизонтах с изменениями, вызванными глубиной, отмечаются стабильное по положению Антарктическое циркумполярное течение, южный субтропический антициклонический круговорот с хорошо выраженной в его поперечнике южной субтропической конвергенцией и возможный экваториальный круговорот по часовой стрелке с выступающей лишь местами южной тропической дивергенцией и размытые и слабые течения в Аравийском море и Бенгальском заливе.

Сходные черты циркуляций на различных горизонтах объединяют эти циркуляции в единую систему в верхней тысячеметровой толще Индийского океана. Эта верхняя система, по крайней мере, по форме поразительным образом совпа-

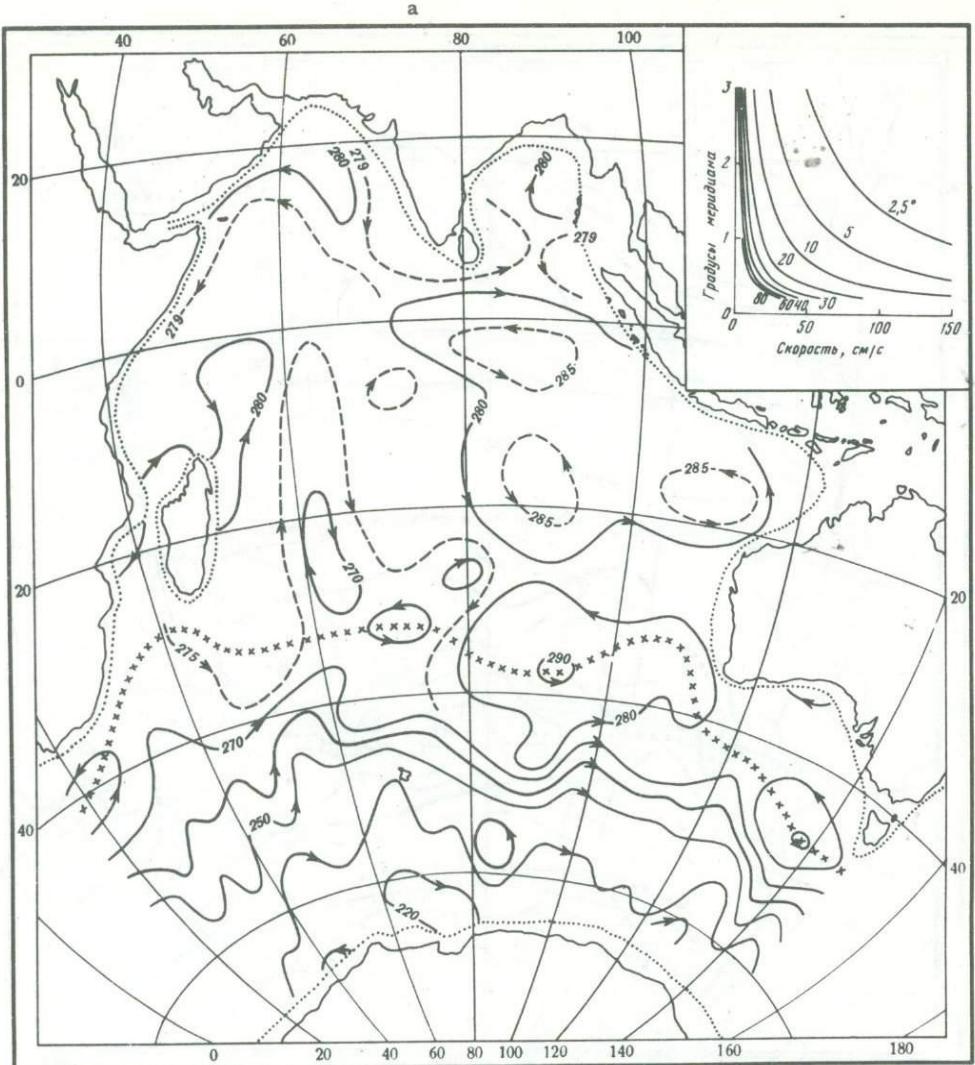


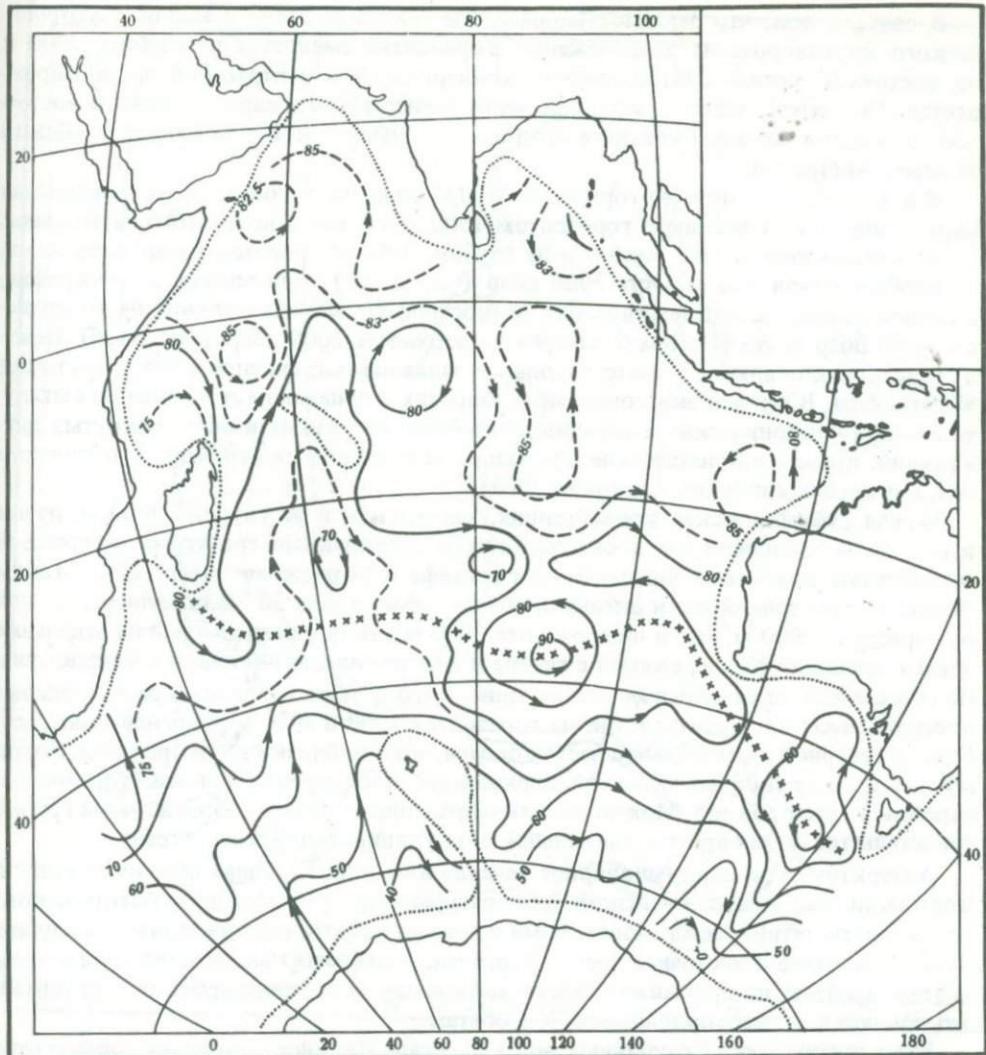
Рис. 33. Динамическая топография поверхности 2000 дбар (а) и 3000 дбар (б)

Точечным пунктиром даны изобаты 2000 м (а) и 3000 м (б). Остальные условные обозначения см. на рис. 18

дает с ветровым результирующим переносом масс (см. рис. 17), из чего можно сделать важное заключение о ее ветровом происхождении, ветровой природе. Конечно, в формирование этой системы вносят вклад и термохалинныe факторы, которые создают общий антициклонический круговорот (Bryan, Cox, 1968a,b).

Независимые показатели — здесь в качестве трассеров были использованы главным образом температура и соленость — не противоречат построенным схемам циркуляции. Об этом подробно писалось выше. Добавим только, что сдвиг гидрохимического фронта к югу с глубиной совпадает с подобным сдвигом стружки Южного пассатного течения.

Изобарическая поверхность 2000 дбар (рис. 33, а). Динамическая топография этой поверхности должна отражать геострофическую циркуляцию верхней части глубинных вод Индийского океана. Сопоставим между собой циркуляции поверхностных и промежуточных и глубинных вод. Антарктическое циркумполярное течение по-прежнему движется на восток, испытывая на себе влияние рельефа дна. Однако в южном субтропическом круговороте происходят весьма существенные изменения.



Генеральное западное направление движения воды севернее южной субтропической конвергенции в верхних слоях на горизонте 2000 м сменяется общим восточным направлением. В западной части океана, над Центрально-Индийским хребтом циклонический изгиб на горизонте 1000 м в сторону южного полюса сменяется циклоническим изгибом в сторону экватора, и независимо от направления течения над Центрально-Индийским хребтом образует петлю циклонического характера. Хорошо выражена северная составляющая переноса вод восточнее Мадагаскара, которая свидетельствует о поступлении в центральную часть Индийского океана глубинных вод извне, в конечном счете из Атлантического океана. Она, эта северная составляющая, вносит основной вклад в глубинное западное пограничное течение, направление которого противоположно течению Агульясс, но ширина которого несравненно больше последнего (Stommel, 1958, Warren, 1971). В восточной части Индийского океана между 20 и 25° ю.ш. течение изменяет направление на восточное по сравнению с западным на горизонте 1000 м и особенно на горизонтах 500 и 200 м. Таким образом, в этой области океана направление течения изменяется с глубиной дважды, и рассматриваемый на глубине 2000 м поток представляет третий глубинный слой трехслойного здесь течения. Антициклонические циркуляции, развитые пятью градусами севернее на поверхности и исчезающие на горизонтах 200 и 500 м, возрождаются на глубине 2000 м вновь. Их положение тяготеет к котловинам.

В связи с тем, что западное направление северных звеньев южного субтропического круговорота на вышележащих горизонтах сменяется на глубине 2000 м на восточное, южная субтропическая конвергенция в центральной части выражается. Она сохраняется в западной части южнее Мадагаскара, а также в восточной, благодаря лежащей севернее ложбине в динамической топографии в области западнее Австралии.

И в Аравийском море на горизонте 2000 м тоже происходит смена направления циркуляции по сравнению с горизонтом 1000 м, но уже с восточного на западное.

В Бенгальском заливе течения и на глубине 2000 м остаются неопределенными.

Изобарическая поверхность 3000 дбар (рис. 33, б). Динамическая топография, а следовательно, и соответствующая ей геострофическая циркуляция на поверхности 3000 дбар почти во всем повторяют поверхность 2000 дбар. (рис. 33, б). Пожалуй, несколько сильнее развито глубинное западное пограничное течение восточнее Мадагаскара. В южных экваториальных широтах в зональном направлении вытянута система циклонических и антициклонических замкнутых и полузамкнутых циркуляций, причем циклонические круговороты и изгибы приурочены к поднятиям дна, а антициклонические — к понижениям.

Южная субтропическая конвергенция, так же как и на глубине 2000 м, лучше выражена в восточной части океана, однако несколькими градусами севернее ей сопутствуют ложбина в динамическом рельфе и возможная дивергенция. Таким образом, в восточной части океана приблизительно вдоль 30° ю.ш. существует как на горизонте 2000 м, так и на горизонте 3000 м узкий и разделенный на отдельные звенья западный поток, сжатый с севера и юга течениями восточного направления. Не совсем ясно океанологическое значение этого потока. Различия в распределении океанологических характеристик на горизонтах 2000 и 3000 м столь невелики, особенно в северной и центральной частях океана, что они близки к однородным. Поэтому для критической оценки схем циркуляций, построенных для этих горизонтов, надежных трассеров нет. Можно использовать только самые общие и самые грубые свидетельства за или против абиссальной циркуляции Индийского океана.

Антарктическое циркумполярное течение и на этих глубинах переносит воду на восток, но уже довольно низкой температуры (рис. 34). Можно отметить некоторые несоответствия между изотермами и динамическими горизонталями на глубине 3000 м западнее и восточнее хребта Кергелен. В то время как изотермы при встрече с этим хребтом не прерывают своего зонального хода, динамические горизонтали отклоняются от него, приближаясь к изобатам.

Вход атлантических глубинных вод в абиссаль Индийского океана хорошо отражается динамическими горизонталями. Можно отметить также и согласие вытянутых почти по меридиану изотерм и меридиональных потоков в западной части океана — это западное пограничное глубинное течение, переносящее глубинные воды с юга, от источника, на север, откуда они растекаются по всему океану. Нет никаких трассеров в восточной центральной части океана. Поэтому нельзя оценить степень реальности построенной там циркуляции.

Циклонический изгиб на горизонте 2000 м в западной части океана хорошо коррелирует с пятном пониженной температуры (Wyrtki, 1971). Происхождение этой холодной воды по сравнению с окружающей можно объяснить подъемом вод из глубин в циклонической циркуляции. На горизонте 2000 м в полосе южной субтропической конвергенции фиксируется зона пониженной солености. Этот минимум может быть следствием опускания низкосоленных антарктических вод на южном полярном фронте.

Характерная особенность распределения температуры и солености восточнее южной оконечности Африки состоит в том, что язык теплых и соленых входящих атлантических вод в Индийском океане как бы раздваивается: в части, идущей к северу и питающей глубинное пограничное течение, он выступает как более теплая вода, а в части, идущей к югу и питающей слой повышенной солености нижней части Антарктической циркумполярной водной массы, — как более соленая. Это обстоятельство соответствует расхождению динамических горизонталей восточнее срединного меридiana Мадагаскара.

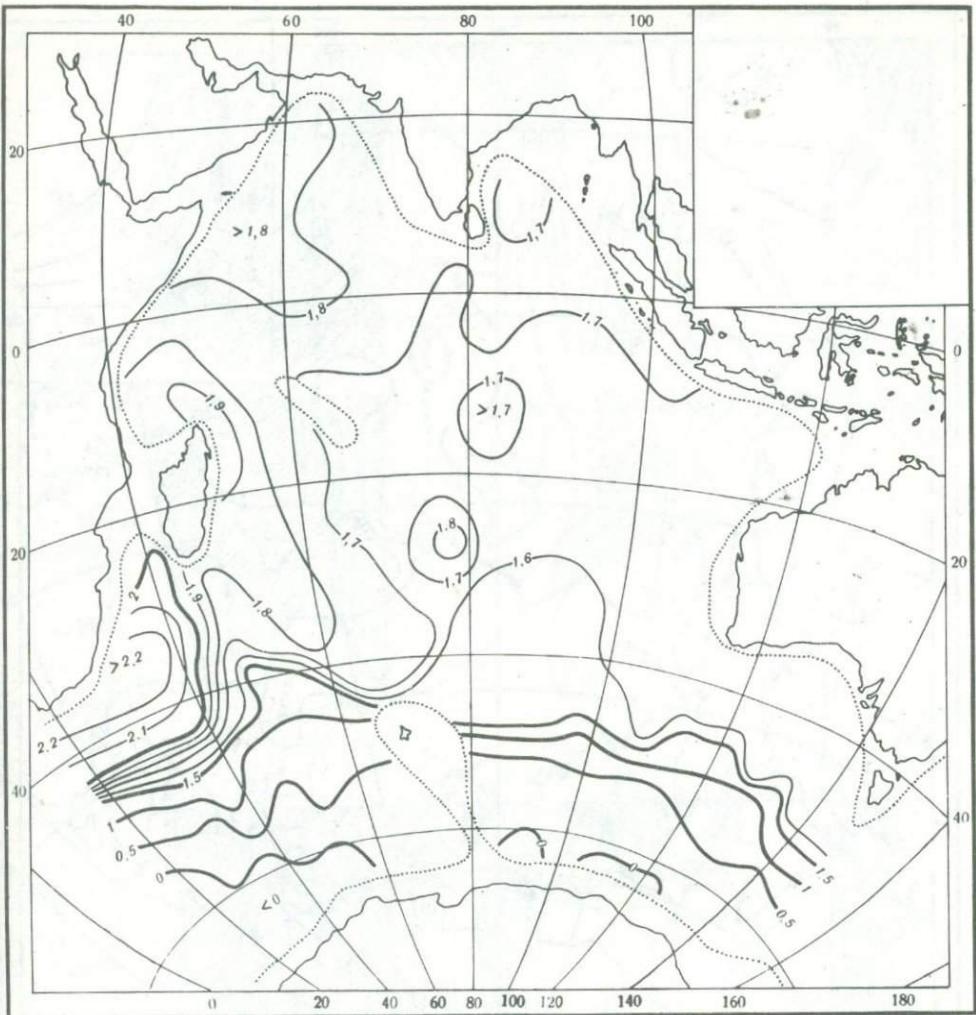


Рис. 34. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 3000 м по средним годовым многолетним значениям в пятиградусных квадратах

Точечным пунктиром дана изобата 3000 м

Ход изолиний многих гидрохимических характеристик (Wyrtki, 1971) на глубинных горизонтах центральной части океана совпадает с потоком глубинных вод с северо-запада на юго-восток, что может косвенным образом свидетельствовать о хорошем приближении построенных карт к реальной циркуляции.

Наконец, на картах динамической топографии 2000 и 3000 дбар можно найти и "дорогу", по которой вода после циркуляции в Индийском океане уходит в Тихий океан южнее о-ва Тасмания.

Изобарическая поверхность 4000 дбар. Геострофическая циркуляция на этой поверхности характеризует движение уже придонных вод, хотя и неполно, потому что карта ограничена только бассейнами, глубина которых превышает 4000 м.

В западной системе котловин придонные воды (рис. 35) могут ответвляться от Антарктического циркумполярного течения в Мозамбикскую котловину и в ней рециркулировать или в котловину Крозе, откуда перевалив через Западно-Индийский хребет, продвигаться дальше на север в Мадагаскарскую котловину, что хорошо показывает карта динамической топографии, далее в Маскаренскую котловину и даже в Сомалийскую. Однако динамическая топография поверхности 4000 дбар потока придонных вод в последнюю котловину не передает. Возможно,

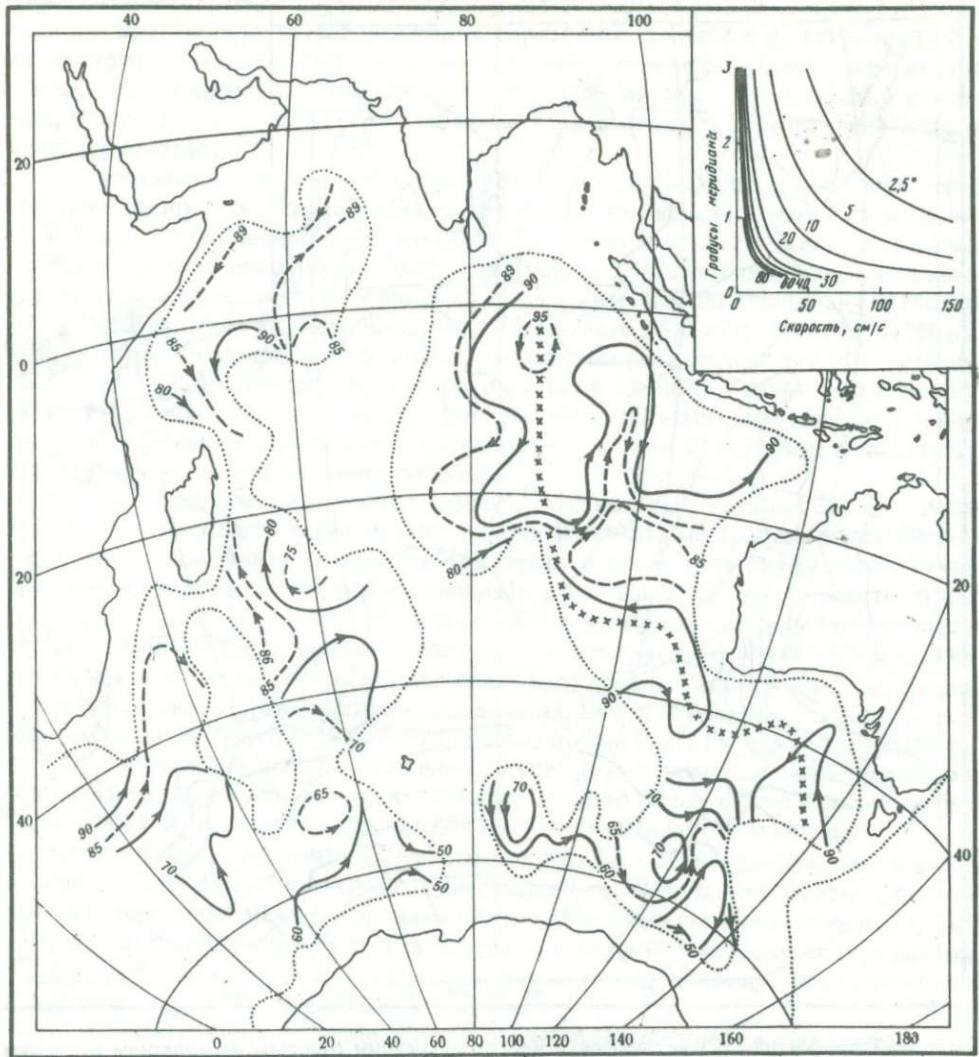


Рис. 35. Динамическая топография поверхности 4000 дбар

Точечным пунктиром дана изобата 4000 м, остальные условные обозначения см. на рис. 18

он идет глубже или такой узкой струей, что его не удается обрисовать с помощью такой крупной расчетной сетки, которая применяется в настоящей работе.

В восточной системе котловин придонная вода тоже из нижних слоев Антарктического циркумполярного течения может двигаться на север, в Западно-Австралийскую котловину, а из нее еще севернее — в Кокосовую, в ней рециркулировать, а частично, перевалив Восточно-Индийский хребет, перейти и Центральную котловину. Таким образом, построенная схема геострофической циркуляции на изобарической поверхности 4000 дбар предлагает два канала для продвижения придонных вод на север: один в западной, а другой в восточной системах котловин.

Распределение океанологических характеристик на горизонте 4000 м не противоречит этим выводам (Wyrtki, 1971). Особенno характерен язык пониженного содержания кислорода, протягивающийся с севера в Центральной котловине. Он удивительным образом согласуется с построенной в ней антициклонической циркуляцией. Другое яркое свидетельство соответствия циркуляции и распределения характеристик дает язык пониженного содержания силикатов, вторгающийся в Кокосовую котловину.

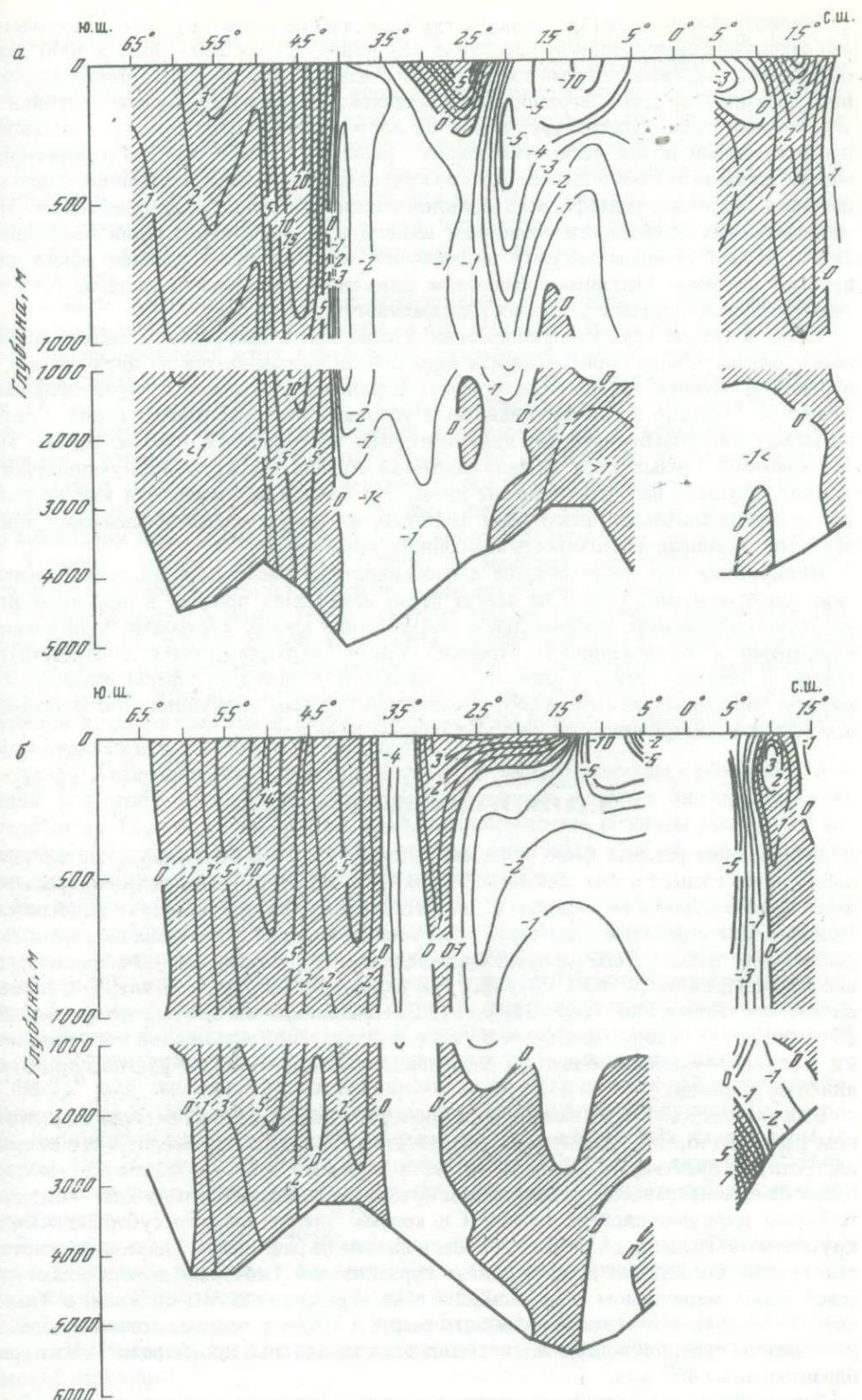


Рис. 36. Зональная составляющая геострофических течений ($\text{см} \cdot \text{s}^{-1}$) на меридиональных разрезах
 α – в западной части океана по $62^{\circ}30'$ в.д.; β – в восточной части океана по $92^{\circ}30'$ в.д.
Области с зональной составляющей заштрихованы

Рассматривая в целом циркуляцию глубинных и придонных вод, нетрудно видеть, что отдельные циркуляции на изобарических поверхностях 2000, 3000 и 4000 дбар объединены многими чертами сходства (не считая Антарктического циркумполярного течения): на всех поверхностях представлено западное пограничное глубинное течение восточнее Мадагаскара; поток на восток между 20 и 25° ю.ш., западный промежуточный поток несколько южнее (между 27 и 32° ю.ш.) и дивергенция между этими потоками; циклонические круговороты и изгибы, связанные с возвышенными формами рельефа, и антициклонические, связанные с пониженными. Эти специфические особенности позволяют выделить в общей циркуляции вод Индийского океана нижнюю систему циркуляции, как это было сделано выше для верхней системы. Основным фактором движения вод нижней системы следует считать термохалинныи в условиях расщепленного рельефа дна.

Итак, в самом грубом приближении в северной и центральной частях Индийского океана общая горизонтальная циркуляция складывается из двух систем — верхней и нижней. Физическая природа верхней — ветровая и термохалинная, а нижней — только термохалинная, но в условиях негоризонтального дна. Граница между системами проходит приблизительно по горизонту 1500 м. На юге эти обе системы связываются единой системой Антарктического циркумполярного течения, идущего над пересеченным дном. Это течение возбуждается как ветром, так и термохалинными факторами. Наконец, на севере океана чрезвычайно ярко выражается сезонная изменчивость муссонного круговорота.

Циркуляция вод тесно связана с особенностями распределения океанологических характеристик, хотя и не всегда легко определить причину и следствие. Все же надо подчеркнуть замечательное соответствие между системами циркуляций и сферами в термохалинном строении океана: верхняя система соответствует теплой и легкой сфере, а нижняя — холодной и тяжелой. Сфера разделяются южным полярным фронтом, а соответствующие системы циркуляций соответствующим фронту Антарктическим циркумполярным течением.

9. СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ НА РАЗРЕЗАХ

В предыдущем разделе было показано, что в верхней и более активной системе циркуляции господствуют зональные потоки, а в нижней и менее активной системе вклады зональных и меридиональных составляющих в циркуляцию сравниваются. Поэтому для характеристики структуры течений Индийского океана по вертикали рассмотрим прежде всего распределение зональных составляющих на меридиональных разрезах по 62°30' и 92°30' в.д., т.е. в западной и восточной частях Индийского океана соответственно (рис. 36, а, б). Составляющие вычислены по формулам (5.6) и (5.9) и исходным данным в узлах пятиградусной регулярной расчетной сетки. Восточные и западные потоки последовательно сменяют друг друга на протяжении этих разрезов.

Если не считать слабого западного течения (течения восточных ветров) на восточном разрезе (то, что на западном разрезе этого течения нет, говорит о его прерывистости), скорость которого ниже 0,5 см · с⁻¹, вся южная часть Индийского океана охвачена односторонним восточным потоком от поверхности до дна — Антарктическим циркумполярным течением и южным звеном южного субтропического круговорота. Разделить эти два восточных потока на разрезах не удается (на картах это можно сделать по динамическим горизонталям, которые поворачивают на север перед меридианом о-ва Тасмания и не переходят, таким образом, в Тихий океан), а нулевая изотаха показывает северную границу всего восточного переноса — южную субтропическую конвергенцию, которая на обоих разрезах лежит приблизительно на 40° ю.ш.

Внутренняя структура Антарктического циркумполярного течения вдоль по течению неоднородна. На западном разрезе формируется очень сильный стрежень вокруг 45° ю.ш., где скорость течения достигает почти 25 см · с⁻¹. Этот стрежень пронизывает течение до дна. Однако южнее, на 55° ю.ш., существует еще один стре-

женъ, хотя по скорости в несколько раз слабее, а по глубине развитый всего на 1000 м. Несмотря на сглаживающее влияние процедуры осреднения в пятиградусных квадратах, в Антарктическом циркумполярном течении проявляются два максимума, соответствующие двум струям. Двухструйность Антарктического циркумполярного течения отмечалась некоторыми авторами ранее (Иванов, 1961).

На восточном разрезе две струи Антарктического циркумполярного течения сохраняются, однако по интенсивности они меняются местами по сравнению с западным разрезом. Можно сделать вывод, что скорость (по-видимому, и расход) в струях Антарктического циркумполярного течения не остается постоянной вдоль потока.

В южном субтропическом антициклоническом круговороте хорошо выражено Южное пассатное течение со стрежнем на 10° ю.ш. (вспомним, что вдоль этой широты распространяется язык пониженной солености в поверхностных и подповерхностных горизонтах) со скоростью выше $11 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$ на востоке и несколько больше $13 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$ на западе (слабая западная интенсификация). На разрезах также отчетливо видно смещение ядра течения к югу с глубиной (вспомним подобное движение гидрохимического фронта). Южная граница Южного пассатного течения на западном разрезе проходит в верхних слоях по нулевой изотахе, а глубже по минимуму скорости на 25° ю.ш. (ширина течения, таким образом, около 20° по меридиану или выше 2000 км), а на восточном разрезе – по нулевой изотахе. Толщина Южного пассатного течения по меньшей мере 1000–1500 м, и его никак нельзя отнести только к поверхностным ветровым течениям.

Глубже Южное пассатное течение сменяет течение восточного направления, для которого нет названия. Поток этот получен расчетным путем, и его необходимо подтвердить статистически обеспеченными инструментальными измерениями. Во всяком случае, в низких тропических широтах на обоих разрезах зональная циркуляция представлена в виде двухслойной системы потоков – западного направления в верхнем и восточного в нижнем слоях.

Между Антарктическим циркумполярным и Южным пассатным течениями движение вод менее активно. На западном и восточном разрезах оно представлено неглубоким (до горизонта 200 м) Южно-индоокеанским течением восточного направления. На широтах этого течения система зональных течений становится уже трехслойной и в некоторых местах даже четырехслойной.

На разрезе вдоль $92^{\circ}30'$ ю.ш. узкий поток восточного направления на 30° ю.ш. разделяет западные потоки: к северу Южного пассатного течения и к югу нетропических северных звеньев южного субтропического круговорота. На разрезе вдоль $62^{\circ}30'$ ю.ш. эту роль на некоторых глубинах играет минимум западных течений. Таким образом, даже в тех широтах, где циркуляция вялая и, казалось бы, на первый взгляд неопределенная, в зональном направлении она в достаточной степени упорядочена. Имеется в виду, конечно, стационарная циркуляция.

На 35° ю.ш. западные течения проникают до дна. Так ли это в действительности, сказать трудно. Во всяком случае, это широта сопряжения свердруповской ветровой циркуляции в океане к северу от нее с Антарктическим циркумполярным течением. Оба разреза показывают, что, несмотря на принятую границу на 35° ю.ш., южнее ее остается место для западных потоков южных звеньев субтропического круговорота.

В Аравийском море на $62^{\circ}30'$ в.д. формируется двух- и трехслойная циркуляция с восточным потоком в верхних 1500 м (против направления Южного пассатного течения) и с западным – в глубинных слоях.

В Бенгальском заливе на $92^{\circ}30'$ в.д. в верхних 1500 м течения в среднем врашаются по часовой стрелке, а в нижних, особенно в придонных слоях, – против часовой стрелки.

Зональные течения верхней системы хорошо согласуются с особенностями распределения плотности, что легко видеть из сопоставления рис. 36 и 4, а также с распределением других трассеров: например, минимальной температуры в стрежне Южного пассатного течения в его нижних слоях (500–1000 м) (см. рис. 28 и 31).

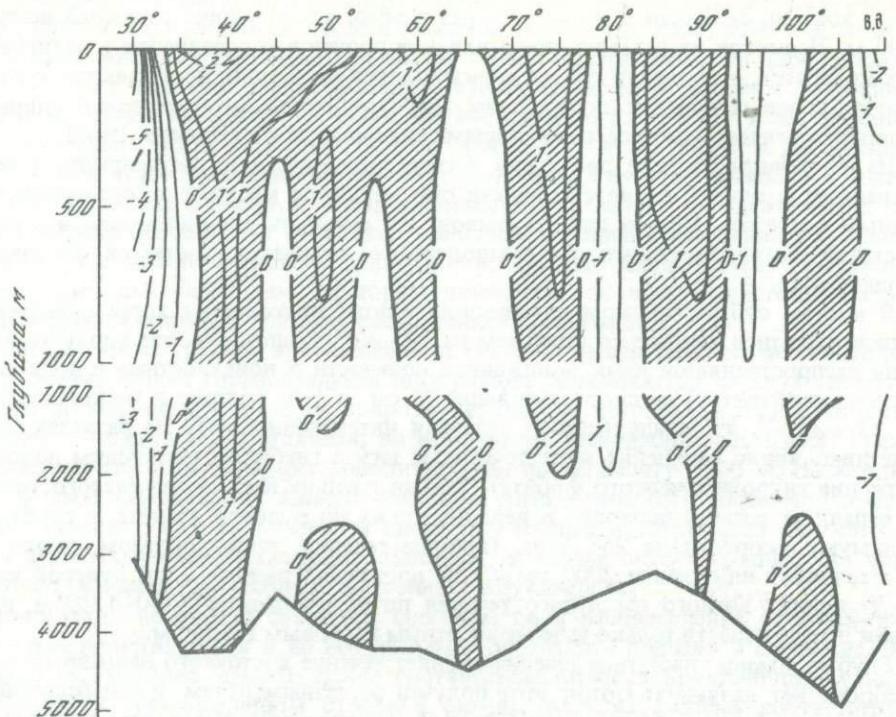


Рис. 37. Меридиональная составляющая геострофических течений ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$) на разрезе по $32^{\circ}30'$ ю.ш.

Области с северной составляющей заштрихованы

Распределение меридиональных составляющих циркуляции рассмотрим на разрезе по $32^{\circ}30'$ ю.ш., т.е. разрезу, отделяющему северную и центральную части Индийского океана от его антарктического сектора (рис. 37). Этот разрез пересекает северную часть зоны южной субтропической конвергенции, которая характеризуется системой антициклонических медленных циркуляций. Поэтому меридиональные потоки от одной такой циркуляции к другой то и дело меняют знак, что хорошо видно на разрезе.

В крайней западной части разреза течение Агульясс доходит до дна, так что его толщина в этом месте — около 3000 м. Агульясское возвратное течение тоже проходит до дна. На остальной площади разреза господствуют двухслойные течения с исключениями для одно- и трехслойных течений. На востоке прибрежный поток направлен на юг, а на 105° в.д. господствуют северные течения, которые могут переносить холодную и низкосоленую воду из широт Антарктического циркумполярного течения в центральную часть Индийского океана. Впрочем, эту функцию могут выполнять северные ветви и других антициклонических циркуляций, однако именно австралийская ветвь связана с самыми южными (а следовательно, более холодными и менее солеными) водами (см. рис. 30).

Пути питания слоя повышенной солености антарктической структуры вод пока еще не совсем ясны. Таким образом, распределение течений на разрезах, так же как и на картах, отражает сложную многослойную структуру общей циркуляции вод Индийского океана и по горизонтали, и по вертикали. В самых общих чертах по вертикали в антарктическом секторе господствуют однослойные (по направлению) течения, в низких тропических — двухслойные и в зоне южной субтропической конвергенции — трехслойные течения.

Любопытно, что классическая схема меридиональной циркуляции (см. рис. 9) хорошо согласуется с течениями верхней системы на $52^{\circ}30' - 57^{\circ}30'$ в.д. и с течениями нижней системы на $62^{\circ}30' - 67^{\circ}30'$ в.д. В самом деле, на горизонте 200 м (см. рис. 24) вода холодного промежуточного слоя продвигается на север; проме-

жущаяся вода повышенной солености растекается от 20° ю.ш. на север и на юг; на горизонте 500 и 1000 м (рис. 27 и 30) промежуточная вода пониженной солености движется на север, а вода теплого промежуточного слоя на юг; если бы замкнуть циклоническую циркуляцию в западной части Аравийского моря, то можно было бы констатировать продвижение на юг и красноморской промежуточной воды.

На горизонтах 2000 и 3000 м (см. рис. 33, 34) глубинная атлантическая водная масса возвращается на юг для дальнейшего следования на восток. Возможно, что часть этой воды питает слой повышенной солености антарктической структуры вод. Наконец, донные воды, движущиеся на север (см. рис. 35), опять сдвигаются к западу. Таким образом, классическая схема, хотя и не исчерпывает меридиональной циркуляции в Индийском океане (например, в ней не отражен вход атлантических глубинных вод), но, по-видимому, неплохо, конечно, с качественной стороны описывает межширотное термодинамическое взаимодействие между Антарктикой и остальной частью Индийского океана через южный полярный фронт.

10. ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ ТЕЧЕНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Как уже отмечалось выше, гидрофизический и гидрохимический режим тропической области Индийского океана в отличие от аналогичных зон в других океанах связан с муссонным типом атмосферной циркуляции. Резко выраженный сезонный ход направления и скорости преобладающего ветра приводит здесь к кардинальным изменениям системы экваториальных течений от зимы к лету (Taft, Knauss, 1967; Нейман, 1970).

Летний тип экваториальной циркуляции вод Индийского океана в общем плане представлен двумя крупномасштабными квазизональными течениями: Юго-Западным муссонным, направленным на восток, и Южным пассатным (Экваториальным, направленным на запад). Летний тип циркуляций вод Индийского океана аномален по сравнению с другими океанами, в которых северные и южные пассатные (экваториальные) течения имеют вне зависимости от сезона года преобладающее западное направление.

Зимой система движения вод в экваториальной зоне Индийского океана, согласно имеющимся представлениям (Nederlands (K) Meteorologisch Instituut, 1952; Овчинников, 1961), похожа на ту, которая наблюдается в двух других океанах (Булатов, 1972; Бурков, 1972). На экваторе и к северу от него под воздействием северо-восточного муссона развивается направленное на запад течение, захватывающее тонкий, около 100 м, поверхностный слой. Далее к югу это Северо-Восточное муссонное течение западного направления сменяется Экваториальным противотечением уже восточного направления, которое по своему географическому положению представляет фактическую южную периферию летней муссонной системы.

Если считать, что ветер — главный фактор, определяющий систему экваториальных течений Индийского океана, то можно сделать вывод о доминирующем вкладе летнего типа циркуляции вод в среднюю годовую многолетнюю картину. Этот вывод основывается, во-первых, на сравнении средних многолетних карт полей ветра для зимы и лета (Nederlands (K) Meteorologisch Instituut, 1952). Скорость ветра юго-западного муссона в области между 10° ю.ш. и 10° с.ш. более устойчива и в среднем в 2 раза выше, чем в зимний сезон северного полушария.

Следовательно, в климатологическом аспекте крупномасштабное движение вод и приспособленное к нему поле масс, по крайней мере, за пределами верхнего слоя океана должны соответствовать некоторому среднему типу атмосферной циркуляции, определяемому главным образом характеристиками юго-западного муссона. Это подтверждается, в частности, круглогодичным существованием слоев повышенной солености в экваториальной области (Rochford, 1964; Сабинин, 1964). Пространственная стабильность и относительное постоянство значений максимальной солености в этих слоях может поддерживаться, по-видимому, лишь за счет

квазистационарной адвекции вод красноморского происхождения течениями восточного направления.

Таким образом, крупномасштабные изменения в системе движения вод в экваториальной зоне Индийского океана от лета к зиме проявляются главным образом в чередовании сравнительно тонких поверхностных Юго-Западного и Северо-Восточного муссонных течений. При этом зимой северного полушария непосредственно на экваторе и на некотором удалении от него под Северо-Восточным муссонным течением должен сохраняться восточный перенос, который в соответствии с вертикальным профилем скорости в зимний период играет роль Экваториального подповерхностного противотечения — течения Тареева.

Вопрос об аналогии этого противотечения течениям Кромвелла в Тихом и Ломоносова в Атлантическом океанах до сих пор открыт. Однако в любом случае особые гидродинамические условия на географическом экваторе заставляют рассматривать восточное противотечение как специфический, но неразрывный элемент общей системы течений Индийского океана.

Существенные трудности при теоретическом исследовании и численном моделировании системы течений вблизи географического экватора вследствие стремления к нулю силы Кориолиса вызвали необходимость рассмотрения экваториальных течений в особом разделе.

Единственный источник достоверной информации о движении вод в районе экватора — материалы прямых инструментальных измерений течений. Поэтому предметом дальнейшего изложения будут обзор накопленных данных, а также некоторые выводы о характере течений на экваторе, основанные на анализе этих данных.

Экспериментальные исследования структуры течений на экваторе в Индийском океане имеют сравнительно короткую историю. Первые систематические инструментальные наблюдения над течениями в северной части океана, в том числе и в районе экватора были выполнены зимой 1959/60 г. в 31-м рейсе нис "Витязь". Наблюдения проводились в слое 0—1000 м в основном методом различия, а также на небольшом числе разделенных друг от друга во времени и пространстве суточных буйковых якорных станций с самописцами типа БПВ (Овчинников, 1961). Несмотря на малую продолжительность наблюдений, их несинхронность, относительный метод определения скорости течений, построенные на их основе схемы течений представляют интерес для оценки элементов общей циркуляции вод в экваториальной зоне.

На рис. 38,а видно, что зимой 1958/60 г. в открытых частях океана в районе экватора и севернее наблюдался квазизональный западный перенос, соответствующий Северо-Восточному муссонному течению. К югу от экватора было отчетливо прослежено Экваториальное противотечение, ширина которого не превышала 5° по меридиану.

Схема течений на горизонте 200 м, приведенная на рис. 38,б, показывает, что течение на экваторе значительно изменяется с глубиной. В частности, Северо-Восточное муссонное течение западного направления имеет небольшую мощность по вертикали. Ниже 75—100 м оно сменяется течением восточного направления с довольно высокой скоростью. Таким образом, карты течений, построенные в свое время по материалам исследований 31-го рейса нис "Витязь", фактически впервые обрисовали в Индийском океане точный экваториальный поток — аналог течения Кромвелла (Montgomery, 1962).

К сожалению, в единственной, основанной на этих данных работе Овчинникова (1961) факт обнаружения течения Тареева советскими учеными не получил своевременного признания. По-видимому, сказался осторожный подход исследователей к оценке результатов, полученных не совсем совершенными методами. В настоящее время при сопоставлении этих материалов с современными можно определенно утверждать, что специфическая структура экваториальных течений Индийского океана была открыта советской экспедицией на нис "Витязь" в 1959/60 г.

В этой связи рассмотрим схему распределения зональной компоненты скорости течений по данным 31-го рейса нис "Витязь" на разрезе по 68° в.д. (рис. 39). В

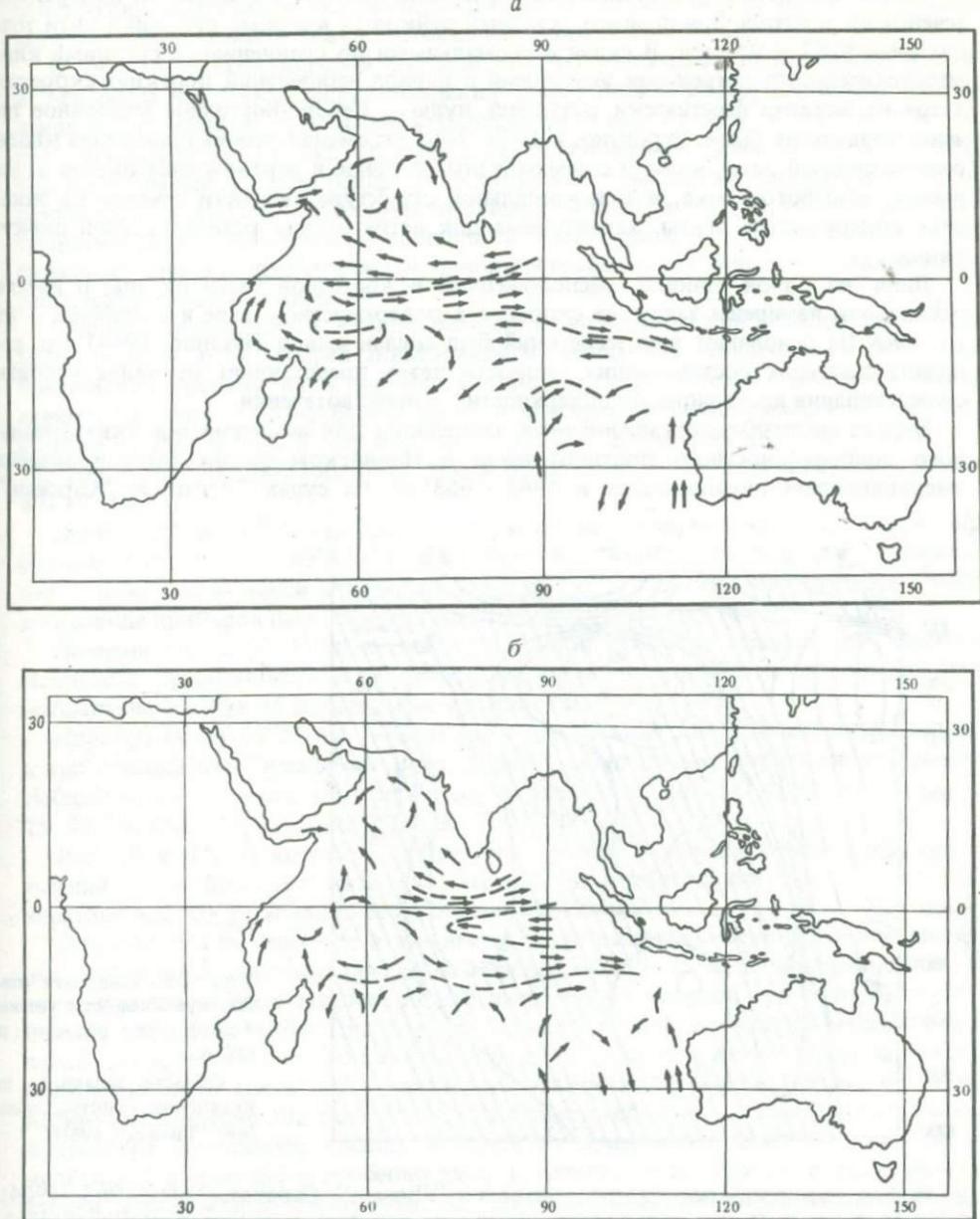


Рис. 38. Схема течений на горизонтах 15 м (а) и 200 м (б) (Овчинников, 1964)

сложном сочетании перемежающихся восточных и западных составляющих скорости здесь четко выделяется область течения Тареева с ядром максимальной скорости на глубине около 200 м. Обращает на себя внимание значительная толщина слоя с восточной компонентой скорости — характерная черта Экваториального подповерхностного противотечения в Индийском океане.

Таким образом, уже первые инструментальные данные позволили поставить вопрос об общности характерных черт вертикальной структуры течений на экваторе всех океанов и о специфике этой структуры в Индийском океане. После анализа этих данных более четко определились направления дальнейших экспериментальных исследований элементов общей циркуляции океана. Одной из важнейших задач в программах последующих экспедиций была крупномасштабная пространственно-временная изменчивость экваториальных течений.

Зимой 1960/1961 г. состоялся 33-й рейс нис "Витязь", в котором измерялись течения на экваторе при помощи суточных буйковых якорных станций в пяти точках между 52° и 91° в.д. В связи с аномальными по сравнению со средними климатологическими ветровыми условиями в период наблюдений проекция скорости ветра на экватор фактически равнялась нулю — Северо-Восточное муссонное течение развито не было. Вероятно, в 1959—1961 гг. смена муссона произошла много раньше средней даты, в связи с чем западный перенос в верхнем слое океана исчез раньше обычного срока, и в вертикальной структуре скорости течений на экваторе обнаружились черты, характерные для летнего типа экваториальной циркуляции.

Лишь на одной станции, расположенной в восточной части океана, в начале рейса были измерены западные скорости в поверхностном слое и восточные — на глубине. На основании этих измерений был сделан вывод (Иванов, 1964), что величина западных составляющих скорости ветра представляет основное условие существования восточного подповерхностного противотечения.

Первая специально организованная экспедиция для исследования Экваториального подповерхностного противотечения в Индийском океане была проведена американскими океанологами в 1962—1963 гг. на судах "Арго" и "Хорайзен".

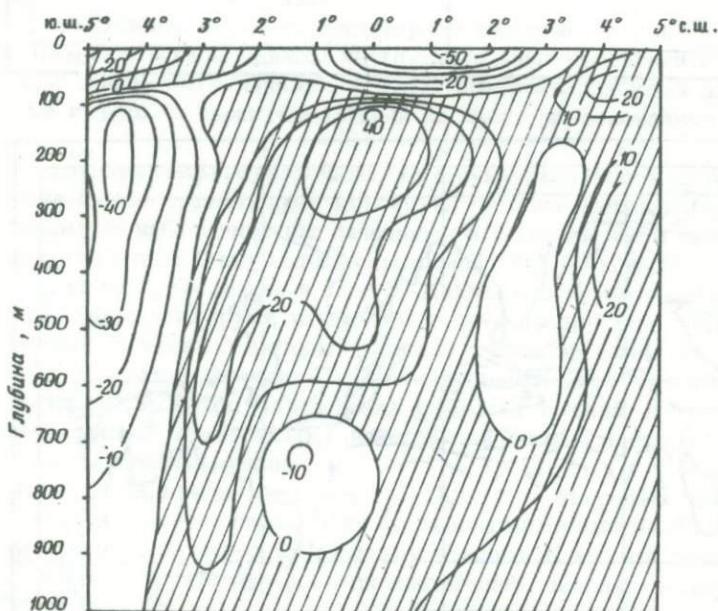


Рис. 39. Зональная компонента скорости течений (см/с) на разрезе по 68° в.д.

Области западного направления заштрихованы (нис "Витязь", 1960).

В этой экспедиции, получившей название "Лузиад" (Knauss, Taft, 1963, 1964; Taft, 1967; Taft, Knauss, 1967), были выполнены наблюдения над течениями с дрейфующих судов на четырех коротких меридиональных разрезах, распределенных вдоль экваторов, в летний и зимний сезоны. Каждый разрез состоял из пяти последовательно выполненных станций на экваторе и по обе стороны от него через один градус широты. Продолжительность наблюдений на станции — несколько часов; общий снос судна определялся по якорному бью; измерения проводились в слое 0—400 м.

Наблюдения экспедиции "Лузиад" были дополнены данными английского нис "Дискавери", выполнившего в марте—июне 1964 г. подобным методом измерения течений в западной части океана.

Результаты этих экспедиций подтвердили существование в Индийском океане восточного подповерхностного противотечения, расположенного в верхнем слое термоклина. В то же время сравнение данных измерений с интервалом в два года на близко расположенных разрезах выявило существенные различия в абсолютных величинах скорости экваториальных течений. Но слишком короткие ряды

наблюдений в американских экспедициях не позволили сказать ничего определенного о временных масштабах колебаний скорости течений.

В 1972 г. в объединенной экспедиции 7-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" и 5-го рейса нис "Академик Вернадский" выполнялись инструментальные наблюдения над течениями на экваторе в Индийском океане на более высоком, чем ранее, методическом уровне. Он определялся, во-первых, большей продолжительностью непрерывных измерений (до 3 сут), во-вторых, более совершенной наблюдательной платформой (буйковые якорные станции), в-третьих, более надежными средними результатами за счет постановки в некоторых районах сразу нескольких буйковых станций практически в одной географической точке, что обеспечивало репрезентативность измерений.

Основные измерения в этой экспедиции были сделаны при помощи самописцев БПВ-2 и БПВ-2р на четырех экваториальных полигонах. Полигон I на $84^{\circ}38'$ в.д. представлял систему из 6 буйковых станций, поставленных "Дмитрием Менделеевым" и "Академиком Вернадским" в непосредственной близости от экватора, а также на 10–20 миль к югу и к северу от него. Измерения на горизонтах 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 400 и 500 м были выполнены здесь в период с 31.I по 4.II 1972 г.

Полигон II на $75^{\circ}53'$ в.д. был выполнен также совместно этими судами. Четыре буйковые станции – одна непосредственно на экваторе и три в 2–5 милях южнее – работали в общей сложности с 8 по 14.II 1972 г. На экваториальной точке к гирлянде приборов был добавлен самописец на горизонте 700 м.

Полигон III на $60^{\circ}45'$ в.д. состоял из одной буйковой станции нис "Дмитрий Менделеев", работавшей с 17 по 20.III. В верхнем слое горизонты наблюдений были выбраны на 13, 22 и 35 м, остальные прежние вплоть до 700 м.

Полигон IV на $56^{\circ}5'$ в.д. – одна буйковая станция нис "Дмитрий Менделеев" и три станции нис "Академик Вернадский" – был самым коротким во времени. Наблюдения над течениями продолжались здесь с 22 по 23.II на горизонтах – 15, 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 500, 700, 1000 м.

Рис. 40 и 41, на которых изображены средние за период наблюдений вектора течений на полигонах, показывают, что работы 7-го рейса протекали в условиях, характерных для установившегося зимнего муссона:

Повсеместно на экваторе в это время было развито Северо-Восточное муссонное течение, распространявшееся на глубину до 50–75 м. В поверхностном потоке явно преобладала западная компонента, модуль которой был почти на порядок больше меридиональной. При средней скорости Северо-Восточного муссонаного течения около $50 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$ на $60^{\circ}45'$ в.д. на поверхности океана была зарегистрирована скорость почти чисто зонального направления, равная $134 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$ (среднесуточное значение $102 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$). Столь существенное увеличение скорости Северо-Восточного муссонаного течения в одной из точек наблюдения объясняется, по-видимому, локальными особенностями ветрового поля. Однако в этом проявляется и определенная закономерность, обусловленная общим усилением скорости северо-восточного муссонаного ветра по мере продвижения с востока на запад (Nederlands (K). Meteorologisch Instituut, 1952).

Несмотря на сложность вертикальной структуры течений на экваторе, на всех полигонах от 85 до 56° в.д. под Северо-Восточным муссонным течением западного направления было отчетливо выражено противотечение с преобладающей восточной компонентой скорости.

Векторные диаграммы на рис. 40 и 41 показывают, что вертикальный профиль противотечения в восточной и западной частях океана существенно различен. В восточной части подповерхностное (глубинное) противотечение распространялось на значительную глубину от 75–100 до 500–700 м – вплоть до нижнего горизонта наблюдений. Ядро противотечения с восточной компонентой $28\text{--}35 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$ располагалось на глубине около 200–300 м. Вблизи этой глубины на 85° в.д. в нескольких милях к югу от экватора было зарегистрировано чисто восточное (в среднем за 4 сут) течение, относительно устойчивое как по модулю, так и по направлению. Колебания модуля среднесуточного вектора скорости в

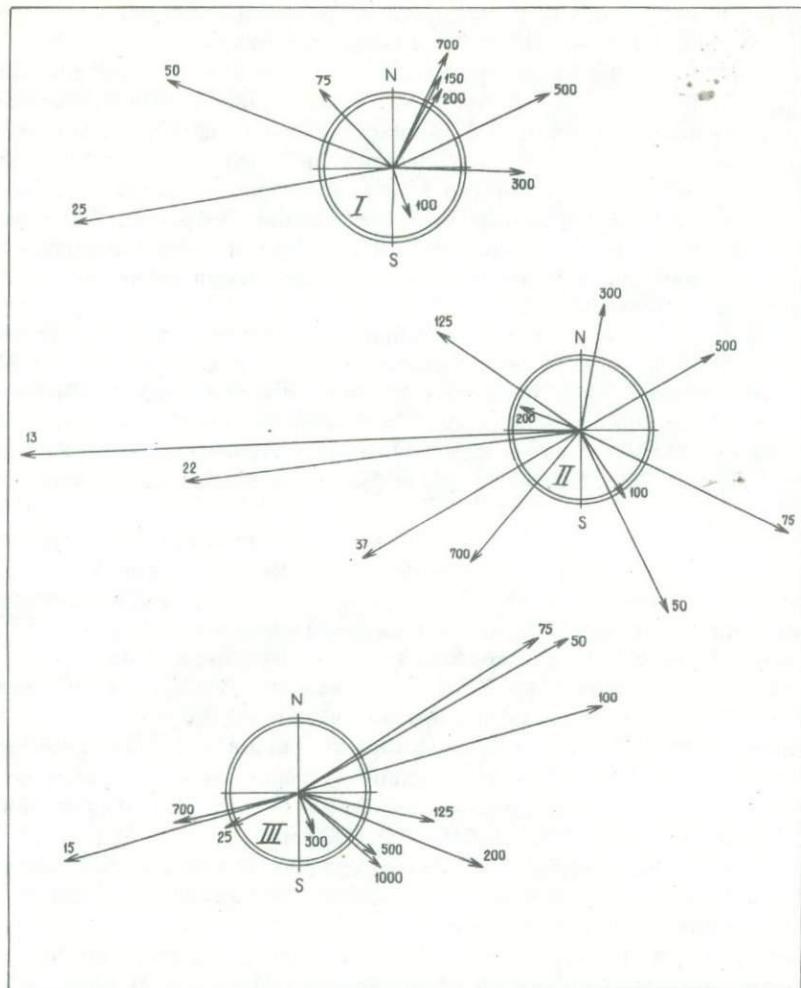


Рис. 40. Векторные диаграммы средней скорости течений на экваторе

Районы океана: I – по 76° в.д., II – по 61° в.д.; III – по 56° в.д. Цифры у векторов – горизонты наблюдений (м)

ядре противотечения не превышали $\pm 15 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$, что, по-видимому, можно считать показателем устойчивости потока в рамках рассматриваемого временного масштаба (около 4 сут). Вместе с тем обнаружено, что скорость противотечения в слое максимума совершает колебания с периодами от часов до нескольких минут.

Сравнение векторных диаграмм скорости для нескольких близко расположенных друг от друга точек полигона IV показало, что пространственные изменения вертикальных профилей среднего течения на расстоянии около нескольких миль несущественны. Наряду с горизонтальной однородностью поля скорости обращает на себя внимание исключительно высокий вертикальный градиент в слое между Северо-Восточным муссонным течением и течением Тареева. Этот слой представляет большой интерес с динамической точки зрения, если учесть, что по своему положению он в точности совпадает с резко выраженным скачком температуры.

Подобная структура вертикального профиля скорости в общих чертах отмечена и на 75° в.д. Однако здесь было обнаружено существенное уменьшение восточной компоненты скорости глубже 500 м, которое не прослежено на 85° в.д., а также правое вращение вектора скорости в поверхностном слое.

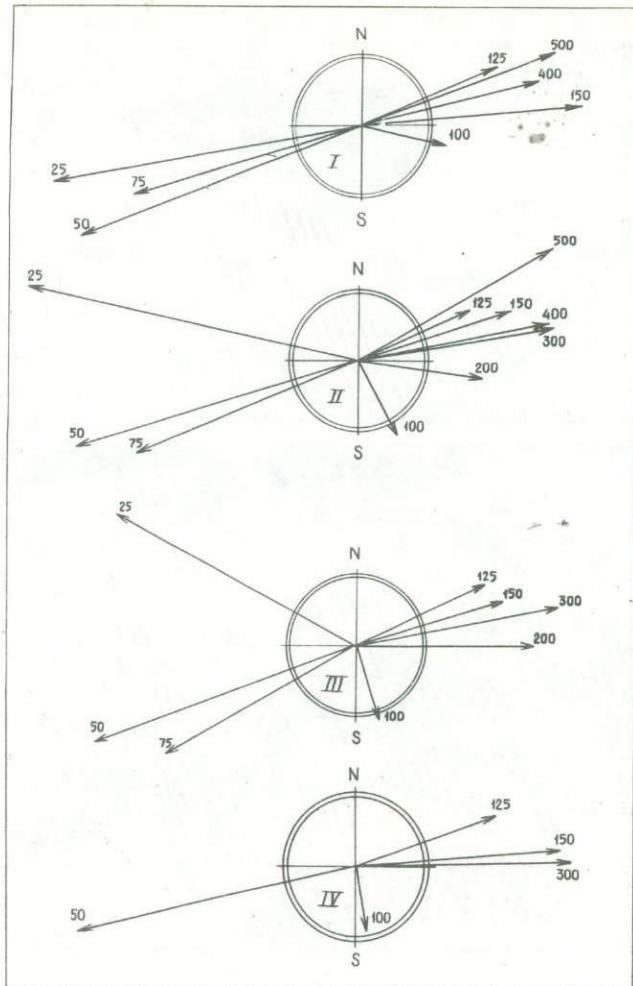


Рис. 41. Векторные диаграммы средней скорости течений вблизи экватора на 85° в.д.

I – $0^{\circ}14'$ с.ш.; II – $0^{\circ}06'$ ю.ш.; III – $0^{\circ}09'$ ю.ш.; IV – $0^{\circ}23'$ ю.ш.

Наиболее яркая картина многослойных течений на экваторе наблюдалась в западной части океана. На $60^{\circ}45'$ в.д. Экваториальное глубинное противотечение охватывало слой толщиной около 500 м, в котором было два максимума восточной компоненты – на 75 и 500 м. На 700 м направление среднего значения было западное.

Несмотря на то что в слое между двумя максимумами изменение восточной составляющей вектора скорости было настолько существенно, что у составляющих менялся знак, принадлежность глубинного восточного переноса к общей системе экваториальных противотечений была очевидна. Об этом, в частности, свидетельствовала квазисинхронность изменений модуля полного вектора в двух ядрах восточного потока.

На западном полигоне 7-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", в районе 56° в.д. восточный перенос под экватором охватывал фактически весь бароклинный слой океана. Экваториальное глубинное противоречие имело здесь также два максимума скорости: подповерхностный в слое 100–200 м и глубинный – в слое 500–1000 м.

Таким образом, общие выводы о системе движения вод на экваторе, полученные в указанной экспедиции, сводятся к следующему. В период северо-восточного

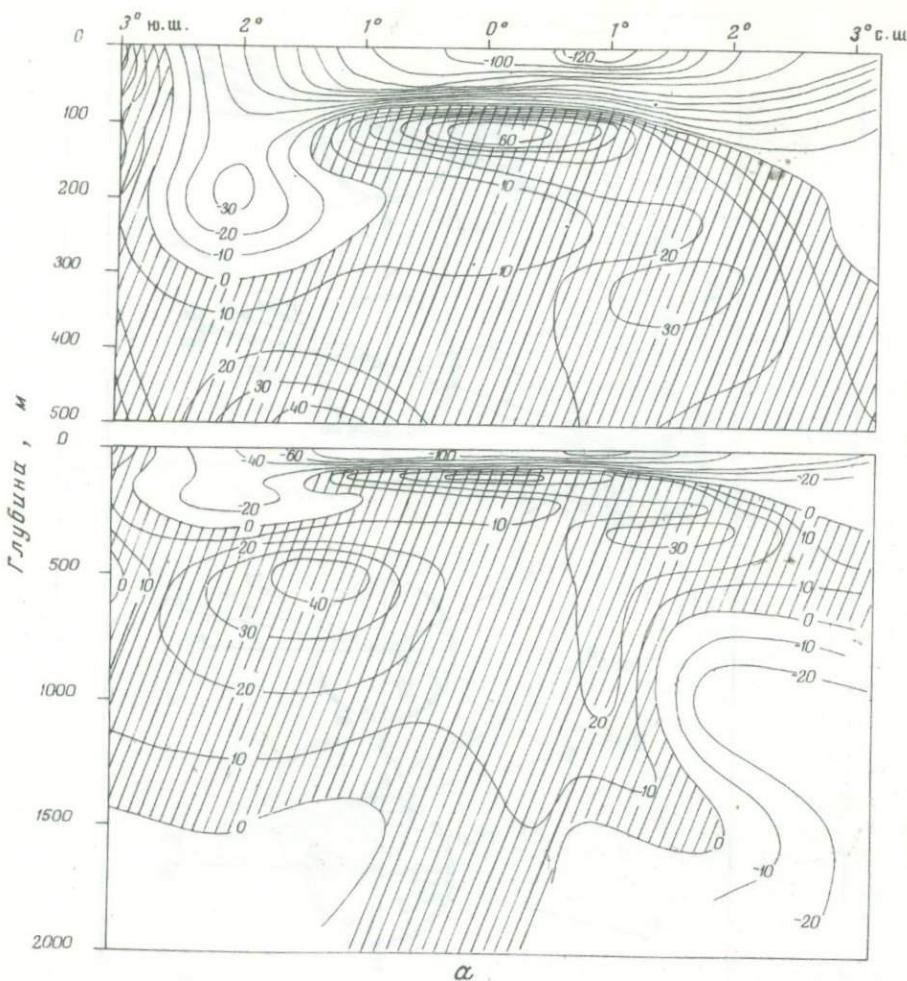
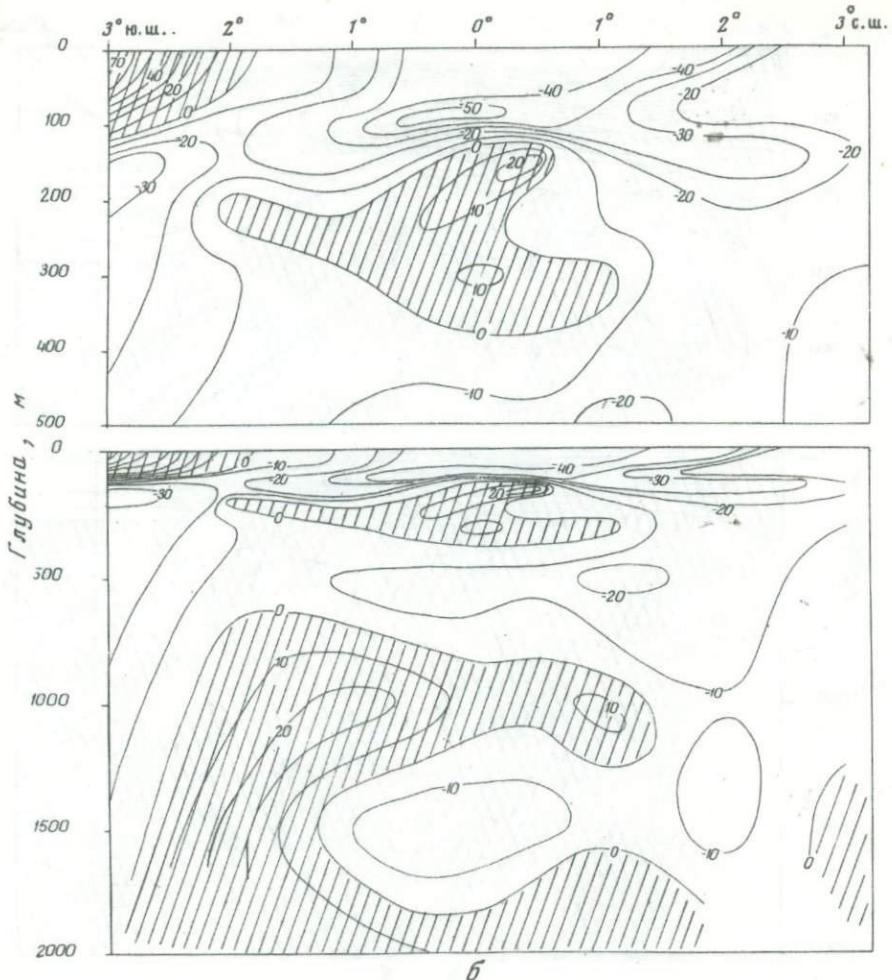


Рис. 42. Зональная компонента средней скорости течений (см/с) на меридиональных разрезах

а – по $64^{\circ}30'$ в.д.; *б* – по 85° в.д.; *в* – по $54^{\circ}30'$ в.д.; *г* – по 75° в.д. Области восточного направления заштрихованы

муссона в тонком, около 75–100 м поверхностном слое, на экваторе существует квазизональное Северо-Восточное муссонное течение, направление которого западное, а средняя скорость равна $50 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$. Ниже этого слоя до глубин 500–1000 м непосредственно на экваторе наблюдается глубинное противотечение, переносящее воды с запада на восток. Ядро противотечения в районе к востоку от 76° в.д. расположено на глубине 200–300 м, где величина средней зональной компоненты составляет $25\text{--}35 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$. В западной части океана Экваториальное глубинное противотечение имеет два максимума – в слое 75–100 м и в слое 500–1000 м. Вертикальная структура течений на экваторе в западной части океана по сравнению с восточной имеет более сложный характер с многократным изменением с глубиной знака компонент полного вектора.

Наиболее полные и продолжительные наблюдения над экваториальными течениями Индийского океана были получены в 55-м рейсе л/с "Витязь" зимой 1974 г. В этом рейсе были выполнены измерения на четырех меридиональных разрезах по $54^{\circ}30'$, $64^{\circ}30'$, 70 и 85° в.д. в полосе широт в среднем от 3 с.ш. до 3° ю.ш. На каждом разрезе одновременно в течение 5–6 сут работало 10 буйковых станций с самописцами БПВ, размещенными на 12 горизонтах в слое 0–1500 м. На станциях, расположенных на экваторе и в непосредственной близости от него,



б

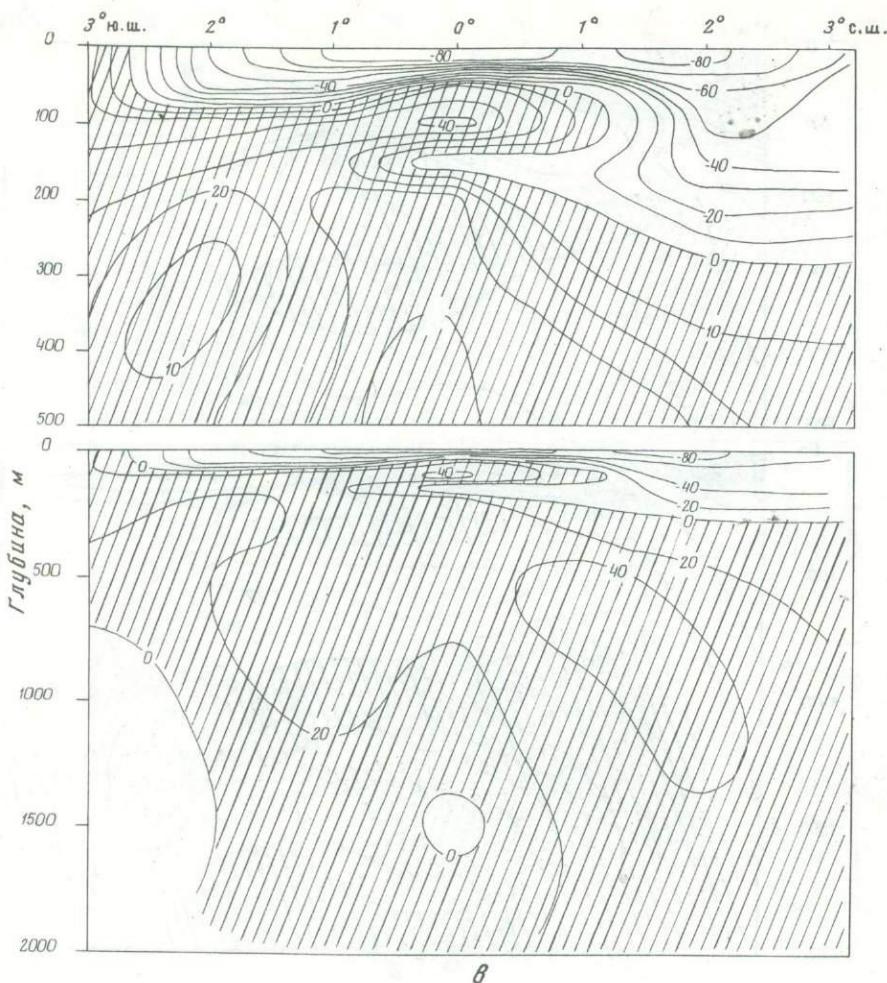
наблюдениями была охвачена почти вся толща океана до придонных слоев, где размешались специально предназначенные для больших глубин самописцы типа БПВ-6.

Анализ материалов 55-го рейса нис "Витязь" позволил сформировать более полные представления о структуре основных элементов общей циркуляции вод в экваториальной зоне Индийского океана (Корт, Нейман, Титов, 1975).

На рис. 42, а показан разрез зональных компонент скорости, измеренной зимой 1974 г. на $64^{\circ}30'$ в.д. Можно видеть, что основные элементы многослойной вертикальной структуры течений на экваторе и в его окрестностях представляют поверхностное Северо-Восточное муссонное течение западного направления и глубинное противотечение восточного направления, захватывающее почти всю глубинную толщу вод океана. Глубина раздела между этими основными зональными потоками изменяется как в широтном, так и в меридиональном направлениях, что видно из табл. 3.

Непосредственно на экваторе толщина Северо-Восточного муссонного течения самая малая (около 100 м), а к северу и к югу она увеличивается. Возрастание вертикальной мощности этого течения отмечается и в зональном направлении с запада на восток. Одновременно с увеличением живого сечения поверхностного западного потока уменьшается его средняя скорость.

Вертикальное распределение зональной скорости в верхнем слое океана, занятом Северо-Восточным муссонным течением, имеет на большинстве станций обычный характер: от максимального значения на поверхности скорость убывает с глубиной. Однако на некоторых станциях 55-го рейса нис "Витязь", особенно на



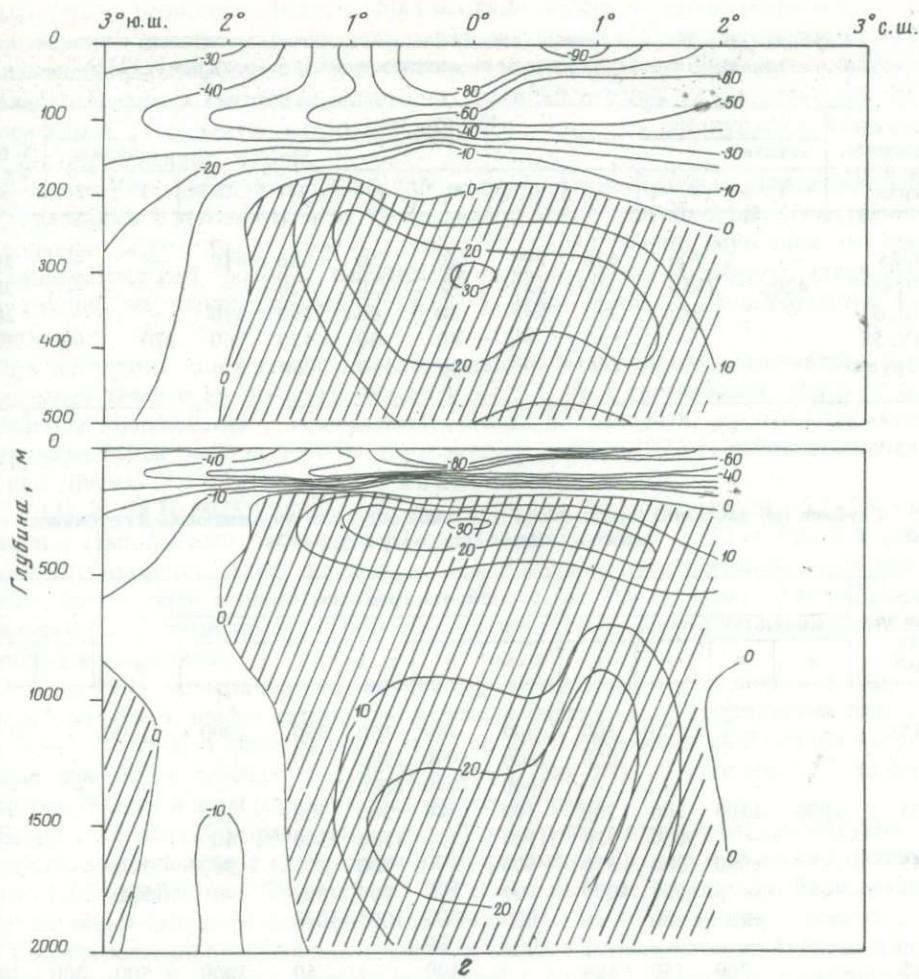
Р и с. 42 (продолжение)

85° в.д. (рис. 42,б), на вертикальных профилях скорости бывает вторичный максимум, чаще всего на глубине 100 м, реже – на 150 м. Выше этого подповерхностного максимума, приблизительно на глубине 50 м, находится промежуточный минимум скорости. Характерно, что подповерхностные максимумы скорости Северо-Восточного муссонного течения, которые прослеживаются на разрезах зональной компоненты течения в виде локальных ядер, никогда не наблюдаются точно на экваторе. Обычно они располагаются симметрично относительно экватора (рис. 42,в,г).

Еще более сложный характер вертикального распределения скорости наблюдается в толще глубинного противотечения. Здесь, как правило, имеются две-три, а на станциях с измерениями до 3000–4000 м даже четыре максимума скорости, которые хорошо видны на разрезах зональной составляющей скорости течения. Данные о горизонтах глубинных максимумов приводятся в табл. 4, где прочерки означают отсутствие измерений.

На экваторе основной максимум скорости восточного переноса расположен обычно в подповерхностном слое под Северо-Восточным муссонным течением. Экваториальный максимум по своему положению в вертикальной структуре скорости может быть отождествлен с течением Кромвелла в Тихом и течением Ломоносова в Атлантическом океане. Этому подповерхностному потоку восточного направления и присвоено название течения Тареева.

Сравнение разрезов зональных компонент скорости на 4 полигонах показывает, что стрежень течения Тареева заглубляется в восточном направлении от 50–



Р и с. 42 (окончание)

75 м на $54^{\circ}30'$ в.д. до 200–300 м на 85° в.д. Одновременно с заглублением средняя скорость подповерхностного потока восточного направления постепенно уменьшается от 60–70 до 15–20 $\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$, в результате чего в восточной части океана он фактически теряет относительную обособленность в общей системе глубинного восточного переноса.

Вследствие малой продолжительности и несинхронности наблюдений над экваториальными течениями отмеченные структурные неоднородности могут, вообще говоря, быть результатом не только пространственной, но и временной изменчивости. Разделить вклады каждой из этих составляющих без детального изучения их природы весьма трудно.

Вся система экваториальных течений, изменяясь от сезона к сезону, характеризуется еще и мезомасштабной пространственно-временной изменчивостью. В первую очередь это относится к восточному течению, для которого экватор играет роль своеобразного волновода. Теоретические оценки (Мония, Бурков, 1974) и экспериментальные данные (Düing, a.oth., 1975) говорят о том, что при действии возмущающей силы Экваториальное подповерхностное противотечение должно меандрировать относительно экватора в поле силы Кориолиса. Период таких меандров определяется величиной около 2 нед. Следы изменчивости течения Тареева с подобным временным масштабом были обнаружены по материалам работ нис "Витязь" в 1974 г.¹.

¹См. статью В.И. Бышева, В.Г. Неймана "О временной изменчивости течения Тареева" в наст. сб.

Таблица 3

Глубина (м) залегания границы между Северо-восточным муссонным течением и Экваториальным глубинным противотечением (по Корту и др., 1976)

Номер разреза, долгота, град	Широта, град										Среднее	
	южная					северная						
	4	3	2	1	0	1	2	3	4	5		
I, 85	—	700	420	300	140	250	380	480	—	—	382	
II, 75	420	1350	210	180	170	220	110	—	—	—	380	
III, 65	—	500	270	240	80	90	130	110	—	—	203	
IV, 55	—	—	80	80	60	40	420	360	270	60	196	
Среднее	—	850	245	200	110	150	260	320	—	—	—	

Таблица 4

Глубина (м) залегания максимумов зональной скорости составляющей в глубинном противотечении (по Корту и др., 1974)

Восточная долгота, град	Широта, град-мин										северная	
	южная					северная						
	4	3	2	1	0–30	0	0–30	1	2	3	4	5
85	—	—	1500	300	200	200	150	300	1000	1000	—	—
	—	—	—	1000	1000	1000	1000	1000	—	—	—	—
	—	—	—	—	2000	2000	2000	—	—	—	—	—
75	1000	1500	300	200	300	300	300	300	150	—	—	—
	—	—	3000	750	1500	1500	1500	1500	400	—	—	—
	—	1000	500	500	500	100	100	100	300	150	—	—
65	—	1000	1000	500	500	500	500	500	—	500	—	—
	—	—	—	—	1000	1000	1000	1000	—	—	—	—
	—	—	—	—	2000	2000	—	—	—	—	—	—
55	—	200	150	100	—	100	—	50	1000	500	300	100
	—	—	500	750	—	200	—	500	—	1000	—	200
	—	—	—	3000	—	2000	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	4000	—	—	—	—	—	—	—

Для решения основных проблем общей циркуляции океана наибольший интерес представляют соответствующие оценки параметров синоптических, сезонных и межгодовых колебаний поля скорости. Что же касается периодических колебаний меньшего масштаба, то изменчивость скорости, связанная с приливами, не оказывает существенного влияния на среднее течение. Иначе говоря, в значениях скорости после осреднения суточных серий наблюдений с дискретностью 5–10 мин колебания малых масштабов исключаются. Следовательно, ряды среднесуточных величин скорости достаточно корректно могли бы использоваться для изучения синоптических колебаний экваториальных течений.

К колебаниям этого масштаба, связанным с атмосферными процессами, следует отнести и колебания типа меандров в течениях восточного направления. Речь идет о квазипериодических изменениях в поле скорости с временным масштабом от нескольких суток до двух недель. Для качественной оценки таких возмущений необходимо иметь ряд среднесуточных значений скорости, охватывающий, по крайней мере, несколько названных периодов (не менее десяти).

В Индийском океане столь длительных непрерывных наблюдений на экваторе не проводилось, поэтому объективное исследование синоптической изменчивости на основе экспериментальных данных – задача ближайшего будущего. Имеющие-

ся материалы позволяют пока лишь высказать общее предположение о том, что синоптические колебания в системе экваториальных течений достаточно велики. Но изменения, вызываемые ими в поле скорости от суток к суткам, проявляются главным образом в смещении отдельных стрежней течений, не разрушая при этом относительно устойчивую крупномасштабную структуру циркуляции, характерную для определенного сезона.

К категории межгодовых колебаний сезонных структур будем относить колебания, связанные с изменением их крупномасштабных особенностей. Качественные отклонения могут быть вызваны сдвигом срока смены муссонов от средней климатической нормы. Оценить же качественные колебания характеристик течений на стыке сезонов от года к году пока не представляется возможным.

Для получения дополнительных материалов о межгодовой изменчивости экваториальных течений Индийского океана в 1975 г. был организован 10-й рейс нис "Академик Вернадский". Программой рейса, в частности, предусматривались инструментальные наблюдения на двух разрезах, где в 1974 г. работала экспедиция нис "Витязь".

С 20.II по 28.II 1975 г. на разрезе по $54^{\circ}30'$ в.д. были выставлены 5 буйковых станций с самописцами течений на 12 горизонтах в слое 0–1500 м. Станции работали в продолжение суток, каждая из них последовательно выставлялась после съемки предыдущей в широтной зоне от 2° с.ш. до 2° ю.ш. через 60 миль. Такой несколько необычный порядок был обусловлен в рейсе весьма неблагоприятными погодными условиями.

С 3 по 19.IV измерялись течения на $64^{\circ}30'$ в.д., где на 5 станциях между 2° южной и северной широт самописцы работали синхронно в продолжение пяти суток. Кроме того, в указанном рейсе с 14 по 20.III проведены синхронные пятисуточные измерения течений на трех буйковых станциях на долготе 50° . Экваториальные течения в этом районе исследовались впервые.

На рис. 43 показаны разрезы по $54^{\circ}30'$ зональной компоненты среднесуточной скорости, выполненные с интервалом в год фактически в одни и те же календарные сроки в 55-м рейсе нис "Витязь" (а) и в 10-м рейсе нис "Академик Вернадский" (б). Основные элементы динамической структуры на обоих из них – поверхностное Северо-Восточное муссонное течение западного направления и глубинный восточный перенос. Величины средних скоростей в глубинной части разреза почти не изменились, но скорость Северо-Восточного муссонного течения в 1975 г. оказалась в 2 раза ниже, чем в 1974 г.

С ядром на глубине около 100 м на обоих разрезах отчетливо прослеживается течение Тареева. Величина средней скорости его оставалась почти неизменной, но несколько изменилась конфигурация сечения – стрежень восточного подповерхностного переноса сдвинулся в северном направлении. Вероятно, оно выходило на поверхность в районе $2^{\circ}30'$ с.ш.

В 1975 г. под течением Тареева наблюдался довольно мощный западный поток, связанный с Северо-восточным муссонным течением, который ранее был выражен слабее. Западный перенос на глубине ниже 800 м в районе $1-2^{\circ}$ ю.ш., зафиксированный в 10 рейсе, в 1974 г. был замечен несколько южнее.

На рис. 44 показан разрез зональной компоненты скорости на 50° в.д. В основных чертах здесь повторяется картина, изображенная на рис. 43. Различие заключается в увеличении скорости течения Тареева, ядро которого, так же как и стрежень муссонного течения, было сдвинуто по сравнению с ситуацией на $54^{\circ}30'$ к северу на $1-1,5^{\circ}$. Может быть, это следы меандрирования восточного переноса потока на экваторе. Можно представить, что таким образом сместились и стрежни глубинного экваториального переноса. Однако в любом случае эти изменения, на наш взгляд, лежат в пределах мезомасштабных пространственно-временных колебаний и не являются признаком межгодовой изменчивости экваториальных течений. Рассмотрим рис. 45, на котором показаны вертикальные профили скорости на 2° с.ш., $54^{\circ}30'$ в.д., построенные по данным наблюдений 1974 г. и двух повторенных с интервалом в 14 сут измерений в 10 рейсе нис "Академик Вернадский".

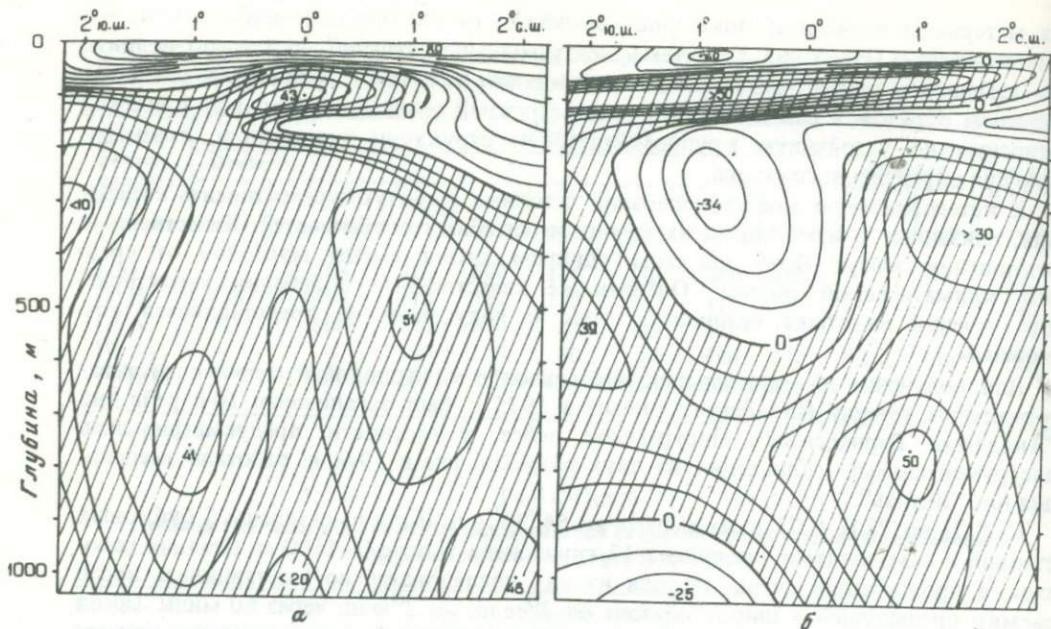


Рис. 43. Зональная компонента средней скорости течений на разрезе по $54^{\circ}30'$ в.д.

a – начало марта 1974 г. (нис "Витязь");
b – конец февраля 1975 г. (нис "Академик Вернадский"). Области восточного направления заштрихованы

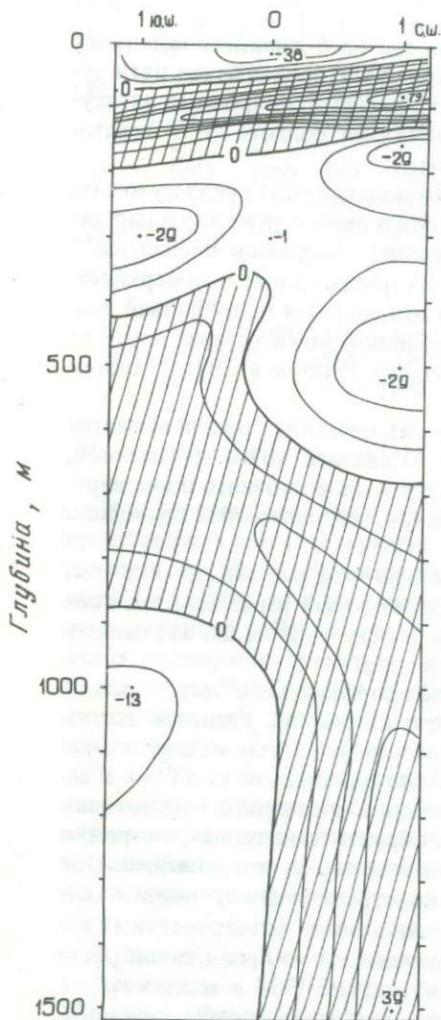


Рис. 44. Зональная компонента средней скорости течений на разрезе по 50° в.д.

Области восточного направления заштрихованы

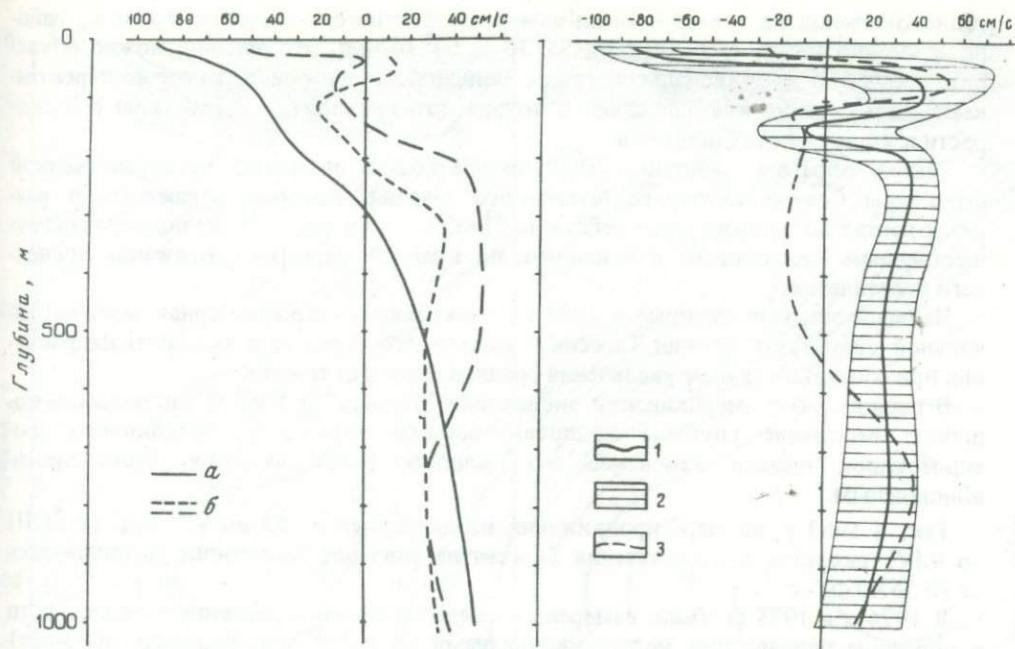


Рис. 45. Вертикальное распределение зональной компоненты скорости течений на 2° с.ш.
 $54^{\circ}30'$ в.д.
 а – 1974 г.; б – 1975 г.

Рис. 46. Вертикальное распределение компонент скорости течений на 0° , $54^{\circ}30'$ в.д.

1 – среднее за 8 сут в начале марта 1974 г.; 2 – разброс среднечасовых значений; 3 – среднесуточные значения за 27. II 1975 г. Положительные значения соответствуют восточной и северной компонентам скорости

Видно, что изменения зональной скорости за 2 нед вполне сравнимы с различиями между величинами скорости, измеренными через один год.

К подобному выводу, свидетельствующему о малой межгодовой изменчивости течений на экваторе, приходим при анализе графиков на рис. 46. Здесь сплошной линией и заштрихованной областью показаны средняя за 8 сут скорость течения и разброс ее среднечасовых значений по данным нис "Витязь" 1974 г. в точке 0° , $54^{\circ}30'$ в.д. Пунктирная линия – среднесуточные значения скорости в той же точке по данным нис "Академик Вернадский". Почти повсеместно различия между измерениями с интервалом в год средних значений скорости не выходят за пределы изменений ее среднечасовых величин. Исключение, пожалуй, составляет изменение знака зональной компоненты в слое 200–600 м, обязанное своим происхождением усилению западного потока под течением Тареева, о чем говорилось выше.

К общим соображениям о межгодовой изменчивости основных течений экваториальной зоны можно добавить некоторые сведения об устойчивости их отдельных элементов. Так, сравнение соответствующих данных измерений американской экспедиции "Лузиад" 1962–1963 гг. (Taft, Knauss, 1967), нис "Дмитрий Менделеев" 1972 г., нис "Витязь" 1974 г. (Корт, Нейман, Титов, 1975), нис "Академик Вернадский" 1975 г. показало, что отмеченное ранее уменьшение толщины Северо-Восточного муссонного течения на экваторе по мере продвижения с востока на запад – устойчивая в многолетнем аспекте черта этого потока.

Одновременный рост средней скорости Северо-Восточного муссонного течения в поверхностном слое в западном направлении также зарегистрирован указанными выше экспедициями. В 1963, 1972 и в 1974 гг. максимальные скорости мус-

сонного течения на экваторе были измерены фактически в одном и том же районе, а именно между меридианами $54^{\circ}30'$ и $64^{\circ}30'$ в.д. Это явление можно объяснить влиянием меридиональной гряды Мальдивских островов, которые перекрывают часть сечения квазизонального потока, что приводит к увеличению его скорости к западу от этих островов.

Таким образом, основные крупномасштабные элементы пространственной структуры Северо-Восточного муссонного течения, которые отражены на разрезах изотах по данным 55-го рейса нис "Витязь" (см. рис. 42), не подвержены существенным межгодовым изменениям, по крайней мере, на протяжении последнего десятилетия.

Наблюдения, выполненные в 1974 г., показывают, что характерная черта вертикальной структуры течения Тареева — подъем его стрежня в западном направлении при соответствующем увеличении средней скорости течения.

В период работ американской экспедиции "Лузиад" в 1963 г. наблюдалось подобное изменение глубины подповерхностного ядра вдоль глубинного противотечения, однако изменение его скорости вдоль экватора было противоположным.

Так, в 1963 г. по мере продвижения наблюдателей от 53 до 92° в.д. (с 26.III по 9.IV) скорость в ядре течения Тареева на экваторе монотонно увеличивалась от 30 до $80 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$.

В 1974 и в 1975 гг. было измерено последовательное увеличение этой скорости в обратном направлении между меридианами 85 и 50° в.д. (с января по март) от 15 до $80 \text{ см} \cdot \text{s}^{-1}$. Следует учесть, что в обоих случаях, так же как и в 7-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", усиление скорости течения Тареева было приурочено к разным районам, но к одному и тому же периоду муссона, а именно к концу зимнего сезона. Поэтому не исключено, что отмеченное увеличение средней скорости и переноса в глубинном экваториальном противотечении связано не только с его пространственной изменчивостью, но и с фазой муссона.

Отдельные измерения, выполненные в американской экспедиции "Лузиад" в 1962–1963 гг., в период юго-западного муссона позволили сделать предположение, что ядро максимальной скорости течения Тареева сохраняется в подповерхностном слое и в летний сезон, когда верхняя толща вод океана охвачена восточным переносом. Исследования 10-го рейса нис "Академик Вернадский" подтвердили этот вывод.

Наблюдения в 10-м рейсе на пяти буйковых станциях в районе $64^{\circ}30'$ в.д., выполненные в продолжение пяти суток в середине апреля 1975 г., совпали со временем завершения перестройки поля скорости на экваторе от зимнего к летнему типу. На рис. 47 приведен разрез зональной компоненты скорости, построенный по данным этих наблюдений (б), а также для сравнения — разрез, выполненный нис "Витязь" в этом же районе зимой 1974 г. (а).

Можно видеть, как со сменой северо-восточного муссона на юго-западный, которая в 1975 г. произошла раньше среднеклиматического срока (в конце марта — начале апреля), зимнее Северо-Восточное муссонное течение западного направления, сменилось Юго-Западным муссонным течением восточного направления, объединенным с бывшим глубинным восточным противотечением. Но в этом общем восточном переносе сохранилось течение Тареева, которое прослеживается на рис. 53 в виде локализованного ядра максимальной скорости на глубине около 100 м в районе 1° с.ш.

После сезонной перестройки структуры квазизональных экваториальных течений роль глубинного противотечения стало играть расположенный в нижней части бароклинного слоя западный поток, поперечное сечение и средняя скорость которого существенно возросли. Такая двухслойная структура течений на экваторе, по-видимому, характерна для летнего сезона северного полушария (Нейман, 1964).

Инструментальные измерения течений в экваториальных широтах Индийского океана показывают, что вдоль экватора на подповерхностных и промежуточных горизонтах во все сезоны преобладает восточный перенос — течение Тареева. Это

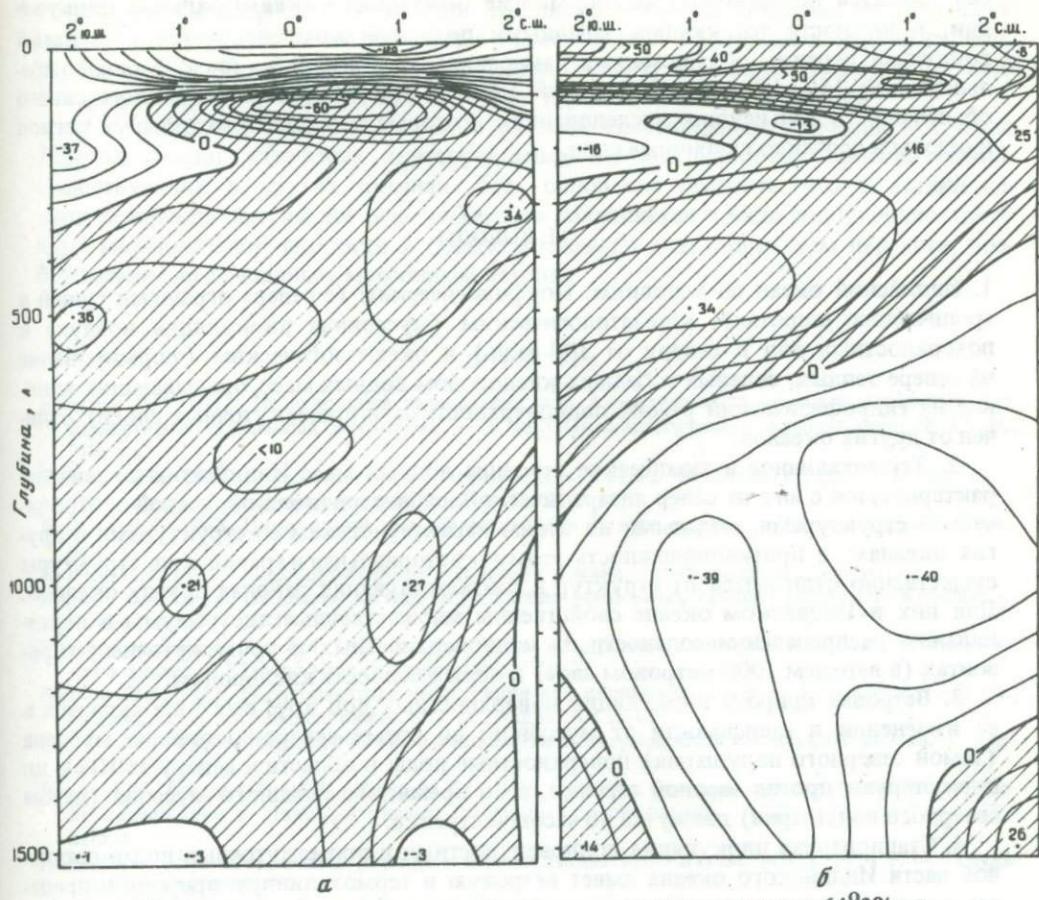


Рис. 47. Зональные компоненты средней скорости течений на разрезе по $64^{\circ}30'$ в.д.
а – 1974; б – 1975 г. Области восточного направления заштрихованы

подкрепляет предположение (см. рис. 23, 27) о существовании на этих глубинах квазистационарного экваториального круговорота с движениями по часовой стрелке. Южное звено этого круговорота представляет Южное пассатное течение западного направления, северное звено – течение Тареева восточного направления, а короткие меридиональные звенья – северный поток у африканского берега и южный поток у островов Индонезии. Однако вследствие большого площадного масштаба осреднения меридиональные звенья на представленных картах не получили должного отражения, и в будущем они должны найти экспериментальное подтверждение. Тем не менее можно сделать вполне определенный вывод, что течение Тареева выступает как неотъемлемое звено общей крупномасштабной циркуляции в экваториальных широтах Индийского океана.

Более того, ядро течения Тареева по вертикали приблизительно отделяет течение переменного муссонного круговорота от течений квазистационарного экваториального круговорота. Однако в нижних промежуточных слоях, т.е. глубже течения Тареева (верхнего устойчивого максимума восточного переноса), движение воды вдоль экватора вновь меняет свое направление в зависимости от сезона: в период северо-восточного муссона в среднем по всей ширине океана преобладает восточный поток, а в период юго-западного муссона – западный. В то же время измерения показывают, что эта средняя картина может маскироваться мезомасштабными возмущениями и эпизодические наблюдения могут фиксировать существенные отклонения от средних течений.

Несмотря на очевидный прогресс в исследовании экваториальных течений Индийского океана, их трехмерная картина, особенно в слоях глубже течения Таре-

ева, остается недостаточно ясной. Многие особенности экваториальной циркуляции, в частности то, какими западными потоками компенсируется громадный восточный перенос, обнаруженный измерениями в 55-м рейсе линкора "Витязь" (превышающий $150 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) зимой 1974 г., еще не раскрыты и ждут своего объяснения в дальнейших исследованиях, которые должны охватить весь регион и сезоны и особенно глубинные слои.

11. ВЫВОДЫ

1. Индийский океан по условиям: морфологическим (с севера ограничен сушеем в тропических широтах), климатологическим (муссонная циркуляция воздуха и поверхностных вод к северу от 10° ю.ш.) и океанологическим (формирование на севере теплых, соленных и бедных кислородом водных масс, оказывающих влияние на гидрофизический режим подповерхностных и промежуточных слоев) отличен от других океанов.

2. Термохалинное и химическое строение водных масс Индийского океана характеризуется с юга на север антарктической, субантарктической, южной субтропической структурами, сходными по своим характеристикам со структурами в других океанах; в противоположность этому экваториальная и аравийская структуры существенно отличаются от структур в соответствующих районах других океанов. Для них в Индийском океане свойственные множественные экстремумы в вертикальном распределении солености на подповерхностных и промежуточных горизонтах (в верхнем 1000-метровом слое) и общая бедность кислородом.

3. Ветровая природа циркуляции поверхностных вод ярче всего проявляется в ее изменении в зависимости от муссонов: во время северо-восточного муссона (зимой северного полушария) поверхностные воды в области к северу от 10° ю.ш. циркулируют против часовой стрелки, а во время юго-западного муссона (летом северного полушария) движутся по часовой стрелке.

4. Стационарная циркуляция подповерхностных и промежуточных вод в остальной части Индийского океана имеет ветровую и термохалинную природу и представлена экваториальным и южным субтропическим антициклоническим круговоротами и Антарктическим циркумполярным течением.

5. Глубже горизонта 1500 м во внеантарктических широтах циркуляция изменяет направление на противоположное. Движение глубинных и придонных вод порождается здесь, по всей вероятности, термохалинными факторами. Абиссаль океана заполнена водами атлантического происхождения, а придонные слои — антарктическими придонными водами.

6. Антарктическое циркумполярное течение в индоокеанском секторе Антарктики представляет бароклинно-баротропный поток, проникающий до дна. Оно испытывает влияние рельефа дна, отклоняясь влево от основного направления над подводными возвышениями и вправо над понижениями дна.

7. Глубинные и придонные течения во внеантарктической части океана подвержены влиянию донной топографии, однако изменения их направления при прочих равных условиях противоположно тому, что отмечается в Антарктическом циркумполярном течении.

8. Вертикальная структура общей циркуляции во внеантарктических широтах складывается на большей площади из двух систем циркуляций противоположных направлений: верхней, охватывающей поверхностные, подповерхностные и промежуточные слои; и нижней, переносящей глубинные и придонные воды. Однако в области южной субтропической конвергенции число сменяющих друг друга противоположных потоков возрастает до трех, а местами и до четырех.

9. Распределение водных масс хорошо согласуется в крупных чертах с характером циркуляции, что подтверждает пригодность принятой модели общей циркуляции и соответствующих ей расчетных результатов.

10. Сравнение данных экспериментальных исследований в районе экватора, полученных в разные годы, показало, что крупномасштабные черты вертикальной

структуры экваториальных течений Индийского океана обладают значительной межгодовой устойчивостью. Основные элементы этой структуры в зимний период: поверхность Северо-восточное муссонное течение западного направления, подповерхностное восточное течение Тареева и глубинный восточный поток.

11. Наиболее устойчивый поток в системе экваториальных течений – течение Тареева, аналог известных экваториальных подповерхностных противотечений, существующих в других океанах. Есть основание полагать, что в летний период северного полушария течение Тареева сохраняется в виде подповерхностного ядра максимальной скорости в общем восточном экваториальном переносе, возбуждаемом юго-западным муссонным ветром.

ЛИТЕРАТУРА

- Булатов Р.П. 1972. Исследование циркуляции вод Атлантического океана в различных пространственно-временных масштабах. – В кн.: Океанологические исследования, № 22. М., "Наука".
- Будыко М.И. 1963. Атлас теплового баланса Земли. Л., Изд. Междунед. геофиз. ком. АН СССР, Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Войкова, 69 цв. карт.
- Бурков В.А. 1963. Циркуляция вод северной части Тихого океана. – "Океанология", т. III, вып. 5.
- Бурков В.А. 1972. Общая циркуляция вод Тихого океана, Тихий океан. М., "Наука".
- Бурков В.А. 1974. Об одном методе определения придонных течений на примере Куросио. – "Океанология", т. XIV, вып. 5.
- Иваненков В.Н., Губин Ф.А. 1960. Водные массы и гидрохимия западной и южной части Индийского океана. – "Труды Мор. гидрофиз. ин-та", т. 22.
- Иванов Ю.А. 1961. Горизонтальная циркуляция вод индийского сектора Антарктики. – В кн.: Океанологические исследования, № 3. М., Изд-во АН СССР.
- Иванов Ю.А. 1964. Гидрологические исследования в северной части Индийского океана. – "Труды ИОАН", т. 64.
- Ильин А.М., Каменкович В.М., Жугрина Т.Г. 1974. Сезонная изменчивость осредненной по глубине циркуляции в Мировом океане (численный эксперимент). – "Океанология", т. XIV, вып. 5.
- Корт В.Г. и др. 1976. Экваториальные течения Индийского океана зимой 1974 г. – "Труды ДВНЦ СО АН СССР".
- Корт В.Г., Нейман В.Г., Титов В.Б. 1975. Экваториальные течения Индийского океана в период зимнего муссона. – "ДАН СССР", т. 220, № 6.
- Кукса В.И., Михайличенко Ю.Г. 1975. Крупномасштабные особенности распространения промежуточных вод Мирового океана. – "ДАН СССР", т. 223, № 6.
- Малый атлас Мира, 1974. М., Изд. ГУГК при СМ СССР.
- Монин А.С., Бурков В.А. 1974. Исследование течения Кромвелла и данные 5-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". – В кн.: Гидрооптические и гидрофизические исследования в Тихом и Атлантическом океанах. М., "Наука".
- Морской атлас, 1953, т. 2, Физ.-геогр. Изд. Мор. ген. штаба.
- Нейман В.Г. 1964. О структуре зональных течений в экваториальном районе Индийского океана. – "Океанология", т. IV, вып. 5.
- Нейман В.Г. 1970. Новые карты течений Индийского океана. – "ДАН СССР", т. 195, № 4.
- Овчинников И.М. 1961. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего муссона. – В кн.: Океанологические исследования, № 4. М., "Наука".
- Океанографическая энциклопедия. 1974. Л., Гидрометеоиздат.
- Сабинин К.Д. 1964. Слои повышенной солености в северной части Индийского океана. – "Труды ИОАН", т. 64.
- Штокман В.Б., Кошляков М.Н., Озмидов Р.В. и др. 1969. Длительные измерения интенсивности физических полей на океанических полигонах как новый этап в исследовании океана. – "ДАН СССР", т. 186, № 5.
- Шербинин А.Д. 1971. О взаимосвязи циркуляции и структуры вод Индийского океана. – "ДАН СССР", т. 199, № 6.
- Шербинин А.Д. 1973. Геострофическая циркуляция вод Индийского океана. – "Океанология", т. XIII, вып. 5.
- Atlas of climatic charts of the ocean, Weather Bureau Publ., N 1247. 1938, Washington, D.C., U.S. Dept Agric.
- Bryan K., Cox M.D. 1968a. A nonlinear model of an ocean driven by wind and differential heating: Pt I. Description of the Three-Dimensional Velocity and Density Fields. – J. Atmos. Sci., v. 25, N 6.
- Bryan K., Cox M.D. 1968b. A nonlinear model of an ocean driven by wind and differential heating: Pt II, An Analysis of the Heat, Vorticity and Energy Balance. – J. Atmos. Sci., v. 25, N 6.
- Bryan K., Cox M.D. 1972. The circulation of the world ocean: A numerical study. Pt I. A Homogeneous Model. – J. Phys. Oceanogr., v. 2, N 4.

- Bye J.A.T., Sag T.W.* 1972. A numerical model for circulation in a homogeneous World Ocean. – *J. Phys. Oceanogr.*, v. 2, N 4.
- Callahan J.E.* 1971. Velocity structure and flux of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. – *J. Geophys. Res.*, N 76.
- Düing W.* 1970. The monsoon regime of the currents in the Indian ocean, International Indian ocean expedition. *Oceanographic Monographs*, N 1, Honolulu, East-West Center Press.
- Düing W., Hisard P., Katz E.* e.a. 1975. Meanders and long waves in the equatorial Atlantic. – *Nature*, v. 257, N 5524.
- Foster L.A.* 1972. Current measurement in the Drake Passage, MSc Thesis, Dept Oceanogr., Dalhousie Univ.
- Gordon A.* 1975. An Antarctic oceanographic section along 170° E. – *Deep-Sea Res.*, v. 22, 357–377.
- Hellerman S.* 1967. An updated estimate of the wind stress on the World Ocean. – *Monthly Weather Rev.*, v. 95, N 9.
- Hellerman S.* 1968. An updated estimate of the wind stress on the world ocean. – *Monthly Weather Rev.*, v. 96, N 1.
- Knauss J.A., Taft B.A.* 1963. Measurement of currents along equator in the Indian ocean. – *Nature*, v. 198, N 4878.
- Knauss J.A., Taft B.A.* 1964. Equatorial undercurrent of the Indian ocean. – *Science*, v. 143, N 3604.
- Krümmel O.* 1907. *Handbuch der Ozeanographie* 1. Die räumlichen chemischen und physikalischen Verhältnisse des Meeres. Stuttgart, Verl. von J. Engelhorn.
- Lacombe H.* 1974. Deep effects of energy transfers across the sea surface: the formation of deep waters, the Western Mediterranean, as an example, *Process-Verbaux*, N 13. IAPSO First Special Assembly at Melbourne.
- Monatskarten für den Indischen Ozean.* 1960, Publ. N 2422. Hamburg, Dtsch. Hydrograph. Inst.
- Montgomery R.B.* 1958. Water characteristics of Atlantic Ocean and of World Ocean. – *Deep-Sea Res.*, v. 5, N 2.
- Montgomery R.B.* 1962. Equatorial Undercurrent observation in review. – *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th ann. vol.
- Nederlands (K) Meteorologisch Instituut.* 1952. Indische Ocean oceanografische en meteorologische gegevens. Publ. 132.
- Reid J.L., Nowlin W.D.* 1971. Transport of water through the Drake Passage. – *Deep-Sea Res.*, v. 18, N 1.
- Rochford D.J.* 1964. Salinity maxima in the upper 1000 meters of the North Indian ocean. – *Austral. J. Marine. and Freshwater Res.*, v. 15.
- Stommel H.* 1958. The abyssal circulation. – *Deep-Sea Res.*, v. 5, N 1.
- Sverdrup H.U.* 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. – *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, v. 33, N 11, Washington, D.C.
- Swallow J.C., Bruce J.G.* 1966. Current measurements of the Somali coast during the southwest monsoon of 1964. – *Deep-Sea Res.*, v. 13 (5), 825–860.
- Taft B.A.* 1967. Equatorial undercurrent of the Indian ocean, 1963. – *Proc. Intern. Conf. Trop. Ocean.*, Univ. Miami.
- Taft B.A., Knauss J.A.* 1967. The equatorial undercurrent of the Indian ocean as observed by the Lusiad expedition. – *Bull. Scripps Instn. Oceanogr. Univ. Calif. San Diego, La Jolla, Cal.*, v. 9.
- Warren B.A.* 1971. The flow of deep water in the southern hemisphere. – *Oceanus*, v. 16, N 1.
- Warren B., Stommel H., Swallow J.C.* 1966. Water masses and pattern flow in Somali basins during the southwest monsoon of 1964. – *Deep-Sea Res.*, v. 13.
- Wyrtki K.* 1960. The antarctic circumpolar current and the antarctic polar front. – *Dtsch. hydrogr. Z.*, v. 13, N 4.
- Wyrtki K.* 1971. Oceanographic atlas of the international Indian ocean expedition. Washington D.C.U.S. Govt. Print. Office.
- Wyrtki K.* Physical oceanography the Indian ocean. Ecological studies. – Analysis and Synthesis, v. 3.
- Wyrtki K.* 1974. The dynamic topography of the Pacific ocean and its fluctuations. Hawaii Inst. Geophys. Univ. Hawaii.

В.И. БЫШЕВ, В.Г. КОРТ, И.Г. УСЫЧЕНКО

ВЕРОЯТНОСТНАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО РАЙОНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

ВВЕДЕНИЕ

В 55-м рейсе нис "Витязь" в экваториальном районе Индийского океана были выполнены комплексные исследования по изучению гидрологических условий и циркуляции вод (Корт, Нейман, Титов, 1975). Измерения проводились на 4 полигонах, ориентированных вдоль меридианов: 85° в.д. (I), 75° (II), $64^{\circ}30'$ (III) и $54^{\circ}30'$ в.д. (IV). Район исследований распространялся к северу и югу от экватора на $3-5^{\circ}$.

Всего было поставлено с самописцами течений 40 буйковых станций. Результат работы буйковых станций — 387 временных реализаций скорости течений средней продолжительностью 7–10 сут. Дискретность измерений составляла 15 мин. Анализ данных позволил получить представление о структуре течений Индийского океана в районе экватора в период зимнего муссона 1974 г. Измерения продолжались 2 мес — с начала января по начало марта. В частности, удалось обнаружить довольно сложную динамику вод, характеризующуюся значительной многоструйностью. Была выявлена значительная изменчивость циркуляции от полигона к полигону, что было, по-видимому, следствием сложной структуры пространственно-временных неоднородностей в поле скорости. Различия в циркуляции от полигона к полигону выражались как по местоположению относительно экватора основных экваториальных течений, так и по их структуре (одно или многоядерное) и интенсивности (ширина и глубина течения, его скорость).

Наиболее важные элементы циркуляции вод в экваториальном районе Индийского океана, как показал анализ данных измерений, следующие: 1) Северо-Восточное муссонное течение северо-западного направления, 2) Экваториальное противотечение, 3) течение Тареева, 4) глубинное течение, 5) глубинное противотечение.

Дадим краткую информацию об указанных течениях, используя результаты расчета их средних характеристик.

1. Северо-Восточное муссонное течение западного направления хорошо выражено в верхнем слое океана на всех четырех полигонах и занимает практически всю рассматриваемую широтную зону от 5° с.ш. до $2-3^{\circ}$ ю.ш. С востока на запад (от полигона I и III) оно заметно сокращается по глубине (от 300–400 м на полигоне I, до 200 м — на II и до 100 м — на III), но одновременно скорости его возрастают от одного узла на полигоне I до 2 узлов на III. На юге ($2-3^{\circ}$ ю.ш.), где Северо-Восточное муссонное течение западного направления встречается с поверхностным экваториальным противотечением, мощность слоя, охваченного Северо-Восточным муссонным течением западного направления, заметно возрастает (на 200–300 м). На полигоне IV муссонное течение имеет более сложную структуру, чем на предыдущих двух — полигонах II и III. В первую очередь это относится к тому, что на южной своей границе оно не сохраняет тенденции к увеличению мощности по глубине. К северу же от экватора (на $1-2^{\circ}$ с.ш.) наблюдается возрастание мощности (по глубине) Северо-Восточного муссонного течения западного направления: на $2-3^{\circ}$ с.ш. оно проникает до глубины 350–450 м. В верхнем 100-метровом слое в районе экватора наблюдаются наиболее высокие скорости, достигающие 1,5–

2,5 узлов. Таким образом, тенденция возрастания скорости Северо-Восточного муссонного течения западного направления с востока на запад сохраняется и для полигона IV.

2. Экваториальное противотечение прослеживается на южной периферии района исследований (3° — 4° ю.ш.). В данном случае можно судить лишь о северной границе экваториального противотечения, которое в период зимнего муссона заметно смешено к югу от экватора. Можно указать на одну особенность Экваториального противотечения. С запада на восток мощность слоя, захваченного течением, уменьшается и одновременно увеличивается скорость течения (от 0,5 узла на полигоне IV до 1,5 узлов на полигонах II и I).

На полигоне IV Экваториальное противотечение смыкается с течением Тареева и образует как бы единую систему. На полиграхах I—III подобной связи обнаружено не было.

3. Течение Тареева прослеживается на каждом из четырех полигонов. Ядро течения обнаруживается либо на самом экваторе, либо близко от него на глубине 100—125 м на полиграхах IV и III со скоростью течения в ядре $0,7$ — $1,3$ узла и на глубине 200—300 м на полиграхах II и I со скоростью в ядре $0,3$ — $0,7$ узла. Мощность течения по глубине изменяется от 100 до 200 м. Ширина течения по глубине изменяется от 100 до 200 м. Ширина течения составляет от 2 до 3° , т.е. 120—180 миль.

4. Глубинное течение, ядро которого прослеживается на глубине 1000—1500 м, направлено на запад. На полиграхах II—IV оно обнаруживается к северу от $1^{\circ}30'$ с.ш. на глубине 1000 м. Скорость течения в ядре составляет от 0,5 до 0,8 узла. На полигоне I ядро глубинного течения прослеживается на экваторе на глубине 1500 м. Скорость в ядре составляет 0,5 узла.

5. Глубинное противотечение, хорошо выраженное на всех четырех полиграхах, прослеживается в среднем в слое 500—1500 м. От полигона к полигону оно существенно трансформируется, однако, как правило, сохраняет многоядерную структуру. Средние скорости в ядрах составляют 0,6—0,9 узла. На полиграхах II и IV противотечение было наиболее сконцентрировано, основная его ветвь занимала положение по широте 1° ю.ш. — 2° с.ш. на полигоне II и 0 — 3° с.ш. на полигоне IV. В первом случае ядро расположено между $0^{\circ}30'$ с.ш. на глубине 1200—1600 м, во втором — между $1^{\circ}30'$ — $2^{\circ}30'$ с.ш. на глубине 100—1400 м. На полиграхах I и III противотечение менее сконцентрировано, и можно лишь говорить о том, что оно прослеживается во всей широтной полосе измерений от 3° ю.ш. до 3° с.ш. Однако если на полигоне I оно разорвано с течением Тареева и заглублено, то на полигоне III оно располагается в среднем выше и верхней его границей является нижняя граница течения Тареева. Связь глубинного противотечения с течением Тареева наблюдается и на полиграхах II и IV.

Приведенный краткий обзор средней картины течений еще раз свидетельствует о сложной структуре циркуляции в районе экватора, которая в свою очередь отражает взаимодействие различных элементов циркуляции, с одной стороны, и пространственно-временных неоднородностей поля скорости — с другой.

ВЕРОЯТНОСТНАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ СКОРОСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В РАЙОНЕ ЭКВАТОРА

Поле скорости в океане формируется под действием множества случайных факторов. В связи с этим их можно рассматривать как случайные поля, при исследовании которых удобно пользоваться методами теории вероятности. Наиболее полную информацию о случайных процессах содержат функции распределения вероятностей. Воспользуемся функциями распределения вероятностей при описании поля скорости экваториальной зоны Индийского океана.

Самописцы течений в выбранных точках через заданные интервалы времени ($\Delta t = 15$ мин) фиксировали направление и величину скорости. При работе самописца в течение 7—10 сут собиралась информация порядка 700—1000 пар измерений

(направление и величина скорости). Данные о направлении течения составляли временной ряд $\varphi(t)$, а данные о величине скорости — временной ряд $V(t)$. Для каждого из временных рядов рассчитывались функции плотности распределения вероятностей $p(\varphi)$ и $p(V)$. Поле скорости в каждой из выбранных точек, таким образом, описывалось парой функций распределений. Если за N обозначить общее число значений временного ряда, то функция плотности вероятности может быть выражена следующим образом:

$$p(x) = \lim_{\Delta \rightarrow 0} \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{N_x}{N \cdot \Delta}, \quad (1)$$

где Δ — узкий интервал, симметричный относительно точки x ; N_x — число значений временного ряда, попадающего в интервал $x \pm \Delta/2$. Для конечных рядов, что имеет место в нашем случае (N — ограничено), можно получить оценки функций плотности распределения вероятностей направления $\hat{p}(\varphi)$ и скорости $\hat{p}(V)$. (Тильда сверху означает оценку. Поскольку ниже речь будет идти только об оценках функций распределения, тильду мы всюду опустим).

Расчеты функций плотности распределения вероятностей $p(\varphi)$ и $p(V)$ были осуществлены по формулам

$$p(\varphi) = N_\varphi / (N \cdot \Delta_\varphi); \quad p(V) = N_V / (N \cdot \Delta_V), \quad (2)$$

где смысл Δ_φ , Δ_V , N_φ , N_V тот же, что и в формуле (1). При расчетах по формулам (2) Δ_φ и Δ_V задавались равными соответственно 5° и 2 см/с.

Всего было рассчитано 387 пар распределений. Перейдем непосредственно к анализу вероятностной структуры течений.

1. СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ МУССОННОЕ ТЕЧЕНИЕ ЗАПАДНОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Под муссонным течением принято понимать течение, которое обусловлено действием муссонных ветров. Для зимнего сезона (январь — начало марта) муссонные течения в северной части Индийского океана, включая экватор и прилегающую к нему зону $\pm 3^\circ$ по широте, охватывают поверхностный слой ~ 100 — 200 м и имеют преобладающую западную составляющую.

Анализ распределений вероятности модуля и направления скорости позволяет детальнее изучить характер муссонного течения. По данным измерений на полигоне I Северо-Восточное муссонное течение западного направления прослеживается от 3° ю.ш. до 3° с.ш., причем на 3° ю.ш. оно заглубляется и располагается под экваториальным противотечением.

В табл. 1 приводятся данные о наиболее вероятных значениях направления и

скорости и указываются их вероятности; интегралы вида $W = \int p(x)dx$, где x_1 и x_2 — пределы интегрирования. Если распределения имеют более одного максимума, то указываются наиболее значительные из них. Например, на 2° ю.ш. на горизонте 50 м функция плотности распределения вероятностей направления двугорбая. Преобладающие направления: $\varphi_1 = 250^\circ$ (вероятность равна 0,1) и $\varphi_2 = 150^\circ$ (вероятность равна 0,09). Преобладающая величина скорости — скорость $V \approx \approx 42$ см/с (вероятность равна 0,2).

Как видно из табл. 1, изменчивость муссонного течения в пределах полигона I значительная и по направлению и по величине скорости. Это свидетельствует о его существенной неоднородности. Об устойчивости течений можно судить по значениям вероятности направления W_φ . Чем выше значения W_φ , тем более устойчив поток. Анализ этих значений также подтверждает вывод о существенной неоднородности муссонного течения и его значительной изменчивости.

Таблица 1
Вероятностные характеристики Северо-Восточного муссонального течения западного направления

Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_V}$	$\frac{V}{W_V}$	Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_V}$	$\frac{V}{W_V}$
3^0 ю. (I)	150	270–300 0,22	40–60 0,16	3^0 ю. (II)	100	270–275 0,22	26–30 0,13
	200	300–350 0,27	40–50 0,1		200	225–230 0,28	34–36 0,15
	250	300–310 0,1	34–36 0,1	2^0 ю. (II)	15	250–255 0,12	40 0,23
2^0 ю. (I)	15	170; 300 0,8; 0,04	38 0,3		50	310 0,08	48 0,16
	50	150; 250 0,09; 0,1	42 0,2		100	250 0,28	76 0,06
	100	225 0,08	32 0,2		150	250 0,06	42 0,13
1^0 ю. (I)	15	150; 240 0,07; 0,04	40–48 0,11	1^0 ю. (II)	15	270 0,26	70 0,10
	50	150; 250 0,03; 0,05	34 0,2		50	275 0,36	56–58 0,22
	100	285 0,3	32–34 0,5		100	270 0,23	54–62 0,16
	150	285–300 0,1	32–36 0,1	0^0 (II)	15	265–270 0,36	88–92 0,36
0^0 (I)	15	290–300 0,2	48–50 0,4		50	270–275 0,41	88–92 0,32
1^0 с. (I)	50	270 0,3	54–56 0,2	1^0 с. (II)	15	275–285 0,26	96 0,11
	100	300 0,1	62 0,1	2^0 ю. (III)	50	270–275 0,2	34 0,12
2^0 с. (I)	15	300 0,07	58 0,2		150	255–270 0,15	34 0,12
	50	340 0,2	40 0,15		200	275–290 0,34	40 0,14
	100	305 0,05	33 0,2	1^0 ю. (III)	15	270 0,17	85 0,12
	150	250 0,1	38 0,1		50	280 0,4	80 0,9
	200	225 0,1	41 0,2	0^0 (III)	15	270 0,42	104–106 0,12
	250	210 0,08	34 0,1		50	270 0,25	55–65 0,06
3^0 с. (I)	15	310 0,2	46 0,2	1^0 с. (III)	15	260–270 0,46	140–120 0,4
	50	340 0,2	90 0,3		50	270 0,25	50; 70 0,05; 0,03
4^0 ю. (II)	200	180–210 0,14	26–30 0,15	2^0 с. (III)	15	265 0,7	80 0,08
	300	120–150 0,12	26–28 0,17		50	265 0,26	70–74 0,12
3^0 ю. (II)	15	45–60 0,1	36–38 0,2		100	260–270 0,5	34 0,24
	50	300 0,06	36–40 0,28				

Таблица 1 (окончание)

Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_\varphi}$	$\frac{V}{W_V}$	Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_\varphi}$	$\frac{V}{W_V}$
$3^{\circ}\text{ с. (III)}$	15	290 0,1	68–70 0,24	2° с. (IV)	50	250–265 0,38	66 0,08
	50	265 0,15	26 0,26		100	245–250 0,3	50 0,12
	100	270–290 0,7	28–30 0,26		150	210–220 0,42	66; 32 0,09; 0,07
2° ю. (IV)	15	240 0,12	62 0,1		200	210 0,44	54 0,17
	50	250 0,12	58 0,15	3° с. (IV)	15	285–290 0,31	70 0,12
1° ю. (IV)	15	275 0,26	100 0,1		50	270–280 0,33	38–44 0,13
	50	285 0,15	60 0,14		150	220–230 0,39	76 0,07
$0^{\circ} (\text{IV})$	15	270–275 0,4	86 0,11		200	210 0,46	48–54 0,04
	50	60 0,15	36–40 0,18	4° с. (IV)	15	250–275 0,4	50 0,12
1° с. (IV)	15	270–280 0,24	90–100 0,13		50	240–260 0,2	48 0,12
	50	180–200 0,21	46–48 0,12		100	215–235 0,17	28 0,1
2° с. (IV)	15	275–280 0,38	80 0,08		150	190–200 0,19	0,1

При меч ани е: Номера полигонов указаны римскими цифрами в скобках.

Характерная особенность распределений вероятности направления скорости в слое 15–50 м южнее экватора – их двугорбость. Наряду с направлениями 245–300° с высокой вероятностью наблюдаются и направления 140–175°. Глубже 50 м течение более устойчивое, на что указывают распределения вероятности.

Двугорбость распределений вероятности южнее экватора (1° – 2° ю.ш.) в дрейфовом слое может быть связана с господствующими в период работ на полигоне I ветрами северо-восточных направлений. К северу от экватора северо-восточный ветер должен вызывать течение северо-западных, а южнее экватора – юго-восточных направлений.

Северо-Восточное муссонное течение западного направления от полигона II к III по скоростям возрастает и становится более устойчивым.

На полигоне IV оно также сохраняется хорошо развитым.

Как видно из табл. 1, на экваторе и вблизи от него (1° ю.ш. – 1° с.ш.) западный поток экстремально развит: максимальные значения вероятности для западного потока и экстремальные значения наиболее вероятных скоростей. На рис. 1 имеем характерные распределения для верхнего 100-метрового слоя. На рис. 1, а дано двугорбое распределение направления скорости, которое характеризует течение на полигоне I к югу от экватора. На рис. 1, б, в показано устойчивое по направлению Северо-Восточное муссонное течение западного направления соответственно для полигонов II и III. По модулю же скорости, как видно из рис. 1, б, в, течение довольно изменчиво: в первом случае величины скорости меняются в пределах 24–55 см/с, а во втором – в пределах 52–95 см/с. На рис. 1, г приведен пример данных измерений на границе Северо-

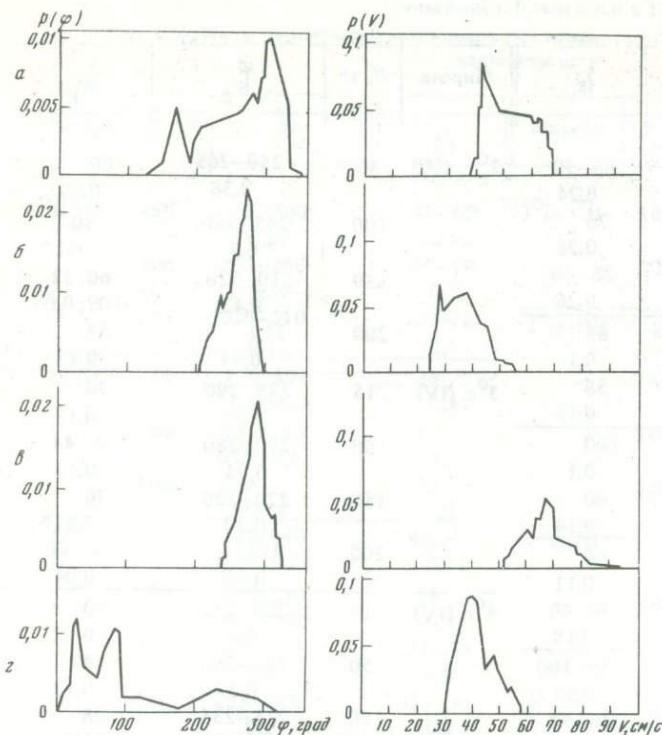


Рис. 1. Плотности распределения вероятности направления $p(\phi)$ и модуля $p(V)$ скорости муссонного течения

a – полигон I, $H = 50$ м;
b – полигон II, $H = 100$ м;
c – полигон III, $H = 15$ м;
z – полигон IV, $H = 50$ м;
 H – глубина

Восточного муссонного течения западного направления и течения Тареева. Судя по распределению плотности вероятности направления скорости, большую часть времени на рассматриваемом горизонте наблюдалось противотечение ($\varphi = 25^\circ$, $p_\varphi = 0,012$; $\varphi = 85^\circ$, $p_\varphi = 0,01$) и меньшую часть времени Северо-Восточное муссонное течение западного направления ($\varphi = 240^\circ$, $p_\varphi = 0,002$).

2. ЭКВАТОРИАЛЬНОЕ ПРОТИВОТЕЧЕНИЕ

Под Экваториальным противотечением принято понимать поверхностное противотечение (текущее восточного направления), которое на юге граничит с Южным пассатным течением, а на севере – с Северным пассатным течением в Тихом и Атлантическом океанах и с муссонным в Индийском океане. Зимний муссон в Индийском океане аналогичен северному пассату в Тихом и Атлантическом океанах. В зимний муссон 1973/74 г. Экваториальное противотечение в Индийском океане располагалось южнее $3\text{--}4^\circ$ ю.ш. В 55-м рейсе нис "Витязь" выполнены измерения лишь узкой северной периферии противотечения.

В табл. 2 приведены некоторые вероятностные характеристики Экваториального противотечения, рассчитанные по данным измерений в 55-м рейсе. Наиболее ярко Экваториальное противотечение выражено на полигоне II, где отмечаются довольно устойчивые течения как по направлению ($\varphi \approx 70 \div 75^\circ$, $W_\varphi = 0,34$), так и по скорости ($V \approx 94 \div 98$ см/с, $W_V \approx 0,22$). Как правило, на поверхностных горизонтах Экваториальное противотечение более развито: по направлению течение устойчиво, а модуль имеет максимальные значения. Величины скорости заметно убывают с глубиной. Различия в положении Экваториального противотечения (его северной границы) от полигона к полигону и в его развитии, по-видимому, связаны с пространственно-временными особенностями циркуляции вод экваториальной зоны. Можно полагать, что во временном изменчивости Экваториального противотечения немаловажную роль играют сезонный ход и его меандрирование в меридиональном направлении.

Таблица 2
Вероятностные характеристики экваториального противотечения

Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_V}$	$\frac{V}{W_V}$	Широта	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_V}$	$\frac{V}{W_V}$
3° ю. (I)	50	90–95 0,21	44 0,16	3° ю. (III)	200	30–60 0,25	24–28 0,12
	100	120–130 0,17	26–28 0,45			85–90 0,1	40 0,11
4° ю. (II)	15	70–75 0,34	78; 94–98 0,05; 0,22	3° ю. (IV)	15	60 0,85	24 0,17
	100	145–150 0,1	30 0,17		50	85–90 0,08	24 0,12
3° ю. (III)	150	180–240 0,32	26–30 0,15	2° ю. (IV)	100	100 0,16	24 0,15
					200	100 0,25*	32 0,13
50	55–60 0,22	42–44 0,13		2° ю. (IV)	100	95–100 0,17	40 0,1
	100	55–75 0,35	24–26 0,28		150	100 0,2	12 0,1
150	80–95 0,28	30–34 0,13					

П р и м е ч а н и е. Номера полигонов указаны римскими цифрами в скобках.

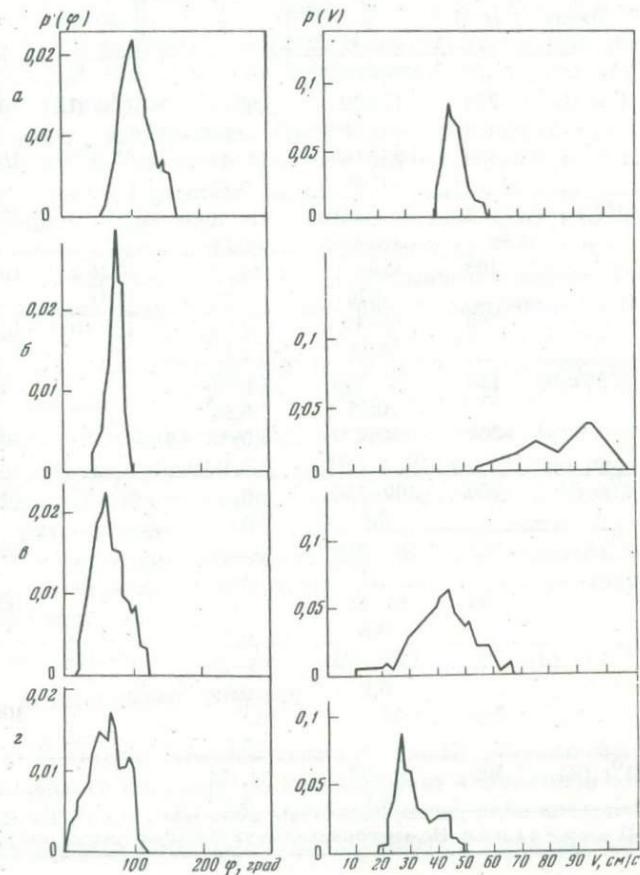


Рис. 2. Плотности распределения вероятности направления $p(\varphi)$ и модуля $p(V)$ скорости Экваториального противотечения

а – полигон I, $H = 50 \text{ м}$;
б – полигон II, $H = 15 \text{ м}$;
в – полигон III, $H = 50 \text{ м}$;
г – полигон IV, $H = 50 \text{ м}$

На рис. 2 приведено несколько характерных распределений направления и модуля скорости Экваториального противотечения. На рис. 2, а (полигон I) хорошо выражено Экваториальное противотечение с преобладающими направлением ($\sim 100^\circ$) и скоростью (~ 45 см/с). На рис. 2, б (полигон II) представлено противотечение, устойчивое по направлению ($\varphi \sim 85^\circ$) и неустойчивое по скорости. Модуль скорости меняется в широких пределах (55–115 см/с), а его распределение вероятности имеет двугорбый вид ($V \approx 78$ см/с, $p_V = 0,024$; $V = 96$ см/с, $p_V \approx 0,05$). На рис. 2, в (полигон III) имеем Экваториальное противотечение с преобладающими направлением ($\varphi \sim 60^\circ$) и модулем скорости ($V \approx 44$ см/с), однако скорость довольно изменчива по модулю ($V \approx 10 \div 67$ см/с). На рис. 2, г дан пример (полигон IV) слабо развитого Экваториального противотечения со сложным характером распределения направления и модуля скорости.

3. ТЕЧЕНИЕ ТАРЕЕВА

В 55-м рейсе нис "Витязь" измерения течения Тареева производились на четырех полигонах. В табл. 3 представлены некоторые вероятностные свойства структуры течения Тареева. Как видно из таблицы, течение имеет довольно сложную структуру и существенно изменяется по своим характеристикам от полигона к полигону. На полигоне I ядро течения располагается севернее экватора ($0^\circ 30'$ с.ш.) на глубине 150 м. На полигоне II ядро течения также несколько смещено к северу (между 0° и 1° с.ш.), но располагается на глубине ~ 300 м. На полиграх III и IV ядро противотечения наблюдается на экваторе на глубине ~ 100 м. Преобладающее на-

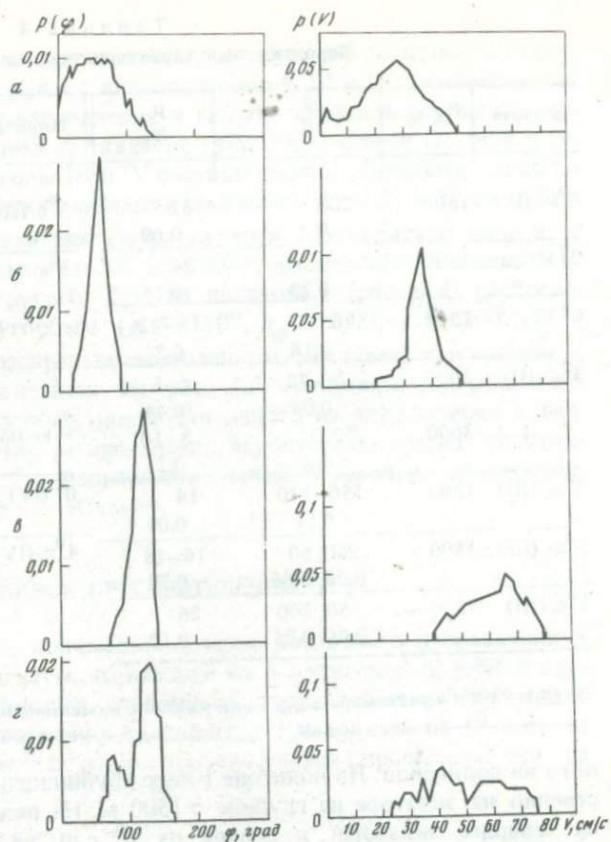
Таблица 3
Вероятностные характеристики течения Тареева

Ширина	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_\varphi}$	$\frac{V}{W_V}$	Ширина	$H, \text{ м}$	$\frac{\varphi}{W_\varphi}$	$\frac{V}{W_V}$
1° ю. (I)	250	15–20	36	1° ю. (III)	100	95–110	40
		0,17	0,1			0,22	0,13
	300	95–100	14–16	0° (III)	100	105	70–72
		0,05	0,12			0,3	0,1
0° (I)	150	50; 160	28–30		150	105	30
		0,05; 0,05	0,15			0,1	0,1
	200	35–60	28	$0^\circ 30' \text{ с. (III)}$	100	95–100	60–65
		0,26	0,12			0,4	0,2
	250	35–40	2	1° с. (III)	100	100	46–50
		0,11	0,1			0,1	0,03
$0^\circ 30' \text{ с. (I)}$	150	75–115	30–40		200	160–165	40–42
		0,35	0,54			0,2	0,1
	200	30; 275	20; 56–60		300	95	38–40
		0,15; 0,18	0,2; 0,13			0,11	0,06
1° ю. (II)	200	200–250	50	0° (IV)	100	120–130	46
		0,8	0,12			0,2	0,06
0° (II)	200	180–210	24–26		200	100	90
		0,3	0,07			0,28	0,15
	300	55–65	32		300	60–65	36
		0,6	0,3			0,45	0,24
$0^\circ 30' \text{ с. (II)}$	200	150–180	18–20	1° с. (IV)	100	150; 220	46
		0,1	0,08			0,08; 0,09	0,18
	300	55	42		300	60–80	50–52
		0,2	0,2			0,43	0,17
1° с. (II)	300	50–55	34–36				
		0,1	0,2				

Примечание. Номера полигонов указаны римскими цифрами в скобках.

Рис. 3. Плотности распределения вероятности направления $p(\varphi)$ и вероятности модуля скорости течения Тареева

a — полигон I, $H = 200$ м; *б* — полигон II, $H = 300$ м; *в* — полигон III, $H = 100$ м; *г* — полигон IV, $H = 100$ м



правление движения вод в ядре на каждом из полигонов соответственно следующее (град): 75–115, 55, 105 и 120–130. Изменение ориентации струи служит косвенным признаком ее возможного меандрирования.

На рис. 3 показаны характерные распределения вероятности направления и скорости течения Тареева — дана его временная и пространственная структура. Как видно из рис. 3,*а*, течение на полигоне I не четко выражено: направление и модуль скорости имеют широкие пределы изменения. На полигоне II (рис. 3,*б*) течение Тареева довольно устойчиво и имеет преобладающие направление ($\varphi \approx 60^\circ$) и модуль скорости ($V \approx 37$ см/с). На полигоне III (рис. 3,*в*) по направлению течение Тареева устойчиво, а скорость заметно возрастает по сравнению с полигонами I и II, но изменяется в широких пределах $V \rightarrow 40$ –81 см/с. Сложную временную структуру течение Тареева имеет на полигоне IV (рис. 3,*г*). Двугорбый характер распределения вероятности направления скорости ($\varphi \approx 70^\circ$, $p_\varphi \approx 0,008$; $\varphi \approx 130^\circ$, $p_\varphi \approx 0,02$) свидетельствует, по-видимому, о меандрировании течения. Большую часть времени наблюдений течение смешалось к югу (более высокий уровень плотности вероятности для $\varphi \approx 130^\circ$) и меньшую часть времени — к северу (менее высокий уровень плотности вероятности для $\varphi \approx 70^\circ$). По модулю же скорости течение Тареева на полигоне IV неустойчиво, поскольку распределение вероятности модуля скорости имеет многогорбовую структуру, причем ни одному из модулей скорости нельзя отдать предпочтение.

4. ГЛУБИННОЕ ТЕЧЕНИЕ

На больших глубинах (1000–1500 м) в экваториальном районе Индийского океана прослеживается течение западного направления. На каждом из 4 полигонов оно присутствует, однако заметно изменяет либо свое местоположение, либо интенсивность. В табл. 4 представлены вероятностные свойства глубинных течений для каж-

Таблица 4
Вероятностные характеристики глубинного течения

Широта	$H, \text{м}$	$\frac{\varphi}{W_{\varphi}}$	$\frac{V}{W_V}$	Широта	$H, \text{м}$	$\frac{\varphi}{W_{\varphi}}$	$\frac{V}{W_V}$
1°ю. (I)	1500	200 0,2	32 0,09	3°с. (III)	1000	265 0,17	26–28 0,1
$0^{\circ}(\text{I})$	1500	250 0,23	24 0,15	3°ю. (IV)	750	245 0,08	22 0,12
$0^{\circ}30' \text{с. (I)}$	1500	285 0,18	18–22 0,3		1000	255 0,16	20–22 0,13
3°ю. (II)	2000	75–90 0,04	4–6 0,44		1500	240–270 0,09	20–22 0,1
	3000	300 0,2	8–10 0,2	1°ю. (IV)	1500	130 0,11	20 0,1
2°ю. (III)	1500	150–170 0,11	14 0,09	$0^{\circ}(\text{IV})$	1500	190–220 0,06	4; 12 0,14; 0,12
1°ю. (III)	1500	250; 50 0,08; 0,06	16–18 0,72	4°с. (IV)	500	210–220* 0,1	34–36 0,1
1°с. (III)	1500	50; 200 0,05; 0,05	26 0,12		1000	250–270 0,1	28–30 0,08

П р и м е ч а н и е. Номера полигонов указаны римскими цифрами в скобках.

дого из полигонов. На полигоне I ядро глубинного течения располагается непосредственно на экваторе на глубине ~ 1500 м. На полигонах II–IV течение наблюдается севернее экватора: к северу от 2° с.ш. на полигонах II и III и севернее $3^{\circ}30'$ с.ш. – на полигоне IV. Ядро указанного течения находится на полигонах II–IV на глубине ~ 1000 м. Отдельные ядра глубинных течений отмечаются на полигонах II–IV к югу от экватора в слое от 750 м до 3500 м.

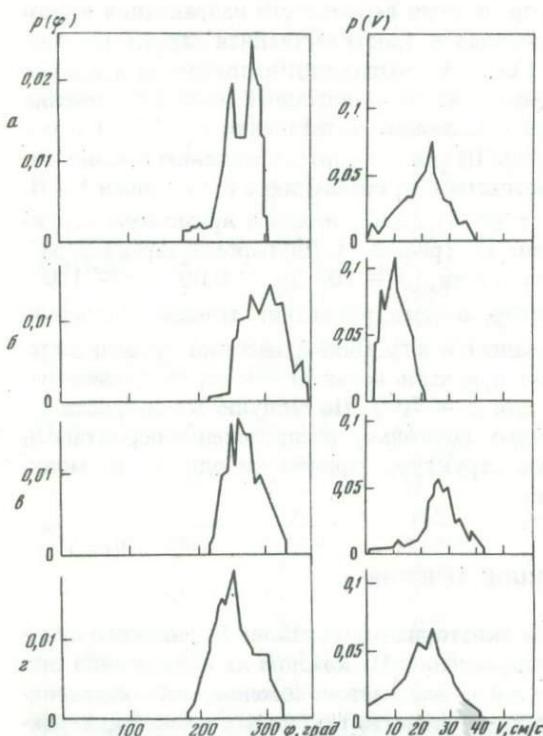


Рис. 4. Плотности распределения вероятности направления $p(\varphi)$ и модуля $p(V)$ скорости глубинного течения

a – полигон I, $H = 1500$ м; b – полигон II, $H = 3000$ м; c – полигон III, $H = 1000$ м; d – полигон IV, $H = 1000$ м

Из табл. 4 и рис. 4 можно получить детальное представление о свойствах и структуре глубинного течения. На рис. 4, а, в, г для полигонов I, III и IV соответственно даны распределения вероятностей направления и модуля скорости глубинного течения, которое прослеживается либо на экваторе (рис. 4, а, полигон I), либо к северу от него (рис. 4, в и 4, г, полигоны III и IV соответственно). Преобладающий по вероятности $p_V \approx 0,06 \div 0,07$ модуль скорости составляет $V \approx 23 \div 27$ см/с. Распределения же вероятности направления скорости, хотя и охватывают одни и те же пределы изменения направления (от 200 до 300°), имеют более сложный вид и заметно отличаются одно от другого. Так, на полигоне I (рис. 4, а) распределение вероятностей является двугорбым ($\varphi \approx 250^\circ$, $p_\varphi \approx 0,02$; $\varphi \approx 280^\circ$, $p_\varphi \approx 0,025$). Для полигонов III, IV распределение можно рассматривать как простое — с одним преобладающим направлением. На рис. 4, б приведены распределения вероятностей направления и модуля скорости для одного из ядер течения к югу от экватора. Как видно из рис. 4, б, распределения вероятностей имеют, по крайней мере, двугорбый характер. По направлению течение довольно изменчиво; величины же скоростей небольшие (5–10 см/с).

5. ГЛУБИННОЕ ПРОТИВОТЕЧЕНИЕ

Под глубинным противотечением понимается течение восточного направления в слое 500–1500 м. Оно прослеживается на каждом из 4 полигонов. В табл. 5 приведены вероятностные характеристики глубинного противотечения. Как видно из таблиц, основное ядро противотечения на полигоне I находится на 1° ю.ш. на глубине ~1000 м. На полигоне II ядро противотечения прослеживается на

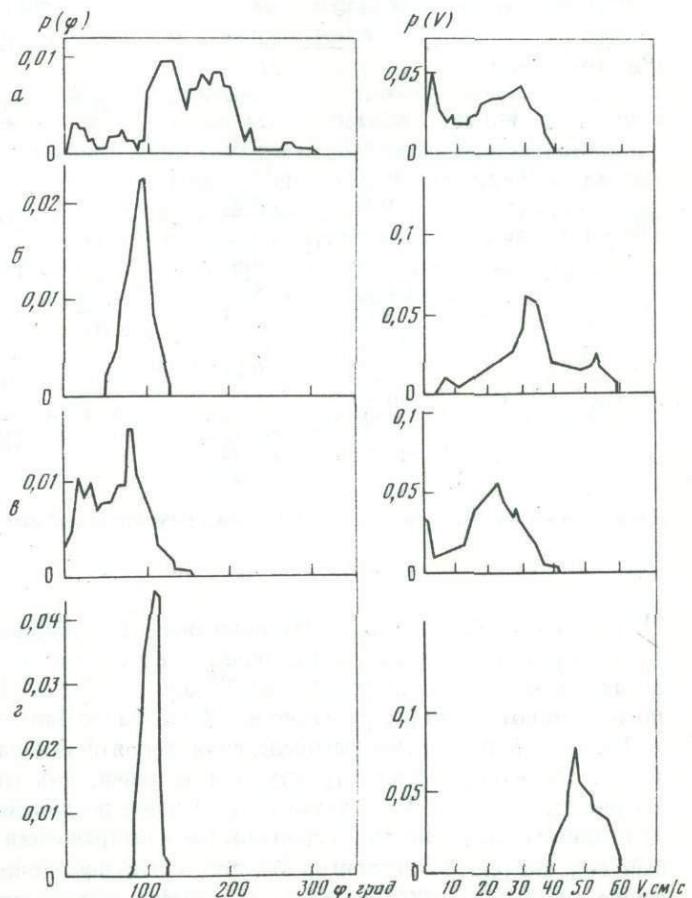


Рис. 5. Плотности распределения вероятности направления $p(\varphi)$ и модуля $p(V)$ скорости глубинного противотечения

а — полигон I, $H = 1000$ м;
 б — полигон II, $H = 1000$ м;
 в — полигон III, $H = 1500$ м,
 г — полигон IV, $H = 1000$ м

Таблица 5
Вероятностные характеристики глубинного противотечения

Широта	$H, \text{м}$	φ_{W_φ}	V_{W_V}	Широта	$H, \text{м}$	φ_{W_φ}	V_{W_V}
1° ю. (I)	1000	125 0,17	36–38 0,32	1° с. (III)	1000	90 0,15	22–24 0,09
0° (I)	1000	125–130; 0,08	4; 22 0,09; 0,08	2° с. (III)	500	90–120 0,4	20 0,2
		165–180 0,15		3° ю. (IV)	500	45–60 0,12	16 0,11
1° с. (I)	1000	65–75 0,21	14–16 0,16	2° ю. (IV)	500	60 0,2	34 0,13
4° ю. (II)	1000	80–85 0,23	36–38 0,26		1000	90 0,08	4–6 0,1
1° ю. (II)	750	95–105 0,2	30–32 0,2		1500	190 0,17	22 0,11
$0^{\circ}30'$ ю. (II)	1500	60 0,3	38–40 0,5	1° ю. (IV)	500	55 0,36	34 0,11
$0^{\circ}30'$ с. (II)	1500	65–75 0,3	38–42 0,4		750	80 0,36	34 0,08
1° с. (II)	1500	65–85 0,2	40 0,2		1000	80 0,2	30 0,11
2° ю. (III)	500	85–95 0,35	38–40 0,16	0° (IV)	500	45 0,32	26 0,2
	750	120–130 0,4	14 0,18		750	90–100 0,3	30 0,1
1° ю. (III)	500	95–105 0,16	34–36 0,09		1000	60; 150 0,05; 0,2	26 0,1
	750	95; 160 0,06; 0,06	22–26 0,08	1° с. (IV)	500	100 0,42	46 0,13
	1000	90–95 0,12	24 0,09		750	90 0,62	44–46 0,27
$0^{\circ}30'$ ю. (III)	500	95–100 0,16	22 0,1		1000	90–95 0,6	40–45 0,15
	750	170 0,15	24 0,13		1500	90–95 0,55	38–40 0,21
	1000	85–100 0,2	26 0,1	2° с. (IV)	750	90–100 0,4	56 0,08
1° с. (III)	500	90–95 0,24	24; 42 0,1; 0,05		1000	90–100 0,48	44–46 0,1
	750	80–95 0,4	22–24 0,07		1500	85–90 0,46	44–46 0,1

Примечание. Номера полигонов указаны римскими цифрами в скобках.

1° с.ш. на глубине 1500 м. На полигоне III глубинное противотечение не имеет ярко выраженного ядра, но располагается примерно в слое 800–1200 м и довольно широкое ($\sim 5^{\circ}$ по широте) – от 3° ю.ш. до 2° с.ш. На полигоне IV ядро глубинного противотечения расположено на 2° с.ш. на глубине ~ 1000 м.

На рис. 5 приведены распределения вероятности направления и модуля скорости, характеризующие структуру и изменчивость глубинного противотечения. На рис. 5, а полигон I показано неустойчивое по направлению и по скорости течение, причем распределение вероятностей и направления и скорости имеет двугорбый вид. На рис. 5, б (полигон II) противотечение довольно устойчиво по направлению ($\varphi \approx 90 \div 100^{\circ}, p_{\varphi} = 0,022$) и имеет преобладающую по модулю скорость

($V \approx 31$ см/с, $p_V \approx 0,06$). Меняется же модуль скорости в широких пределах. Двугорбый характер распределения вероятностей направления и модуля скорости дан на рис. 5, б (полигон III). Противотечение довольно устойчивое на полигоне IV (рис. 5, г). Преобладающие направление и модуль противотечения на нем: $\phi \approx 105^\circ$, $V \approx 46$ см/с.

Как видно из табл. 5 и рис. 5, глубинное противотечение имеет довольно сложную структуру и значительно меняется во времени и по пространству.

ВЫВОДЫ

Итак, в экваториальной зоне Индийского океана циркуляция вод имеет ярко выраженный зональный характер. Можно указать наиболее важные особенности циркуляции: 1) Северо-Восточное муссонное течение западного направления; 2) Экваториальное противотечение; 3) течение Тареева; 4) глубинное течение; 5) глубинное противотечение.

Вероятностный анализ поля скорости подтвердил наличие каждой из названных особенностей, но вместе с тем и позволил более детально рассмотреть структуру течений. В частности, можно вполне определенно утверждать, что значительная изменчивость по времени и по пространству характерна для каждого из течений. Выделить роль временной или пространственной изменчивости не представляется возможным из-за несинхронности наблюдений на полигонах, однако можно указать на некоторые косвенные признаки, например, временных изменений. На меандрирование экваториальных течений указывает изменение преобладающего направления течений от полигона к полигону, например, течение Тареева восточного-северо-восточного направления (полигон II) меняется на восточное-юго-восточное (полигон III). Кроме того, меандрирование экваториальных течений подтверждается графиками распределения направления скорости, имеющими двугорбый вид.

Можно указать, по крайней мере, на несколько возможных механизмов, обуславливающих возникновение многогорбых распределений. Так, в дрейфовом слое (15–50 м) двугорбость может быть связана с особенностями ветрового режима (полигон I, южнее экватора). Вертикальные смещения границы раздела двух струйных течений (полигон IV, экватор, горизонт 100 м) могут стать другим механизмом, формирующим двугорбые распределения плотности вероятности. Возможное меандрирование зональных течений может рассматриваться как третий источник возникновения особенностей функций распределения.

ЛИТЕРАТУРА

Корт В.Г., Нейман В.Г., Титов В.Б., 1975. Экваториальные течения Индийского океана в период зимнего муссона. – "ДАН СССР", т. 220, № 6.

О ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Измерения течений в Индийском океане, выполненные на четырех меридиональных разрезах поперек экватора зимой северного полушария в 55-м рейсе линии "Витязь" (Корт, 1974), впервые позволили составить целостное представление о системе экваториальных течений в масштабе всего океана при северо-восточном муссоне. На рис. 1 показана перспективная картина зональных потоков, полученная по осредненным данным за весь период измерений (8–9 сут) на каждом разрезе. Принципиальных различий с ранее опубликованными результатами (Корт, Нейман, Титов, 1975) при осреднении течений только за 1 сут нет. Однако некоторые различия касаются отдельных деталей структуры поля скорости, обладающих короткой продолжительностью существования и, следовательно, в значительной степени случайных. Эти детали сгладились при многосугодичном осреднении. Поэтому данные на рис. 1 более надежные и отражают наиболее характерные и стабильные для указанного временного масштаба осреднения черты системы экваториальных течений Индийского океана.

Как видно из рис. 1, вдоль экватора через весь океан прослеживается несколько крупных потоков. Верхний слой океана занят Северо-Восточным муссонным течением западного направления. С востока на запад толщина потока в районе экватора убывает, а скорость его возрастает.

Под Северо-Восточным муссонным течением в противоположном ему направлении (с запада на восток) движется течение Тареева. Ядро этого течения концентрируется приблизительно под экватором, по мере продвижения на восток оно постепенно заглубляется и ослабевает.

Ниже течения Тареева громадные массы воды до глубины, по крайней мере, 1500 м (местами до 4000 м) идут на восток, образуя глубинное течение, интенсивность которого тоже убывает с запада на восток. Ядро течения Тареева, как правило, сливается с глубинным течением, за исключением самого восточного разреза по 85° в.д. (рис. 1, 2), где их разделяет прослойка течения западного направления.

В южной части всех разрезов хорошо заметна северная периферия Экваториального противотечения, несущего свои воды на восток. В западной половине океана, на разрезах 54°30' и 64°30' в.д. (рис. 1, а, б) оно смыкается с глубинным течением, тогда как в восточной половине, на разрезах по 75 и 85° в.д. (рис. 1, в, г) между указанными течениями существует поток западного направления.

Из рис. 1 видно, что поле скорости экваториальной зоны характеризует наличие на каждом разрезе нескольких ядер или локальных максимумов скорости. Данные об основных ядрах представлены в таблице, где указаны их местоположение (широта, глубина) и максимальная скорость.

Исследование поведения этих ядер во времени показало, что они являются стабильными образованиями, так как неизменно прослеживались на протяжении всего периода наблюдений (8–9 сут). Величина максимума скорости в ядрах несколько изменялась от суток к суткам за время наблюдений в пределах ± 5–10% от средней величины максимума, указанной в таблице.

Переходя к выяснению причин образования ядер скорости, отметим их характерные особенности (см. рис. 1 и таблицу). Во-первых, ядра скорости свойственны,

Характеристика основных ядер в поле зональной составляющей скорости
экваториальных течений

Широта	Глубина залегания ядра, м	Максимум скорости, см/с	Течение	Широта	Глубина залегания ядра, м	Максимум скорости, см/с	Течение
$54^{\circ}30'$ в.д.							
1° ю.	750	31	глубинное	1° ю.	750	24	глубинное
0°	100	42	Тареева	0°	300	31	Тареева
1° с.	500	50	глубинное				
$64^{\circ}30'$ в.д.							
2° ю.	500	34	глубинное	2° ю.	1500	21	глубинное
0-0°30' с.	100	60	Тареева	1° ю.	1000	27	"
2° с.	300	34	глубинное	0°30' с.	150	25	Тареева
75° в.д.							
85° в.д.							

как правило, течению Тареева и глубинному течению, т.е. потокам восточного направления. В Северо-Восточном муссонном течении западного направления они практически отсутствуют. Во-вторых, ядра могут существовать на самых различных глубинах. По всей вероятности, они не связаны непосредственно с возмущениями поля атмосферного давления и ветра над океаном.

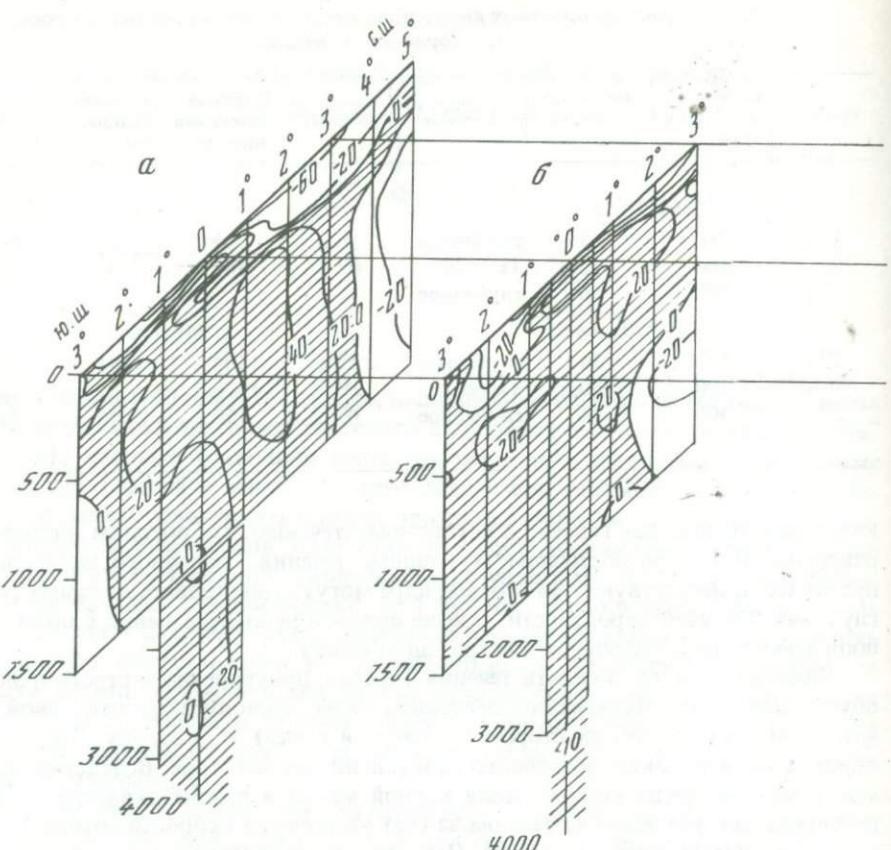
Образование ядра скорости течения Тареева, приуроченного строго к экватору¹, обусловлено соответствующим действием силы Кориолиса, направленной при движении на восток с обеих сторон (с севера и с юга) к экватору. Это приводит к конвергенции потоков восточного направления на экваторе. Вследствие неожиданности водной среды концентрация водной массы в районе экватора должна компенсироваться усиленным оттоком за счет увеличения скорости потока, что выражается в виде высокой скорости. При этом отток воды может осуществляться не только в горизонтальной, но и в вертикальной плоскости, что способствует возникновению вертикальных (восходящих и нисходящих) потоков в области конвергенции.

На других широтах, отличных от экватора, сила Кориолиса направлена однозначно и не может приводить к описанному выше эффекту. Однако, несмотря на это, наличествующие там ядра скорости тоже обусловлены, как будет показано ниже, конвергенцией потоков, которая, помимо силы Кориолиса, может вызываться, например, соответствующим направлением горизонтального градиента давления в океане или другими силами. Для доказательства указанной причины образования ядер скорости рассмотрим вертикальные профили меридиональной составляющей течения на разрезах в районах существования ядер.

На разрезе по $54^{\circ}30'$ в.д. ярко выражено общирное ядро скорости с максимумом 50 см/с, расположенным на 1° с.ш. на глубине 500 м (см. рис. 1, а). Из анализа взаимодействия меридиональных потоков между 0 и 2° с.ш. видно (рис. 2, а), что именно в области указанного ядра существует ярко выраженная конвергенция в виде противоположно направленных меридиональных составляющих течения, что и явилось причиной образования здесь ядра повышенной скорости зонального потока. Начиная с глубины примерно 800 м и глубже, конвергенция меридиональных потоков сменяется их дивергенцией и в соответствии с этим скорость зонального потока уменьшается здесь вдвое.

На разрезе по $64^{\circ}30'$ в.д. расположено сильно вытянутое в меридиональном направлении ядро скорости течения Тареева с максимумом 60 см/с между 0 и 0°30' с.ш. на горизонте 100 м (см. рис. 1, б). На рис. 2, б этому ядру соответствует конвергенция меридиональных потоков в верхнем 200-метровом слое океана. Несмотря на то что меридиональные составляющие на обоих профилях направлены

¹ Наблюдающиеся незначительные отклонения ядра от экватора обусловлены меандрированием течения Тареева.



Р и с. 1. Перспективная картина зональных потоков экваториальной области Индийского океана (зима северного полушария)

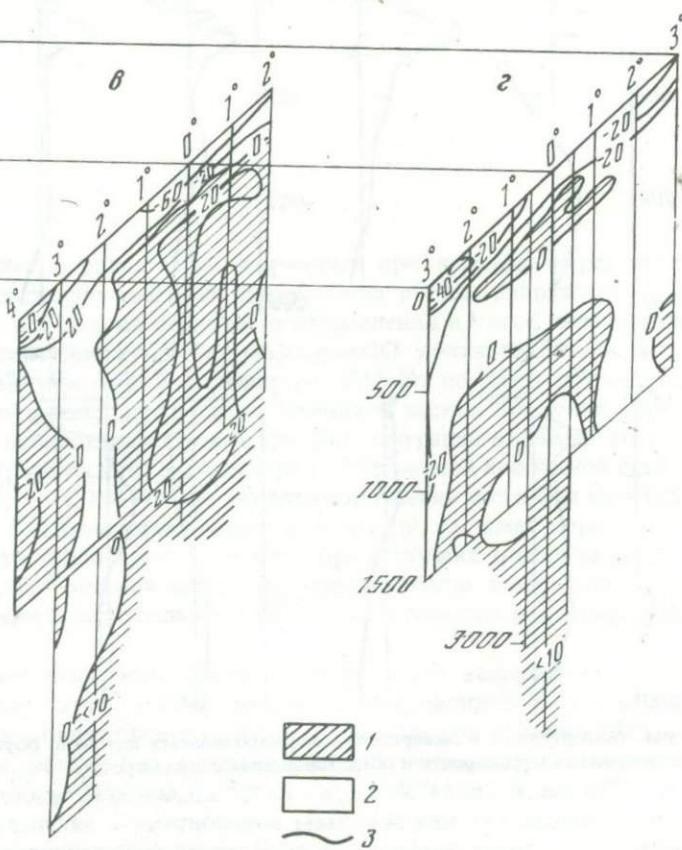
Разрезы: *а* – по $54^{\circ}30'$ в.д., *б* – по $64^{\circ}30'$ в.д., *в* – по 75° в.д., *г* – по 85° в.д. Потоки: 1 – восточного направления, 2 – западного; 3 – изотахи, проведенные через 20 см/с

на юг, скорость их на $0^{\circ}30'$ с.ш. в указанном слое больше, чем на $0^{\circ}30'$ ю.ш., и, следовательно, приток вод имеет место, что и является причиной возникновения ядра скорости. Поскольку конвергенция здесь выражена значительно слабее, чем в предыдущем примере, то и ядро скорости гораздо меньше.

Под 20° ю.ш. (разрез по 75° в.д., см. рис. 1, *в*) почти по всей глубине лежит область малых скоростей. Меридиональные потоки между 10° ю.ш. и 30° ю.ш., за исключением верхнего тонкого (менее 100 м) слоя океана, указывают на существенную дивергенцию, особенно интенсивную на глубинах более 700 м, где меридиональные составляющие расходятся в противоположных направлениях (рис. 2, *в*). Вследствие дивергенции, по условию неразрывности, скорость зонального потока в этой области по необходимости существенно понижена.

Аналогичное объяснение можно дать также существованию ядра на $0^{\circ}30'$ с.ш. (разрез по 85° в.д., см. рис. 1, *г*) на глубине 150–200 м, где также имеет место конвергенция меридиональных потоков (рис. 2, *г*).

Таким образом, наличие в поле скорости экваториальных течений Индийского океана локальных областей повышенной и пониженной скорости обусловлено гидродинамическими причинами, а именно: в зонах конвергенции меридиональных потоков формируются ядра с максимумом скорости, а в зонах дивергенции – области с пониженной скоростью зональных течений. Как показал массовый анализ ядер скорости, подмеченная закономерность качественно всегда имеет место. Попытка же получить количественную связь между интенсивностью конвергенции и максимумом скорости в ядре не увенчалась успехом. Последнее можно объяснить тем, что энергия конвергенции питает не только локальные максимумы горизонтальных



потоков, но одновременно и вертикальные движения — восходящие и нисходящие потоки, прямыми измерениями которых мы пока не располагаем и потому не имеем возможности количественно оценить вклад в горизонтальное и вертикальное движение.

При анализе временной стабильности ядер скорости время существования отдельных ядер не превышало 1–2 сут. Более тщательный анализ таких ядер показал, что это не реальные, а только кажущиеся (ложные) ядра скорости, так как они не были связаны с дивергенцией и, следовательно, не имели физической основы. Иллюзия ядер возникла в результате постепенного поворота вектора течения, по-видимому, вследствие меандрирования и приближения его направления к восточному, что и привело к кратковременному увеличению зональной составляющей течения и соответствующему уменьшению меридиональной составляющей при практически постоянном модуле скорости. Этот факт должен послужить предостережением от опрометчивых выводов о многоядерной структуре поля скорости по данным кратковременных наблюдений.

В заключение укажем на возможность идентификации характерных особенностей поля скорости (в данном случае ядер скорости) на всех разрезах (см. рис. 1) и объединения их в единую систему в масштабе всего океана. Такое обобщение должно опираться прежде всего на физические условия формирования этих особенностей. С этой точки зрения можно говорить о трансокеанской протяженности ядра скорости течения Тареева, условия существования которого имеются всюду вдоль экватора и которое прослеживается на всех разрезах. Другие же ядра, расположенные вне экватора, по-видимому, не обладают таким свойством,

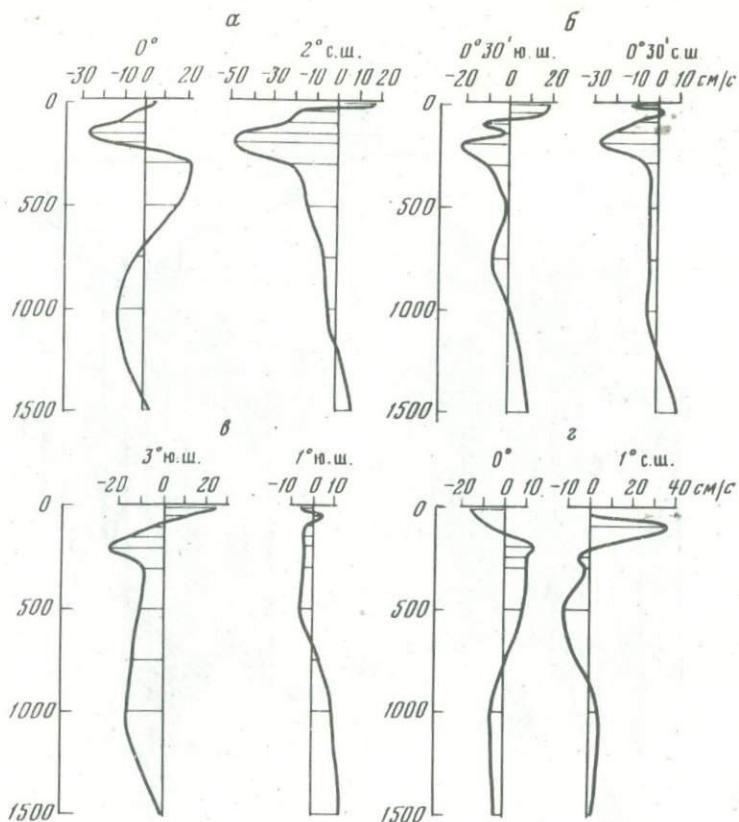


Рис. 2. Примеры конвергенции и дивергенции меридиональных потоков, обусловливающих формирование локальных ядер скорости и областей пониженной скорости

Разрезы: а – по $54^{\circ}30'$ в.д., б – по $64^{\circ}30'$ в.д., в – по 75° в.д., г – по 85° в.д.

так как области конвергенции, являющиеся необходимым условием их существования, имеют на каждом разрезе свои специфические особенности и обычно отличаются расположением по широте и глубине. Учитывая сказанное, а также слишком редкое расположение разрезов (через 600 миль по экватору), существующие вне экватора ядра трудно идентифицировать и объединить в единую зональную систему для всего океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Корт В.Г. 1974. 55-й рейс нис "Витязь" и его основные научные результаты. – "Океанология", т. XIV, № 5.
 Корт В.Г., Нейман В.Г., Титов В.Б. 1975. Экваториальные течения Индийского океана в период зимнего муссона. – "ДАН СССР", т. 220, № 6.

О МЕАНДРИРОВАНИИ ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Вследствие смены знака силы Кориолиса при переходе через экватор ее горизонтальные составляющие при движении на восток направлены к экватору. По этой причине все потоки восточного направления в узкой экваториальной области должны концентрироваться (конвергировать) вблизи экватора, а ядро скорости обязано находиться точно на экваторе. Однако по данным натурных измерений экваториальных подповерхностных течений, в частности течения Тареева в Индийском океане, неоднократно отмечался факт миграции стрежней этих потоков относительно географического экватора до $1-2^{\circ}$ северной или южной широты (Swallow, 1964; Knauss; Taft, 1964). При этом вектор течения часто был направлен не строго на восток, а под некоторым углом к экватору, т.е. имел меридиональную составляющую, часто небольшую, но в некоторых случаях довольно значительную. При объяснении этих экспериментальных фактов было высказано предположение о меандрировании экваториальных течений, хотя природа меандрирования оставалась неясной.

Недавно теоретическим путем была показана возможность существования в экваториальной зоне океана меандров инерционного происхождения и дана приближенная количественная оценка их параметров (Монин, 1972). Так, при скорости течения, равной 1 м/с, период меандров должен составлять примерно 15 сут, а их длина — около 1200 км.

Такое объяснение существования меандров кажется вполне достоверным. В самом деле, экваториальный поток восточного направления, отклоненный от экватора воздействием какой-либо внешней вынуждающей силы, например возмущением в поле ветра или атмосферного давления, после прекращения ее действия под влиянием силы Кориолиса вновь устремится к экватору. По инерции поток может пересечь экватор, но, оказавшись в другом полушарии, где сила Кориолиса имеет противоположный знак, под ее влиянием снова повернет к экватору. Эти свободные инерционные колебания потока восточного направления относительно экватора будут происходить с уменьшением амплитуды до полного затухания, после чего течение примет строго зональное направление, если не последует новый внешний импульс.

Если меандрирование действительно имеет инерционную природу, то оно должно обладать всеми свойствами инерционных течений, наблюдавшихся в более высоких широтах океана, в том числе и перемежаемостью во времени. Это значит, что меандры могут возникать и затухать, т.е. существуют не постоянно, а эпизодически и потому не всегда могут быть обнаружены измерениями. По-видимому, известные экспериментальные факты о миграции основного ядра скорости экваториальных подповерхностных течений (течения Ломоносова, Кромвелла и Тареева) и наличие меридиональной компоненты, периодически меняющей свой знак, можно считать одним из доказательств существования меандров инерционного происхождения.

К сожалению, большинство измерений экваториальных течений в Индийском океане, выполненных к настоящему времени, слишком кратковременно (1–3 сут), чтобы проследить прохождение меандров и оценить их параметры. Единственное исключение — весьма обстоятельные измерения течений, проведенные в январе–марте 1974 г. экспедицией Института океанологии АН СССР (55-й рейс нис "Ви-

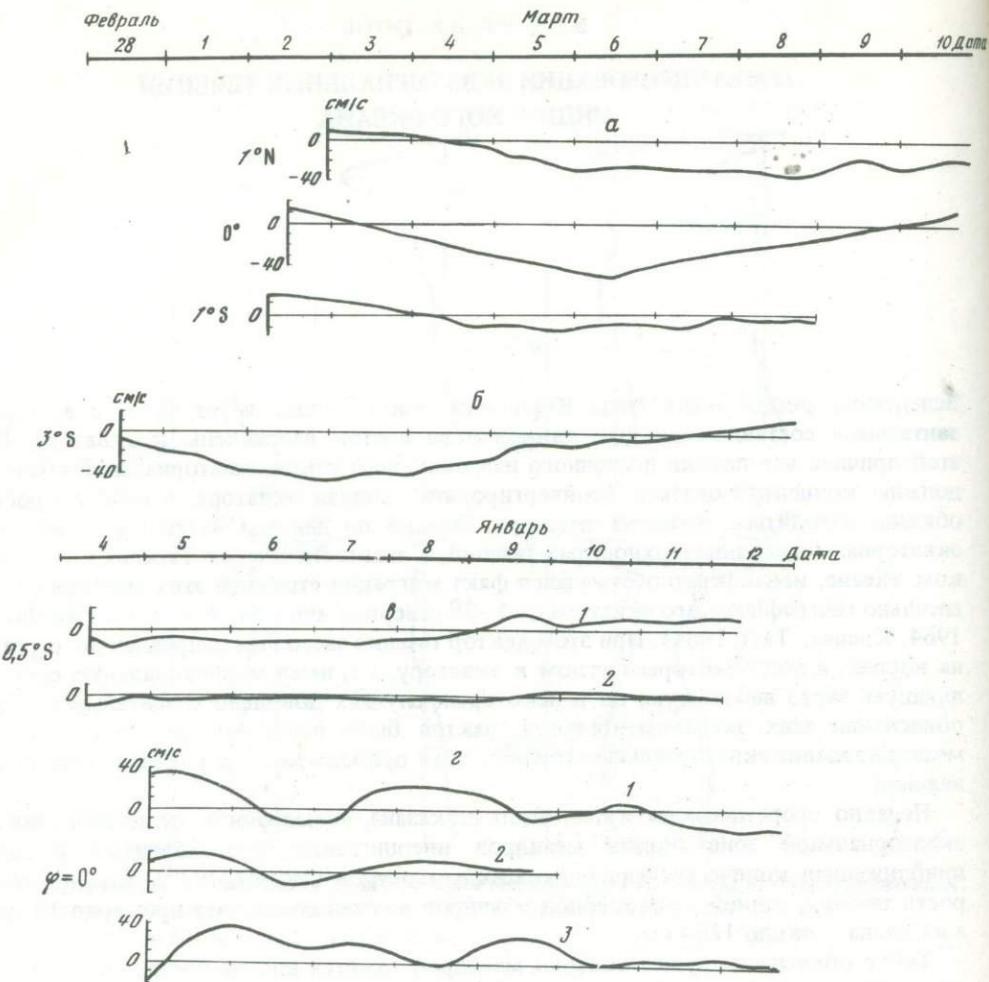


Рис. 1. Временная изменчивость меридиональной компоненты вектора скорости в экваториальных потоках восточного направления

α – течение Тареева [разрез по $54^{\circ}30'$ в.д., горизонт 100 м]; β – Экваториальное противотечение [разрез по $54^{\circ}30'$ в.д., горизонт 15 м]; γ – глубинное течение [разрез по 75° в.д., горизонты 2000 (1) и 3000 (2) м]; δ – кратковременные колебания течения Тареева на экваторе [разрез по 75° в.д., горизонты 200 (1), 250 (2) и 300 (3) м]

тязь") на четырех меридиональных разрезах (по $54^{\circ}30'$; $64^{\circ}30'$; 75 и 85° в.д.) в широтной полосе от экватора до $3\text{--}5^{\circ}$ северной и южной широты (Корт, 1974). Продолжительность измерений на каждом разрезе составляла 8–9 сут с дискретностью 15 мин. Анализ данных позволил выявить временную изменчивость экваториальных течений порядка нескольких суток (Корт, Нейман, Титов, 1975), что можно приписать меандрированию. Используя указанные материалы, попытаемся получить более убедительные данные о меандрировании течений, чем это было сделано по кратковременным наблюдениям.

Достаточно хорошим показателем меандрирования может служить временной ход меридиональной компоненты вектора скорости течения, периодически меняющей свой знак. На рис. 1 представлено несколько типичных графиков, показывающих изменение меридиональной составляющей вектора скорости в экваториальных потоках восточного направления за 8–9 сут. Характерные черты этих графиков – непрерывное изменение абсолютной величины меридиональной компоненты и периодическая смена знака, что указывает на волнобразный изгиб (меандрирование) потоков. Как видно из рисунка, меандрирование наблюдается и в стрежне

течения Тареева (рис. 1, а), и в Экваториальном противотечении (рис. 1, б), и в глубинном потоке на горизонтах 2000 м и 3000 м (рис. 1, в).

К сожалению, продолжительность измерений не охватывает полного цикла изменения меридиональной компоненты. Однако если судить по величине полупериода, равного примерно 6–7 сут, то целый период колебания соответственно должен быть равен 12–14 сут. Учитывая весьма приблизительный характер этих первых оценок, можно все же отметить вполне удовлетворительное соответствие их с теоретическим периодом меандра – 15 сут.

Длина меандров будут зависеть от скорости течения. Если в ядре течения Тареева принять среднюю скорость 60 см/с, а для Экваториального противотечения 120 см/с, то длины меандров в указанных течениях будут порядка 350–400 и 700–800 миль соответственно.

Нередко наблюдаются значительно меньшие периоды смены знака меридиональной компоненты (3–4 сут), чем указывалось выше, или довольно резкие изменения ее абсолютной величины без перемены знака. Пример таких колебаний, напоминающих биения при сложении волн разной длины, показан на рис. 1, г. Возможность существования биений кажется вполне реальной, так как необходимые условия для их образования здесь имеются. Во-первых, инерционный период свободных колебаний в узкой экваториальной зоне сильно меняется с широтой: от 138 ч на 5° до 686 ч на 10° (при вычислении по обычной упрощенной формуле). Во-вторых, скорость в поперечном сечении течения Тареева, представляющего сравнительно узкую ленту, как и других подповерхностных экваториальных течений (Ломоносова, Кромвелла), довольно быстро уменьшается в направлении от стружки к его боковым границам. Эти обстоятельства должны порождать тенденцию к формированию меандров все с меньшей и меньшей длиной по мере удаления от ядра потока, образующего основной меандр, к его кромкам. Периодически эти периферийные и значительно более слабые меандры разной длины должны складываться (при совпадении их фаз), проявляясь на фоне основного меандра в виде коротких волн. В противофазах слабые меандры взаимно уничтожаются и не оказывают влияния на закономерный ход основного меандра, чем и объясняется их эпизодичность. Таков возможный качественный механизм образования биений в меандрирующих экваториальных потоках восточного направления.

Анализ измерений показал, что примерно в 1/3 всех случаев меридиональная компонента вектора скорости либо оставалась в течение всего времени наблюдений практически неизменной по величине и знаку, либо была очень мала и равна нулю. Очевидно, подобные факты свидетельствуют об отсутствии меандрирования в период измерений.

Выше речь шла об инерционном меандрировании экваториальных потоков восточного направления. Однако, как показали данные 55-го рейса нис "Витязь", нечто подобное происходит и с экваториальными потоками западного направления. В этом можно убедиться из рис. 2, где показан временной ход той же меридиональной компоненты вектора скорости в Северо-Восточном муссонном течении западного направления. Но это подобие чисто внешнее, так как природа меандрирования западных потоков иная. В самом деле, под воздействием составляющих силы Кориолиса с противоположными знаками по обе стороны от экватора свободные (движущиеся по инерции) западные потоки должны расходиться (дивергировать) от экватора, образуя петлеобразные траектории. Волнообразные же меандры могут возникать лишь в результате изменения силы или частично направления муссона. Достаточно даже небольшого временного ослабления муссона, чтобы западные потоки под влиянием эффекта вращения Земли сразу же начали отклоняться от экватора. Последующее усиление муссона вновь возвратит потоки к зональному (западному) направлению или даже изменит знак меридиональной составляющей течения на противоположный (к экватору). Таким образом, для образования меандров в западных течениях необходимо сочетание свободных и вынужденных колебаний потоков. Следовательно, меандры западных экваториальных течений можно охарактеризовать как свободно-вынужденные колебания: отклонение их от экватора

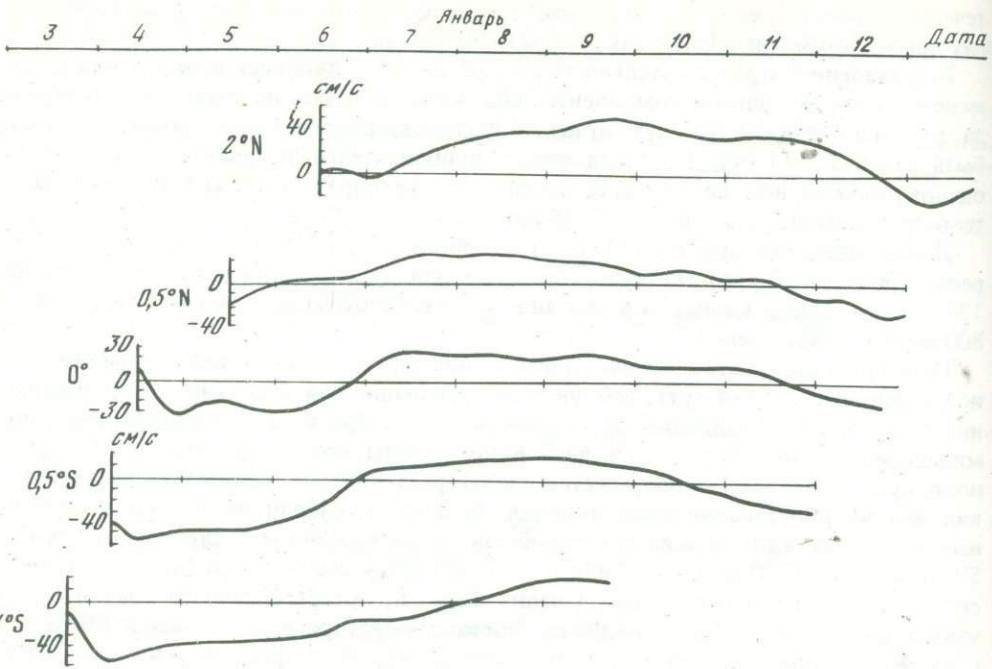


Рис. 2. Временная изменчивость меридиональной компоненты вектора скорости в экваториальном потоке западного направления (разрез по 85° в.д., горизонт 15 м)

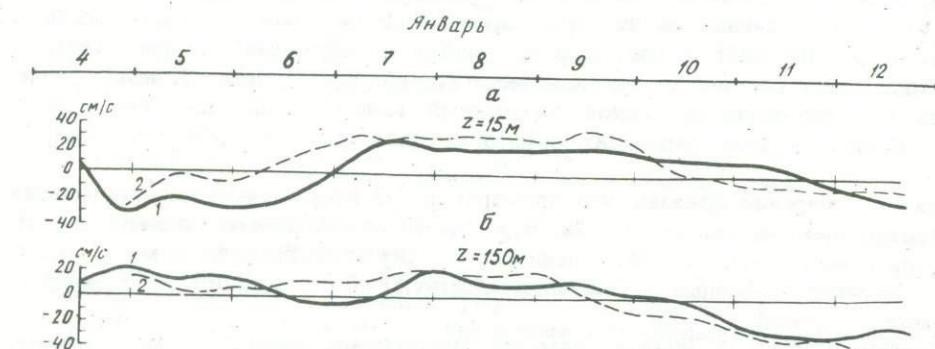


Рис. 3. Временной ход меридиональной компоненты вектора скорости в Северо-Восточном муссонном течении западного направления (а) и течении Тареева (б) по данным синхронных измерений в двух точках на экваторе

1 – измерения на 85° в.д., 2 – измерения на $85^{\circ}30'$ в.д. Северные составляющие меридиональной компоненты – положительные; южные – отрицательные

происходит по закону свободных (инерционных) колебаний, а поворот к экватору – под действием вынуждающей силы (муссона).

Данные синхронных измерений течений на двух буйковых станциях, установленных на экваторе с разносом по долготе через 30 миль, позволяют ориентировочно оценить фазовую скорость меандра. Временной интервал между наступлением одинаковых фаз меандр (смена знака меридиональной компоненты) в двух точках на указанном расстоянии, как видно из рис. 3, составляет в среднем $3/4$ сут. Следовательно, фазовая скорость меандр в данном случае составляет 40 миль/с. Если характерная длина меандр в течении Тареева, согласно сделанной выше оценке, составляет 400 миль, то время его полного прохождения через фиксированную точку пространства окажется равным 10 сут.

В заключение дадим рекомендации для экспериментального исследования меандров в экваториальной зоне. При изучении по методу Эйлера желательно выполнить синхронные измерения течений на экваторе в 5 точках, установив буйковые станции через 1/4 длины волны меандра (примерно через 100 миль), с продолжительностью измерений не менее одного периода меандра. При использовании метода Лангранжа необходимо прослеживать парашютный буек или поплавок нейтральной плавучести, запущенный на глубину ядра скорости изучаемого потока, с систематическим определением его местоположения не менее чем за один период меандра. В последнем случае исследовательское судно должно быть обязательно оснащено спутниковой навигационной аппаратурой.

ЛИТЕРАТУРА

- Корт В.Г. 1974. 55-й рейс нис "Витязь" и его основные научные результаты. — "Океанология", т. XIV, № 5.
- Корт В.Г., Нейман В.Г., Титов В.Б. 1975. Экваториальные течения Индийского океана в период зимнего муссона. — "ДАН СССР", т. 220, № 6.
- Монин А.С. 1972. Об инерционных движениях на вращающейся сфере. — "Изв. АН СССР. Сер. ФАО", т. VIII, № 10.
- Swallow J.C. 1964. Equatorial undercurrent in the western Indian ocean. — Nature, v. 204, N 4957.
- Knauss J.A., Taft B.A. 1964. Equatorial undercurrent of the Indian ocean. — Science, v. 143, N 3604.

О ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕЧЕНИЯ ТАРЕЕВА

В 1975 г. (Корт, Нейман, Титов, 1975) впервые появилось наименование "течение Тареева", присвоенное подповерхностному восточному потоку на экваторе в Индийском океане. По своему месту в вертикальной структуре квазизональных экваториальных течений, а также по некоторым динамическим характеристикам течение Тареева может быть отождествлено с известными подповерхностными противотечениями в двух других океанах. Наряду с этим подповерхностный восточный поток в Индийском океане должен, по-видимому, иметь и какие-то свои особенности, поскольку атмосферная циркуляция в экваториальной зоне Индийского океана отличается от ветрового режима в Тихом и Атлантическом океанах.

В данной работе рассматриваются результаты инструментальных измерений течения Тареева в период северо-восточного муссона (в 55-м рейсе нис "Витязь") и исследуется его пространственно-временная изменчивость. Результаты показали, что зимой северного полушария в верхнем относительно тонком слое непосредственно на экваторе и вблизи него четко выражено Северо-Восточное муссонное течение западного направления, под которым расположено течение Тареева.

Измерения показали, что на 85° в.д. течение Тареева выражено слабо. Ядро течения располагалось между 1° ю.ш. и $0^{\circ}30'$ с.ш. на глубине 200–300 м; среднесуточные скорости в ядре не превышали 30 см/с.

На 75° в.д. течение Тареева заметно более развито. В среднем оно располагалось между 2° ю.ш. и 2° с.ш. на той же глубине, что и на 85° в.д. Среднесуточные скорости в ядре были выше, чем на 85° в.д., и достигали 40 см/с.

На $64^{\circ}30'$ в.д. это течение обнаруживалось ближе к поверхности и было более локализовано в общем восточном потоке. Среднесуточные скорости в ядре достигали 65 см/с. Стрежень течения Тареева на этом меридиане был явно асимметричен относительно экватора: его южная и северная границы были расположены соответственно на 1° ю.ш. и 2° с.ш.

На $54^{\circ}30'$ в.д. течение Тареева, так же как на $64^{\circ}30'$ в.д., обнаруживалось близко к поверхности. Ядро течения располагалось на глубине 100–150 м¹. Скорости течения в ядре не превышали 35 см/с.

Даже столь краткие сведения о течении Тареева в период зимнего муссона 1974 г. позволяют отметить его заметную изменчивость вдоль экватора. Эти изменения выражены в вертикальных смещениях оси течения, в различиях положения ядра течения относительно экватора. Названные особенности – результат пространственно-временной изменчивости системы экваториальных течений в целом и течения Тареева, в частности.

Остановимся, подробнее на анализе временной изменчивости течения. На рис. 1 приведены прогрессивные векторные диаграммы среднесуточных течений для полигона II (75° в.д.). На рисунках видно, что выше горизонта 150 м (рис. 1, а, б) преобладает Северо-Восточное муссонное течение западного направления. На горизонте 200 м (рис. 1, б) на экваторе наблюдаются относительно слабые, неустойчивые течения. Этот горизонт, по-видимому, переходный между Северо-Восточным

¹ Более подробные сведения о течении Тареева приведены в статье В.И. Бышева, В.Г. Корта, И.Г. Усыченко "Вероятностная структура течения экваториального района Индийского океана" в наст. сб.

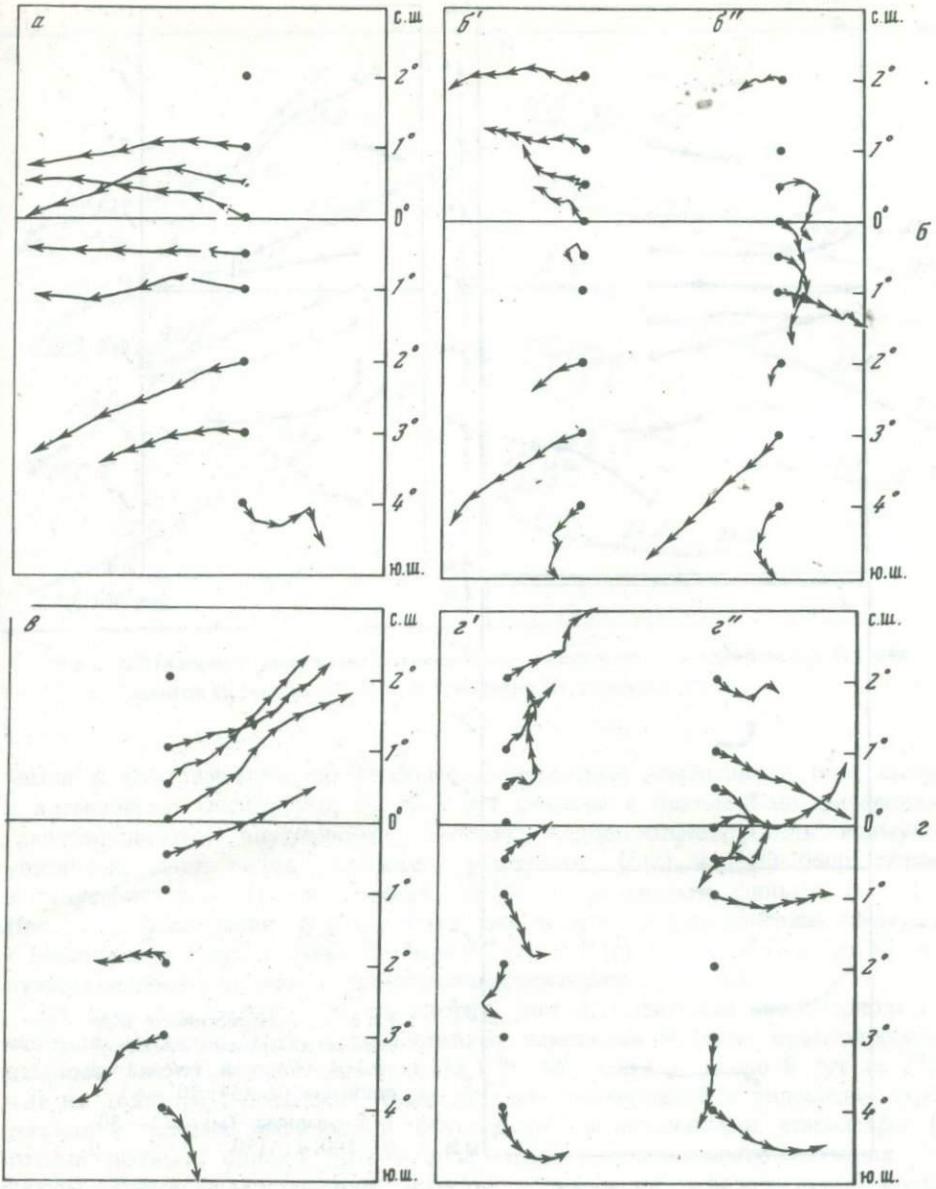


Рис. 1. Прогрессивные векторные диаграммы среднесуточной скорости течений на полигоне II (75° в. д.)

Горизонты (м) : а – 100, б – 150 (б') и 200 (б''), в – 300, г – 500 (г') и 750 (г'')

муссонным течением западного направления и течением Тареева, которое хорошо развито глубже, на горизонте 300 м (рис. 1, в), где векторы скорости ориентированы на восток-северо-восток. На горизонте 500 м (рис. 1, г) вновь наблюдаются слабые неустойчивые течения. Таким образом, ядро течения Тареева в районе полигона II расположено на глубине около 300 м, а результирующий поток направлен на восток-северо-восток.

На рис. 2 приведены прогрессивные векторные диаграммы среднесуточных течений для полигона III ($64^{\circ}30'$ в.д.). Здесь Северо-Восточное муссонное течение западного направления проникает лишь немножко глубже 50 м (рис. 2, а) а на глубине 100 м (рис. 2, б) уже видно хорошо выраженное течение Тареева с генеральным направлением скорости на восток-юго-восток. На глубине 150 м (рис. 2, в)

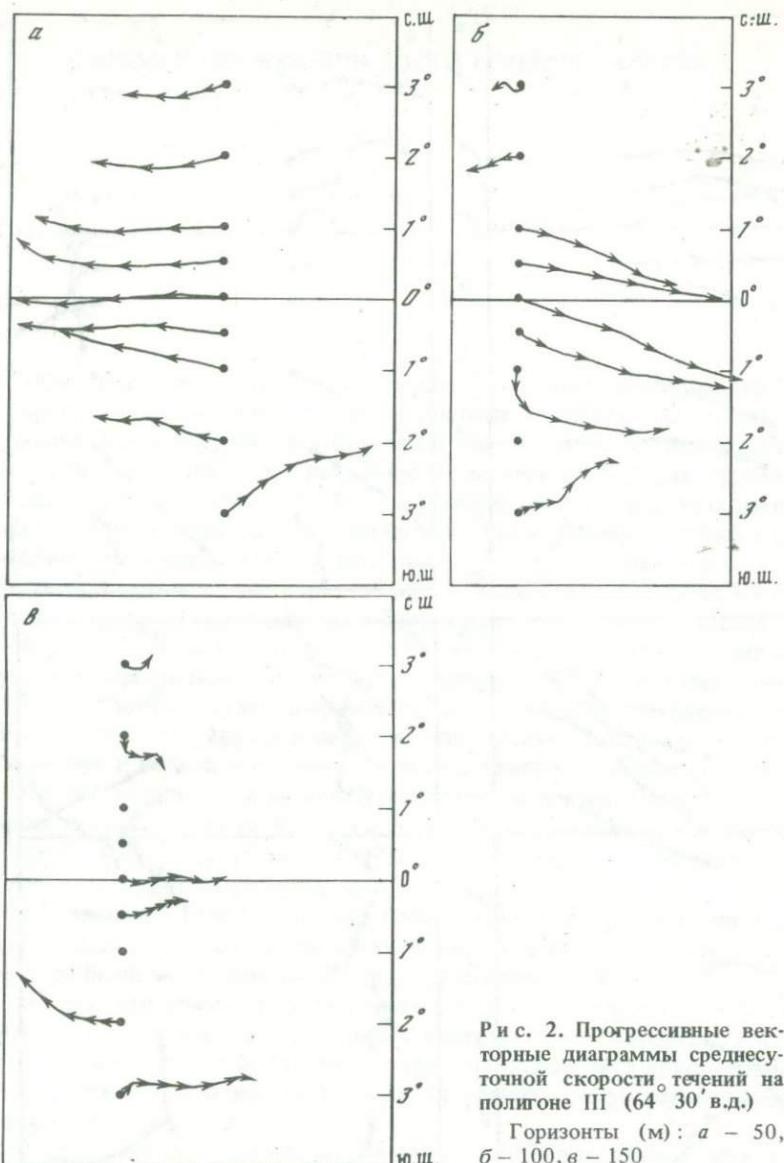


Рис. 2. Прогрессивные векторные диаграммы среднесуточной скорости течений на полигоне III ($64^{\circ}30'$ в.д.)

Горизонты (м): $\alpha - 50$, $\beta - 100$, $\gamma - 150$

подповерхностное течение на экваторе заметно ослабевает. Другими словами, на полигоне III ядро течения Тареева было сконцентрировано в довольно тонком слое и имело небольшую южную компоненту скорости.

Суммируя описанные результаты, можно предположить, что различная ориентация генерального направления течения Тареева (на полигоне II на восток-северо-восток, на полигоне III на восток-юго-восток) – следствие его меандрирования. На полигоне II измерения совпали по фазе, когда течение Тареева смещалось к северу, а во время работ на полигоне III течение Тареева смещалось к югу. Как видно из наблюдений (см. рис. 1, γ ; 2, β), это течение, занимающее по широте около 2° , синхронно, всем своим потоком, по-видимому, периодически смещается либо к югу, либо к северу.

Более подробные прогрессивные векторные диаграммы для основного потока течения Тареева представлены на рис. 3, α (полигон II) и 3, β (полигон III, $64^{\circ}30'$ в.д.). Скажем несколько слов о методике расчета средних скоростей, послуживших основой для построения прогрессивных векторных диаграмм. Поскольку на экваторе и вблизи от него период инерционных колебаний стре-

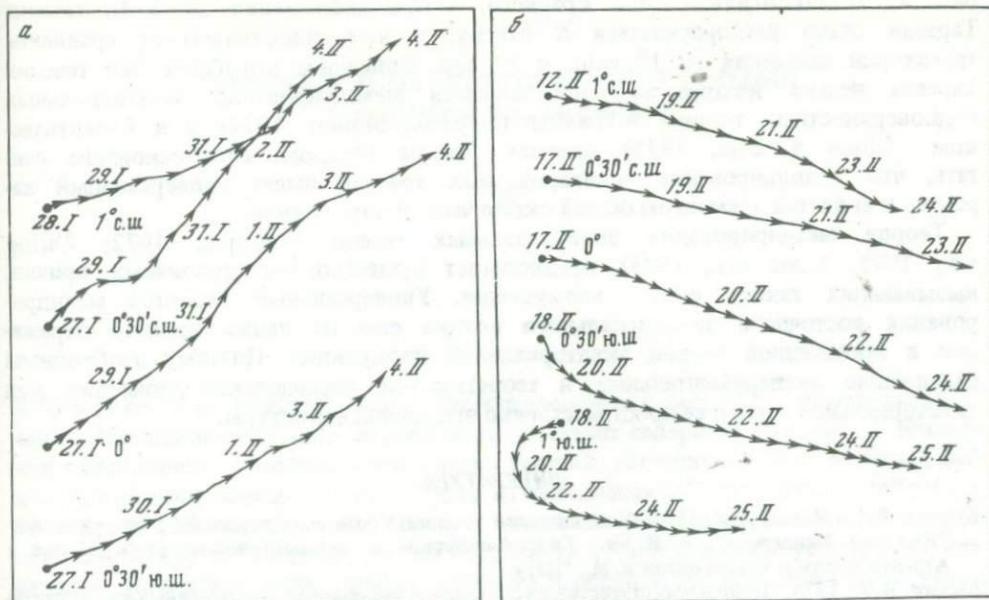


Рис. 3. Векторные диаграммы сглаженной скорости течений в ядре течения Тареева

a – полигон II, горизонт 300 м; *б* – полигон III, горизонт 100 м

мится к бесконечности, то наиболее значительные изменения в поле скорости с временными масштабами $T_n \leq 1$ сут связаны с приливными движениями и гравитационными внутренними волнами. Чтобы отфильтровать возмущения указанных выше видов, компоненты скорости $U(t)$ и $V(t)$ были сглажены косинус-фильтром Тьюки (Бышев, 1974) с параметром фильтра $l = 1$ сут. Продукты фильтрации $U(t)$ и $V(t)$ уже практически не содержат возмущений с масштабами 1 сут и менее. Выборка $U(t)$ и $V(t)$ на сроки 0, 6, 12 и 18 ч послужила основой для построения указанных векторных диаграмм.

На рис. 3, *a* видно, что траектории частиц, испытывая долгопериодные изменения (многих недель), претерпевают изменения и более кратковременные, например около 4 сут (с 27.I по 31.I на 30° с.ш.) и около 8 сут (с 27.I по 4.II на экваторе). Возможно, существование возмущений в положении стрежня течения с такими масштабами обусловлено возмущениями атмосферы (восточные волны), однако этот вопрос требует специального изучения. Но в любом случае первостепенное значение в динамике экваториальной циркуляции имеют долгопериодные изменения подповерхностных течений как по масштабам явления (большая энергия колебаний, значительные изменения в положении относительно экватора оси течения), так и по тому месту, которое они занимают в общей океанической циркуляции (Монин, 1972).

Рассматривая рис. 3, *a*, *б*, можно отметить, что каждая из фаз изменения течения Тареева составляла, по крайней мере, не меньше недели (в первом случае – 8, во втором – 7 сут), и, следовательно, полный цикл не менее 2 нед.

Особый интерес представляют две прогрессивные векторные диаграммы, показывающие траектории частиц на $0^{\circ}30'$ ю.ш. и 1° ю.ш. Как видно на рис. 3, *б*, 18.II течение Тареева отсутствовало и на $0^{\circ}30'$ ю.ш. и на 1° ю.ш. На южной точке в это время имело место даже течение обратного знака. Но уже 19–20.II течение Тареева, смешавшись к югу, пересекало $0^{\circ}30'$ ю.ш. своей южной периферией, и в последующие сутки здесь наблюдалось увеличение скоростей, свидетельствовавшее о приближении оси течения. Судя по экстремальным скоростям, его стрежень находился строго на экваторе с 20 по 22.II и затем примерно за 2 сут сместился к 1° ю.ш., что легко можно увидеть на

рис. 3, б. Достигнув своего крайнего южного положения 24–25.II, течение Тареева стало разворачиваться к северу, о чем свидетельствует сравнение траекторий движения на 1° ю.ш. и 1° с.ш. Описанное колебание оси течения Тареева весьма похоже на наблюдавшееся меандрирование экваториальных подповерхностных течений в Тихом (Бурков, Монин, 1974) и в Атлантическом (Düing a. oth., 1975) океанах. Таким образом, есть основание считать, что меандрирование экваториальных течений имеет универсальный характер и является элементом общей океанической циркуляции.

Теория меандрирования экваториальных течений (Монин, 1972; Düing e.a., 1975, Moor e.a., 1975) предполагает существование различных причин, вызывающих такого рода возмущения. Универсальный характер меандрирования восточного экваториального потока еще не нашел полного отражения в законченной теории экваториальной циркуляции. Поэтому необходимы дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования динамики вод экваториальной зоны и ее пространственно-временной структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков В.А., Монин А.С. 1974. Исследование течения Кромвелла и данные 5-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". – В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., "Наука".
Бышев В.И. 1974. Программа статистического анализа наблюдений, выполненных на Атлантическом гидрофизическем полигоне. – В кн.: Атлантический гидрофизический полигон-70. М., "Наука".
Корт В.Г., Нейман В.Г., Титов В.Б. 1975. Экваториальные течения Индийского океана в период зимнего муссона. – ДАН СССР, т. 220, № 6.
Монин А.С. 1972. Об инерционных движениях на вращающейся сфере. – "Изв. АН СССР", т. VIII, № 10.
Düing W., Hisard P., Katz E. e.a. 1975. Meanders and long waves in the equatorial Atlantic. – Nature, v. 257, N 5524.
Moor D.W., Philander S.G.H. 1975. Modelling of the equatorial oceanic circulation, Nova Univ. and Princeton Univ. Press.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ ТЕЧЕНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В 55-м рейсе нис "Витязь" проводились исследования системы экваториальных течений Индийского океана в период зимнего сезона северного полушария. Измерения выполнялись с помощью самописцев течений, установленных на якорных буйковых станциях, между 5° с.ш. и 5° ю.ш. на меридианах 85° , 75° , $65^{\circ}30'$ и $54^{\circ}30'$ в.д. Экспедиция работала в зимний период с начала января по март, когда в Индийском океане к северу от экватора обычно наблюдаются благоприятные условия для плавания — умеренные ветры, слабое волнение и ясное небо. Последнее очень важно для координирования работ экспедиции, основным методом которого в открытом океане были астрономические определения по наблюдению небесных светил.

За редким исключением, штурманский состав имел возможность произвести четыре астрономических определения в сутки: рано утром — по звездам, около 10 ч. утра — по Солнцу и Венере (последняя в течение рейса кульминировала до полудня), после полудня — по Солнцу, а вечером опять по звездам. Таким образом, промежутки времени между обсервациями днем не превышали 6 ч, а ночью — 12. В течение рейса штурманский состав судна систематически изучал поверхностные течения в районе постановки якорных буйковых станций, а также на переходах между полигонами и портами заходов.

Характеристики поверхностных течений измерялись двумя способами: первый и основной способ — по общему сносу судна в дрейфе относительно якорного буя, а второй — по невязкам между двумя обсервованными точками на переходах судна.

Суть первого способа заключается в следующем. Как известно, судно, не имеющее хода, перемещается по водной поверхности относительно Земли под действием ветра и поверхностного течения. Причем вектор общего сноса судна — сумма векторов ветрового дрейфа и сноса от течения. Чтобы вычислить вектор поверхностного течения, необходимо из вектора общего сноса судна вычесть вектор ветрового дрейфа.

Как правило, после постановки якорной буйковой станции судно в течение часа или более продолжительное время лежало в свободном дрейфе. Спустя 15—20 мин после постановки, когда буйковая станция принимала устойчивое положение, делалось первое измерение гирокомпасного пеленга на мачту буя и дистанции до него с помощью радиолокационной станции "Дон". Одновременно измерялись скорость и направление ветра, а также замечался курс судна по гирокомпасу. Через каждые 15 мин измерения повторялись, результаты прокладывались на планшете в крупном масштабе. Таким образом, получается общий снос судна относительно якорного буя.

Точность измерения дистанции до точечного предмета с помощью радиолокационной станции "Дон" на шкале 5 миль характеризуется погрешностью $\pm 1,5\%$, что на дистанции до буя в 3 мили дает ошибку ± 83 м или 0,05 мили. Ошибка в измерении пеленга оптическим пеленгатором при известной поправке гирокомпаса не превышает $\pm 1^{\circ}$. Расчеты показывают, что при течении в один узел погрешность в оценке скорости не превысит $\pm 0,1$ узла, а в направлении не более $\pm 5^{\circ}$.

Параметры векторов дрейфа рассчитываются по специальной таблице. В 12- и 13-м рейсах "Витязя" в 1952—1953 гг. в результате многочисленных специальных наблюдений гидрологов, метеорологов и штурманов на 110 океанологических станциях была составлена таблица дрейфа судна в зависимости от силы ветра,

выраженной в метрах в секунду, и гирокомпасного курса, на котором судно лежит в дрейфе. Такая же таблица составлена и для судна на ходу в зависимости от скорости хода, силы и курсового угла ветра.

Так как на судне переменных грузов, кроме топлива, нет (при расходовании воды освобождающиеся емкости заполняются балластом), то осадка судна в течении рейса меняется незначительно. Это практически не влияет на положение центра парусности судна, а следовательно, и на его дреф. Двадцатилетняя практика применения таблицы штурманами и гидрографами показала ее хорошую точность.

Методика определения параметров поверхностного течения вторым способом характеризуется следующим. Существует невязка в конце галса между счислимым и обсервованным местами — результат совместного воздействия на судно ветра, течения, неточного знания поправок лага и гирокомпаса. Если при счислении пути судна точно учесть ветровой дрейф, знать точные поправки лага и гирокомпаса, удерживать судно точно на заданном курсе, то невязка в конце галса была бы результатом только сноса от течения. Направлением течения было бы направление невязки от счислимого к обсервованному месту, а скорость течения в узлах равнялась бы величине невязки в милях, поделенной на время плавания в часах. При плавании на "Витязе" мы учитываем только ветровой дрейф, так что невязки между счислимым и обсервованным местами — результат воздействия на судно поверхностного течения, а также погрешностей в учете поправок лага и гирокомпаса.

Если принять среднюю квадратическую ошибку путевого угла от всех перечисленных условий равной $\pm 10^{\circ}$ (при хороших погодных условиях), а среднюю квадратическую ошибку пройденного расстояния $\pm 1\%$, то ошибка в счислимом месте будет характеризоваться радиусом окружности, рассчитанным по формуле

$$M_c = \frac{S_{\text{п}}}{600} \sqrt{100 m^2_{\text{п.у}} + 36 m^2_s},$$

где $m_{\text{п.у}}$ — средняя квадратическая ошибка путевого угла, град; m_s — средняя квадратическая ошибка пройденного расстояния, %; $S_{\text{п}}$ — пройденное по лагу расстояние, мили. Нетрудно подсчитать, что за 12 ч плавания между двумя обсервованными точками при скорости в 12 узлов счислимое место судна будет находиться в пределах окружности, проведенной радиусом в 3 мили. Это может повлечь ошибку в определении скорости течения $\pm 0,25$ узла, а в определении направления — до $\pm 15^{\circ}$. Конечно, имеется ошибка и в самом обсервованном месте. Но при учете отличных условий наблюдений, возможности подобрать светила в противоизумутах эта ошибка не превышает круга радиусом 1—2 мили, что существенно не меняет приведенных выше погрешностей: Параметры течений получаются средние за время плавания между обсервациями и относятся к средней точке.

Нами проведено сравнение характеристик поверхностных течений, определенных навигационным способом в дрейфе судна у буйковых станций со среднесуточными инструментальными данными, полученными на горизонте 15 м. Всего проанализировано 24 случая, результаты которых сведены в таблицу.

Характеристика поверхностных течений

Разности по направлению			Разности по скорости		
Диапазон разности, град	Число случаев	% от общего числа	Диапазон разности, узлы	Число случаев	% от общего числа
0—5	10	41,7	0,0—0,1	7	29,2
5—10	3	12,5	0,1—0,2	5	20,8
10—15	3	12,5	0,2—0,3	1	4,2
15—20	2	8,3	0,3—0,4	3	12,5
20—25	3	12,5	0,4—0,5	6	25,0
25—30	3	12,5	> 0,5	2	8,3

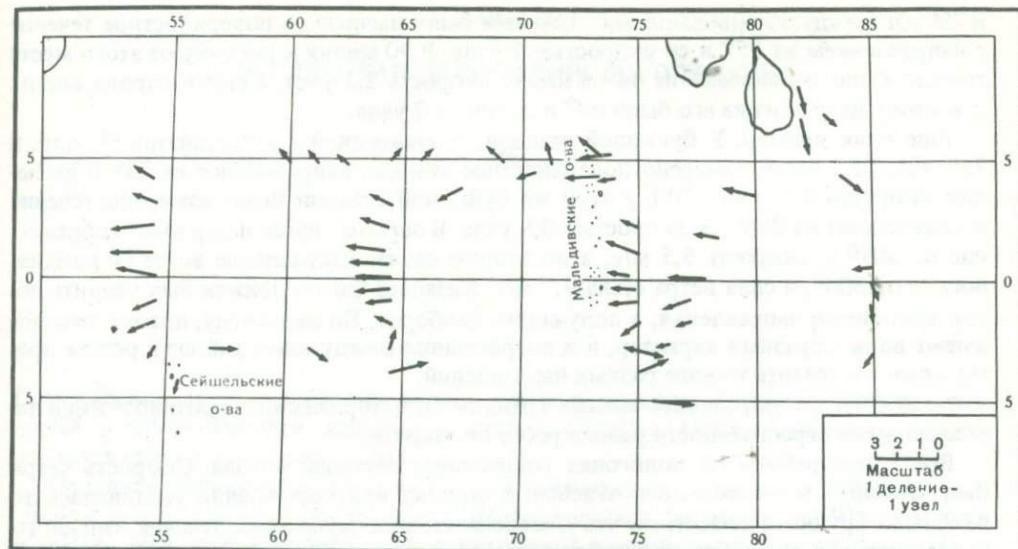


Схема поверхностных течений центральной части Индийского океана, определенных навигационным методом

Как видно из таблицы, в 54,2% случаев разница в направлении не превышает $\pm 10^\circ$ и в 50% случаев разница в определенной скорости течения не превышает $\pm 0,2$ узла. Все 100% случаев имеют разницу в скорости в пределах $\pm 0,5$ узла. Таким образом, сходимость данных можно считать вполне удовлетворительной.

Определенные обоими способами векторы поверхностных течений были сведены в таблицы и нанесены на карту, показанную на рисунке.

Работы на полигоне I по 85° в.д. проводились в период с 1 по 12.I 1974 г. Северо-Восточное муссонное течение западного направления на этом полигоне хорошо выражено в границах от экватора до 5° с.ш. и имеет скорости от 0,6 до 1,6 узла.

По данным наблюдений, обоими способами между 75° и 80° в.д. Северо-Восточное муссонное течение западного направления хорошо выражено в границах от $4^\circ 30'$ с.ш. до 3° ю.ш. По всей своей ширине оно имеет скорости более 1 узла. Максимальный поток со скоростью 1,75 узла наблюдался в районе 1° с.ш.

Наблюдения на двух западных полигонах по $54^\circ 30'$ и $64^\circ 30'$ в.д. показали, что к западу от гряды Мальдивских островов Северо-Восточное муссонное течение западного направления значительно усиливается, оставаясь в пределах границ от $4^\circ 30'$ с.ш. до 3° ю.ш. Поток шириной 120 миль от экватора до 2° с.ш. имеет скорости в 2 и более узла. Максимальный поток со скоростью до 2,5 узлов наблюдался в районе 1° с.ш., т.е. на самой середине Северо-Восточного муссонного течения западного направления.

Таким образом, Северо-Восточное муссонное течение западного направления имеет ширину от 300 миль на 85° в.д. до 450 миль на $75,64^\circ 30'$ и $54^\circ 30'$ в.д. Скорость его почти по всей ширине более одного узла, а максимальная скорость в районе 1° с.ш. может достигать 2,5 узлов. (По инструментальным данным – до 2,75 узла). Направление течения к северу от экватора, как правило, имеет северную составляющую и изменяется от 270 до 300° , а к югу от экватора имеет южную составляющую и изменяется от 270 до 230° .

К югу от 3° ю.ш. на всем протяжении работ от 85° до $54^\circ 30'$ в.д. прослеживается мощное Экваториальное противотечение. Скорости потока его весьма большие. Так, у буйковой станции, поставленной в координатах 5° ю.ш. и 75° в.д., измерено поверхностное течение направлением 93° и со скоростью 2,9 узла. У тела буя бурлил такой поток, как если бы он был поставлен на фарватере быстрой реки.

Скорость Экваториального противотечения примерно на одной широте изменяется мало, а направление – значительно. Во время поисковых работ в районе 5° ю.ш.

и 75° в.д. между обсервованными точками было вычислено поверхностное течение с направлением на 95° и со скоростью 2 узла. В 90 милях к востоку от этого места течение было направлено на 44° и имело скорость 2,3 узла, а еще в сорока милях к востоку направление его было 60° и скорость 2 узла.

Еще один пример. У буйковой станции, поставленной в координатах 30° ю.ш. и 75° в.д., 25.I было измерено поверхностное течение, направленное на 75° и имеющее скорость 1,5 узла. 30.I у этой же буйковой станции было измерено течение направлением на 290° со скоростью 0,5 узла. В первом случае ветер имел направление от 305° и скорость 5,5 м/с, а во втором случае направление ветра не изменилось — от 300° , а сила ветра стала 9,7 м/с. Казалось бы, он должен был усилить поток восточного направления, а получилось наоборот. По-видимому, потоки течений имеют волнобразный характер, и в пограничном между ними районе в разное время можно встретить течение разных направлений.

К сожалению, определить южные границы Экваториального противотечения не удалось из-за ограниченности района работ по широте.

Все 3 мес работы на полигонах сохранялась хорошая погода. Скорость ветра была около 5 м/с и только в отдельных случаях кратковременно усиливалась до 6—9 м/с. Трудно согласиться, что Северо-Восточное муссонное течение западного направления со скоростью в 2 и более узла — чисто дрейфовое течение. По-видимому, кроме действия северо-восточного муссона, оно вызвано и какими-то другими физическими условиями.

В заключение, несколько слов о течениях в проходах между атоллами Мальдивских островов. На подходах к северным атоллам с востока течение западного направления имеет скорость 0,6—0,9 узла. Встречая на своем пути барьерные рифы атоллов, оно как бы концентрируется и затем мощным потоком, как в воронку, входит в проливы. Иногда, складываясь с приливо-отливными течениями, оно может достигать большой скорости. В проходе Ваду у южного входа в лагуну атолла Мале мы встретили западное течение со скоростью 4 узла. По середине широкого прохода Кардива течение имеет скорость менее одного узла. Но у южного берега атолла Фадиффолу скорость его достигает 1,5 узла, сохранив направление на запад, а в узком проходе между атоллами Хорсборо и Южный Малосмадулу западное течение усиливается до 2,3—2,7 узла.

В проходе Полуторного градуса между атоллами Хаддуммати и Сувади, расположенным на максимуме Северо-Восточного муссонного течения западного направления, скорость течения, по-видимому, более 2 узлов. Сохраняя общее направление на запад, отдельные ветви течения направлялись в проходы между атоллами и могут иметь северо-западное или даже северное направление, юго-западное и даже южное. Чем уже проход между атоллами, тем скорость течения больше.

К ИССЛЕДОВАНИЮ СОМАЛИЙСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Сомалийское течение известно давно; его первое литературное описание содержится в работе Финдлея, изданной в 1866 г. (Findley, 1866), однако история его изучения сравнительно небольшая.

Основная информация об этом течении поступала из материалов наблюдений за сносом судов (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, 1959). И только в начале 60-х годов, в период Международной индоокеанской экспедиции, стали проводиться исследования на современном уровне в западной части Индийского океана, в частности в районе Сомалийского течения. В 1962 г. довольно подробную гидрологическую съемку сделало французское научно-исследовательское судно "Командант Роберт Жиро" (Commandant Robert Giraud, 1963). В 1964 г. в районе Сомалийского течения были два экспедиционных судна: "Арго" (Калифорнийский университет США), которое провело океанографическую съемку, и "Дискавери" (Британский национальный институт океанографии), выполнившее прямые инструментальные измерения течений с дрейфующего судна. Один самописец течения был постоянно установлен на глубине 10 м, а другой находился в режиме зондирования с остановкой на каждом горизонте на 1–2 мин. В работе Сваллю и Брюса (Swallow and Bruce, 1966) описывается методика и даны результаты этих измерений. В этой же экспедиции для рекогносцировочных исследований использовался электромагнитный измеритель течения.

В работе Леетмаа (Leetmaa, 1973), основанной на материалах электромагнитных измерений течения, выполненных в 1871 г. в районе 2° ю.ш., и материалах наблюдений 175 судов, в разное время наблюдавших за погодой в районе от 15° с.ш. до 15° ю.ш. и от 40 до 80° в.д., делается вывод о том, что Сомалийское течение существует уже на 2° с.ш. и что оно начинает развиваться примерно за месяц до установления юго-западного муссона над северной частью Индийского океана под действием постоянных ветров, начинаяющих дуть с юга в середине марта. Однако отмечались случаи, когда течение снова приобретало южную составляющую.

Кроме экспедиционных исследований, некоторую информацию о Сомалийском течении и районе, его окружающем, можно получить из данных наблюдений температуры поверхности воды с искусственных спутников Земли типа "Нимбус". Начальная стадия развития течения в районе к югу от о-ва Сокотра и к востоку от сомалийского побережья, полученная из сопоставления во времени юго-западной компоненты скорости ветра и горизонтального градиента температуры, в 1966 г. определялась в период между 20. V и 2. VI, а в 1970 г. – между 20. V и 30. VI. К сожалению, планомерных исследований Сомалийского течения до настоящего времени не было.

Нам представляется, что можно получить некоторую дополнительную информацию об этом течении, используя ранее проведенные исследования, в частности материалы гидрологической съемки французского научно-исследовательского судна "Командант Роберт Жиро". Это была, пожалуй, наиболее подробная съемка, целиком укладывающаяся в рамки юго-западного муссона. Нами взята часть этой съемки, расположенной между 7° с.ш. и 12° ю.ш. и ограниченной с востока 55° в.д., что по времени составило период с 24. V по 21. IX 1962 г. Большинство гидрологических станций съемки выполнялось до дна. Для динамических расче-

тов за "нулевую" поверхность была выбрана поверхность 1500 дбар. Выбор был обусловлен рельефом дна (часто встречались глубины порядка 1500 м). Кроме того, здесь сравнительно мало изменялся вертикальный градиент плотности.

Гидрологические станции, выполненные до глубин менее 1000 м, в обработку не включались, а станции, выполненные до глубин 1000 м (1% всех станций) и более, предварительно экстраполировались по линейному закону. По полученным таким образом материалам был сделан динамический расчет по методике, описанной Н.Н. Зубовым и О.И. Мамаевым (1956). С тем, чтобы избежать, по возможности, ошибок, связанных с производством гидрологической съемки, и избежать влияния составляющих, связанных с негеострофическими процессами, было произведено слаживание динамических высот в горизонтальной плоскости по ранее применяемой методике (Грачев, Кошляков и др., 1974). Поскольку съемка главным образом выполнялась вдоль широт, применялась формула

$$\bar{D}_i = 0,25D_{i+1} + 0,5D_i + 0,25D_{i-1},$$

где D — динамическая высота; i — порядковый номер станции. Значения динамических высот в угловых точках не слаживались. В результате были получены динамические карты для свободной поверхности для 100 и 300 дбар поверхностей (рисунок).

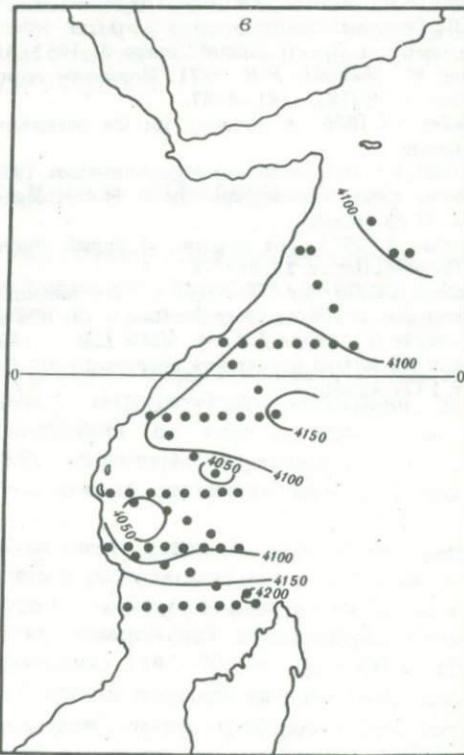
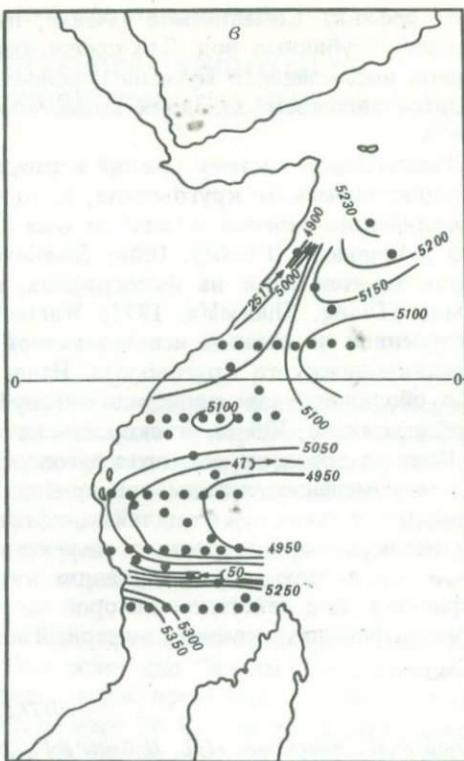
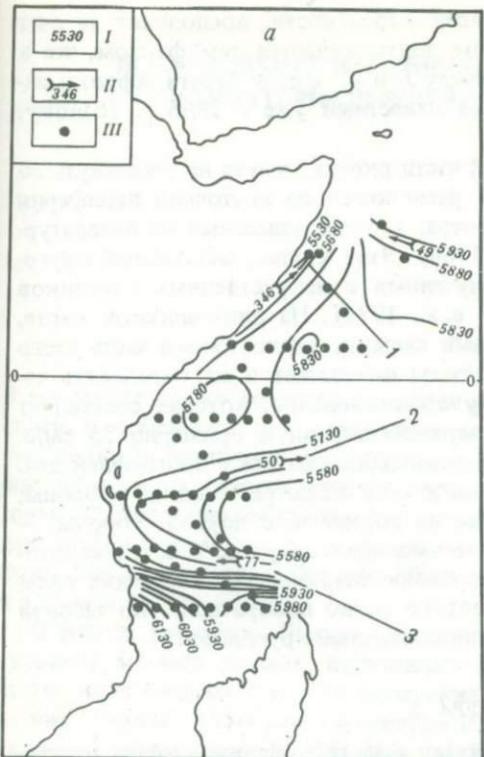
Сомалийское течение (рисунок) узкой лентой проходит вдоль побережья Сомали. Оно прослеживается, начиная примерно со 2° с.ш. до $8-9^{\circ}$ с.ш., где течение поворачивает на восток, сохраняя высокую скорость (порядка 4–5 узлов). В районе 7° с.ш. течение достигает максимальных скоростей. Заметим, что в 1964 г. (Swallow and Bruce, 1966) здесь измерялись скорости, превышающие 6 узлов. Стрежень Сомалийского течения прижат близко к берегу и по ширине составляет всего около 20 миль в районе 7° с.ш. Именно здесь в ядре течения наблюдаются максимальные скорости. Глубина проникновения Сомалийского течения составляет примерно 200 м; глубже оно практически исчезает. Основной поток проходит в слое 0–100 м. Вертикальный градиент скорости составляет здесь около $0,9 \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{м})$; в слое 100–200 м — около $2,5 \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{м})$, что является показателем быстрого затухания течения.

Нерешенную задачу представляет вопрос об основных источниках вод Сомалийского течения. Интересно было оценить расходы вод Юго-Западного муссонного течения восточного направления, Пассатного и Сомалийского течений — основных океанических потоков в северо-западной части Индийского океана. Для Сомалийского течения при этих расчетах было выбрано сечение по 7° с.ш. Для Пассатного и Юго-Западного муссонного течений были выбраны сечения по 48° в.д. (рисунок, а).

Ширина поперечного сечения находилась на разрезах условно по расстоянию между 2 соседними точками, разность динамических высот между которыми была не менее 50 дин. см. Тем самым определялась ширина сечения на каждом горизонте ($0, 50, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500$ м). Соединив крайние точки, мы получили контур, представляющий поперечное сечение потока, для которого рассчитывался расход.

"Приходную" часть в балансе этой области Индийского океана составляют воды, приносимые Пассатным течением в район между 9 и 11° ю.ш. мощным потоком, проникающим до глубин порядка 500 м, имеющим скорость на поверхности до 1 узла, и водами, поступающими из Мозамбикского пролива. По нашим расчетам, основанным на результатах динамического метода, расход Пассатного течения равен $\sim 28 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, а расход вод, поступающих из Мозамбикского пролива, $\sim 4,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Таким образом, суммарный приток вод в район северо-восточного побережья Африки составляет $\sim 32,2 \text{ м}^3/\text{с}$.

"Расходная" часть слагается из вод Юго-Западного муссонного и Сомалийского течений. Юго-Западное муссонное течение, которое питается водами Пассатного течения, переносит в среднем $18,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, а расход Сомалийского течения приблизительно $\sim 18,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Суммарный поток этих двух течений равняется $36,5 \text{ м}^3/\text{с}$. Таким образом, существует дефицит расхода около $4,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.



Динамический рельеф изобарической поверхности

a - 0-1500 дбар; b - 100-1500 дбар;
 c - 300-1500 дбар

Течения: I – Сомалийское, 2 – Юго-западное муссонное течение восточного направления, 3 – Пассатное. I – условная динамическая высота, дин. мм; II – скорость течения, см/с; III – океанологические станции

Этот дефицит Сомалийское течение, по всей вероятности, восполняет за счет подъема глубинных вод. Это предположение подтверждается тем фактом, что в период юго-западного муссона в районе между 8 и 9° с.ш. у берега Африки находится апвеллинг холодной воды, хорошо известный уже с 1866 г. (Findley, 1866).

Рассматривая систему течений в западной части океана, нельзя не упомянуть об антициклоническом круговороте, который расположен на восточной периферии Сомалийского течения к югу от о-ва Сокотра, хорошо известный из литературных источников (Findley, 1866; Swallow, 1966). Этот крупномасштабный круговорот заметен даже на фотографиях, полученных с искусственных спутников Земли (Düing, Shekielda, 1971; Warnecke e. a., 1971). На динамической карте, построенной по данным использованной нами съемки, видна только часть этого антициклонического круговорота. Наши расчеты позволяют пока определить самые общие его характеристики — глубину проникновения, которая составляет приблизительно 300 м, и скорость на поверхности, равную примерно 25 см/с.

Причина образования этого круговорота может быть связана с орографией дна. Резкое изменение глубины при приближении к о-ву Сокотра, с одной стороны, приводит к повороту Сомалийского течения на восток и, с другой стороны, — к увеличению его скорости в результате уменьшения поперечного сечения потока. А это в свою очередь приводит к увеличению отклоняющего влияния силы Кориолиса, под действием которой часть потока резко поворачивает по часовой стрелке, формируя квазистационарный антициклональный круговорот.

ЛИТЕРАТУРА

- Грачев Ю.М., Кошликов М.Н., Нейман В.Г., Тарасенко В.М. 1974. Мезомасштабные геострофические течения на полигоне в тропической части Северной Атлантики. — В кн.: Атлантический гидрофизический полигон-70. М., "Наука".
- Зубов Н.Н., Мамаев О.И. 1956. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеоиздат.
- "Commandant Robert Giraud" cruise 4, 1962. 1963. — Cahiers oceanographiques, N 5, XV anll.
- Düing W., Shekielda R.H. 1971. Monsoonal response in the western Indian ocean. — J. Geophys. Res., v. 76 (18), 4181–4187.
- Findley A.J. 1866. A directory for the navigation of the Indian ocean. London, Richard Holmes Laurie.
- Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut. 1952.
- Indische ocean. Oceanographische en Meteorologische gegevens, 2nd Ed. Publ. 135, 1, 31 p. (text), 2, 24 pp. (charts).
- Leetmaa A. 1973. The response of Somali current at 2°S to the southwest monsoon of 1964. — Deep Sea Res., v. 13, 861–875.
- Swallow J.C., Bruce J.G. 1966. Current measurements of the Somali coast during the Southwest monsoon of 1964. — Deep Sea Res., v. 13, 876–888.
- Warnecke G., Allison L.J., Mc Millin L.M., Szekielda R.H. 1971. Remote sensing of ocean currents and sea surface temperature changes derived from the Nimbus II Satellite. — J. Phys. Oceanogr., v. 1 (1), 45–60.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В последнее время повысился интерес к изучению изменчивости гидрофизических полей, в особенности поля температуры в диапазоне частот внутренних гравитационных волн. Экспериментальное изучение флуктуаций температуры и расчет параметров внутренних гравитационных волн представляют исключительный интерес не только с точки зрения прикладной океанографии, но и для ряда теоретических задач. В Индийском океане измерения температуры автономными регистраторами были сделаны в 40-м рейсе нис "Витязь", в 7-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" и в 55-м рейсе нис "Витязь".

В работе (Морозов, Плахин, Шаповалов, 1976) приведены предварительные результаты анализа данных, полученных в 55-м рейсе нис "Витязь". В настоящей статье подробно исследуются измерения температуры, проведенные в экспедиции на нис "Витязь" (55-й рейс) с декабря 1973 г. по март 1974 г. с целью исследования экваториальной части Индийского океана от $54^{\circ}30'$ до 85° в.д., что позволило провести специализированные наблюдения над изменчивостью поля температуры и получить первые подробные сведения о характере температурных колебаний в слое 0–1000 м в этом районе. Расположение четырех гидрофизических полигонов в экваториальной зоне было следующим: полигон I – 85° в.д., полигон II – 75° в.д., полигон III – $64^{\circ}30'$ в.д., полигон IV – $54^{\circ}30'$ в.д.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА И ОБЪЕМ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Температура измерялась при помощи фототермографов, подвешенных на трос заякоренного буя. Данные о расположении приборов и сроках измерений приведены в табл. 1. Дискретность всех измерений равнялась 5 мин.

Исследования преследовали цель – изучить различные стороны процесса, а именно: пространственную и временную изменчивость температурных колебаний, зависимость корреляции температурных колебаний от горизонтального масштаба, вертикальную структуру колебаний, параметры внутренних волн и др. Для этого на разных полиграонах использовалась различная методика наблюдений.

На полигоне I наблюдения выполнялись на шести станциях, пять из которых были расставлены по меридиану с переменным расстоянием (от $0^{\circ}30'$ ю.ш. до 3° с.ш.). Одна станция (6838) была сдвинута по экватору к востоку на 30 миль. Это позволило образовать трехмерную сетку измерителей температуры, охватывающую глубины от слоя сезонного термоклина (145–205 м) до 1000 м. На каждом из остальных полигонов (II–IV) измерения делались на двух буйковых станциях, на одной из которых размещалось девять–десять приборов в слое толщиной 80–1000 м, другая же была отнесена на небольшое расстояние по экватору (2–3 мили). На второй станции приборы устанавливались только на двух–трех смежных горизонтах.

Таблица 1
Сведения о количестве измерений

Номер станции	Начало работы		Координаты		Горизонт, м	Продолжительность измерений, ч
	дата	время суток, ч-мин	широта	долгота		
Полигон I						
6836	3.I	12-00	$0^{\circ}30'07''\text{ю.}$	$84^{\circ}57'03''\text{в.}$	145	225
					200	173
					1000	225
6837	3.I	22-00	0 05 00 с.	84 57 08 в.	145	221
					200	116
					1000	96
6838	4.I	12-00	0 06 07 с.	85 25 05 в.	145	213
					200	133
					1000	213
6839	4.I	20-00	0 32 08 с.	84 57 05 в.	145	211
					1000	115
6842	5.I	22-00	2 05 00 с.	84 55 05 в.	145	91
6844	6.I	10-00	3 07 00 с.	84 55 09 в.	145	194
Полигон II						
6892	26.I	22-00	0 02 09 с.	75 01 01 в.	200	94
					50	208
6893	27.I	00-00	0 01 05 с.	74 58 03 в.	105	208
					115	208
					165	208
					600	208
					800	208
					1000	208
Полигон III						
6930	17. II	00-00	0 01 01 с.	64 36 06 в.	155	191
					205	156
6931	17. II	03-00	0 00 09 ю.	64 31 09 в.	100	185
					155	185
					205	185
					250	17
					300	185
					400	74
					600	31
					800	185
					1000	185
Полигон IV						
6966	1. III	22-00	0 04 07 с.	54 28 08 в.	155	146
					305	24
6967	2. III	02-00	0 03 02 с.	54 26 02 в.	80	132
					105	132
					130	132
					155	132
					180	132
					205	132
					305	132
					700	132
					1000	132

ФОНОВЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Основные сведения о средних гидрологических условиях в экваториальной части Индийского океана приводятся в Океанографическом атласе Международной Индоокеанской экспедиции (Wyrtki, 1971). Выполненный в экспедиции значительный объем инструментальных наблюдений подтвердил в основном известную ранее вертикальную плотностную структуру и границы залегания водных масс. Для всего района наблюдений характерна трехслойная термическая структура с верхним квазиоднородным слоем, сезонным термоклином и слоем монотонного падения температуры с глубиной. Разделение квазиоднородного слоя и слоя сезонного термоклина обычно не вызывало затруднений, особенно в восточной части океана, где сезонный термоклин выражен очень отчетливо. Квазиоднородность слоя определялась из условия $\frac{dT}{dz} \leq 0,01^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Вертикальная структура солености имела более сложный характер с чередованием нескольких максимумов на глубинах 200–250 и 500–800 м и промежуточным минимумом антарктического происхождения (около 700 м). Для представления о плотностной стратификации района исследований на

Рис. 1. Вертикальный профиль частоты Вайсяля-Брента в районе полигона I

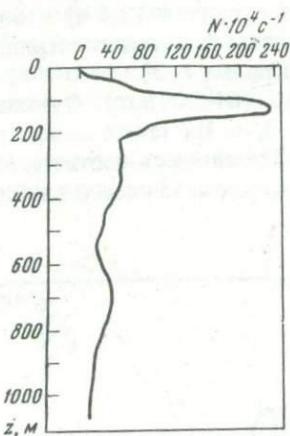


рис. 1 приводится график распределения частоты Вайсяля-Брента с глубиной. Динамика экваториального района была впервые уточнена подробными инструментальными съемками, выполненными в этой экспедиции. Система течений характеризуется сильными потоками западного направления на поверхности (до глубин 100–150 м) и интегральным восточным переносом в глубинных слоях с несколькими ядрами повышенных скоростей (до 40–70 см/с). Подповерхностный восточный перенос, выраженный в период западного муссона, по существу, аналог известных экваториальных глубинных противотечений. Важно отметить, что слой смены направления течений совпадает, как правило, по глубине с сезонным термоклином.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ

Для обработки и анализа значительных по объему массивов обычно используются статистические методы, позволяющие путем расчета одномерных и многомерных характеристик квазистационарных случайных процессов оценить распределение энергии возмущений по частотам и получить представление о степени корреляции отдельных колебаний.

Полученный массив данных (около 10^5) измерений был подвергнут статистической обработке по алгоритмам, взятым из работы (Бышев, 1974). Для удаления низкочастотных составляющих использовался высокочастотный косинус-фильтр Тьюки (Бышев, 1974). Максимальный сдвиг корреляционной функции составлял 1/10 длины ряда, что обеспечивало 20 степеней свободы. Расчет основных параметров внутренних гравитационных волн делался по методике фазовых соотношений (Бышев, Иванов, Морозов, 1971; Сабинин, Шулепов, 1970).

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФУНКЦИЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ

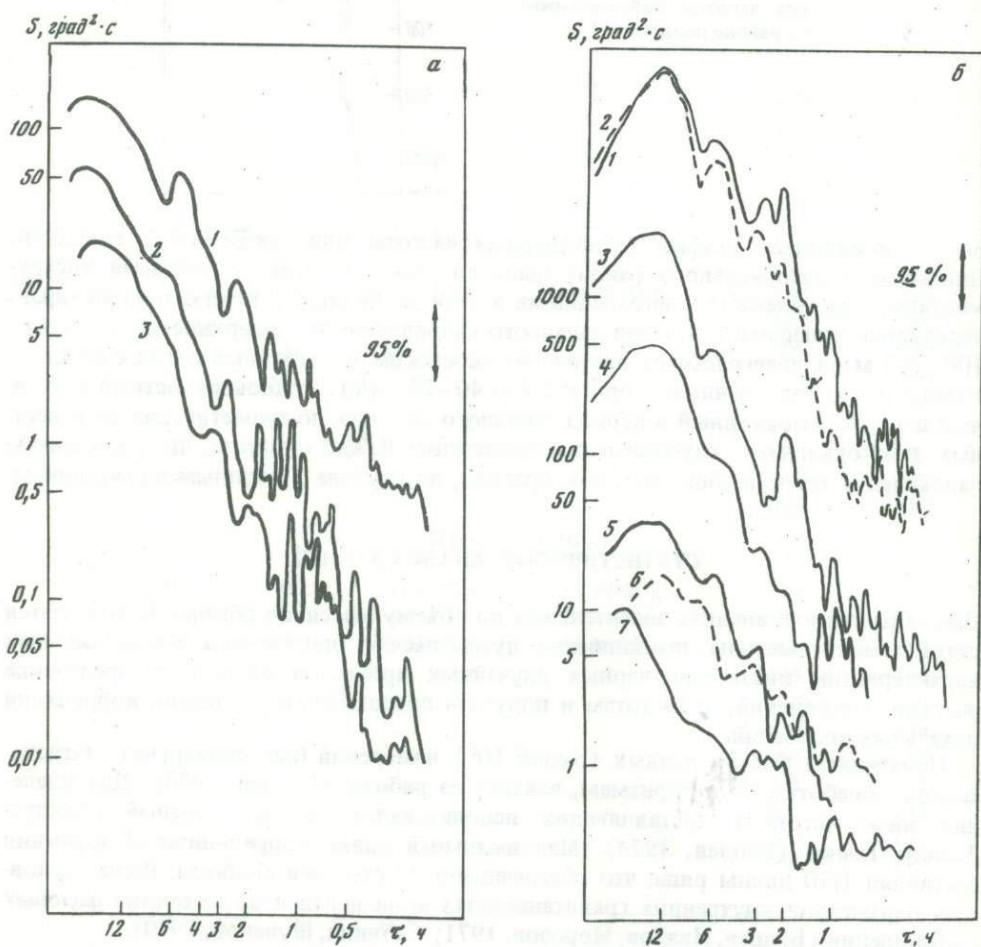
Полигон I (85° в.д.). На рис. 2, а приводятся функции спектральной плотности, рассчитанные для горизонтов 145 (1), 200 (2), 1000 (3) м. Два верхние горизонта попадают в слой сезонного термоклина, поэтому уровень спектральной плотности примерно на порядок превышает соответствующие по периодам всплески на спектральных плотностях для горизонта 1000 м. Характерны для всех горизонтов присутствие максимума функций на периоде полусуточного прилива и значительное возмущение на коротких периодах в диапазоне 1–2,5 ч.

Полигон II (75° в. д.). Функции спектральной плотности рассчитаны для нескольких горизонтов экваториальной станции в слое 50–1000 м. (рис. 2, б). "Энергия" температурных флуктуаций на этом частотном диапазоне связана с плотностью стратификации. Спектральные кривые четко разделяются на группы:

- 1) квазиднородный слой и глубинные горизонты 50 (7), 800 (6), 1000 (5) м;
- 2) промежуточные слои 165 (3) и 600 (4) м;
- 3) слой сезона термоклина 105 (1) и 115 (2) м.

Основные всплески спектральной плотности наблюдаются на полусуточной приливной частоте ($\tau = 12,4$ ч) и 6-часовом периоде, являющемся, по всей видимости, обертона приливного периода. Обеспеченный пик функции отмечается на периоде 2 ч (кривые 1–3).

Полигон III ($64^{\circ}30'$ в.д.). Функции спектральной плотности для 5 горизонтов даны на рис. 2, в. Их также можно разделить по уровню спектральной энергии на две группы, относящиеся соответственно к слою сезона термоклина [100 (2), 155 (1) м], промежуточным и глубинным слоям [400 (4), 800 (3), 1000 (5) м].



Распределение энергии возмущений по частотам подтверждает общие закономерности, выделенные на ранее демонстрировавшихся спектрах, т.е. наблюдаются обеспеченные пики на периоде 12 ч по всем горизонтам и отдельные пики в короткопериодной части спектра со значительно меньшими "энергиями", чем на приливном периоде.

Полигон IV ($54^{\circ}30'$ в.д.). Графики функций для 5 горизонтов [130 (1), 180 (2), 105 (3), 80 (4), 700 (5) м] имеем на рис. 2, г. Стратификация плотности в этом районе экватора несколько отличается от наблюдавшейся на полигонах I—III. Верхний квазиоднородный слой и слой сезонного термоклина здесь выделяются менее четко; максимум частоты Вайсля-Брента хотя и наблюдается в слое 100–125 м, но выражен не столь отчетливо: кривая плавно спадает от сезонного максимума, давая несколько незначительных экстремумов. Наибольшая интенсивность температурных пульсаций связана со слоем сезонного термоклина. Распределение энергии по частотам подтверждает также ранее указанную закономерность — пик на частоте полусуточного прилива прослеживается на всех горизонтах от 80 до 700 м. Значительные возмущения зарегистрированы и на короткопериодном диапазоне (1,5–2 ч) вплоть до больших глубин.

Итак, были продемонстрированы экспериментальные спектры, рассчитанные по полигонам I—IV. Несмотря на значительную протяженность района исследований, необходимо отметить подобие фоновых гидрологических и гидродинамических условий для отдельных полигонов; это же можно сказать и о виде функций спектральной плотности.

Важная характерная черта всех рассчитанных спектральных плотностей — наличие больших значений спектральной плотности на периоде 12 ч по всем горизонтам

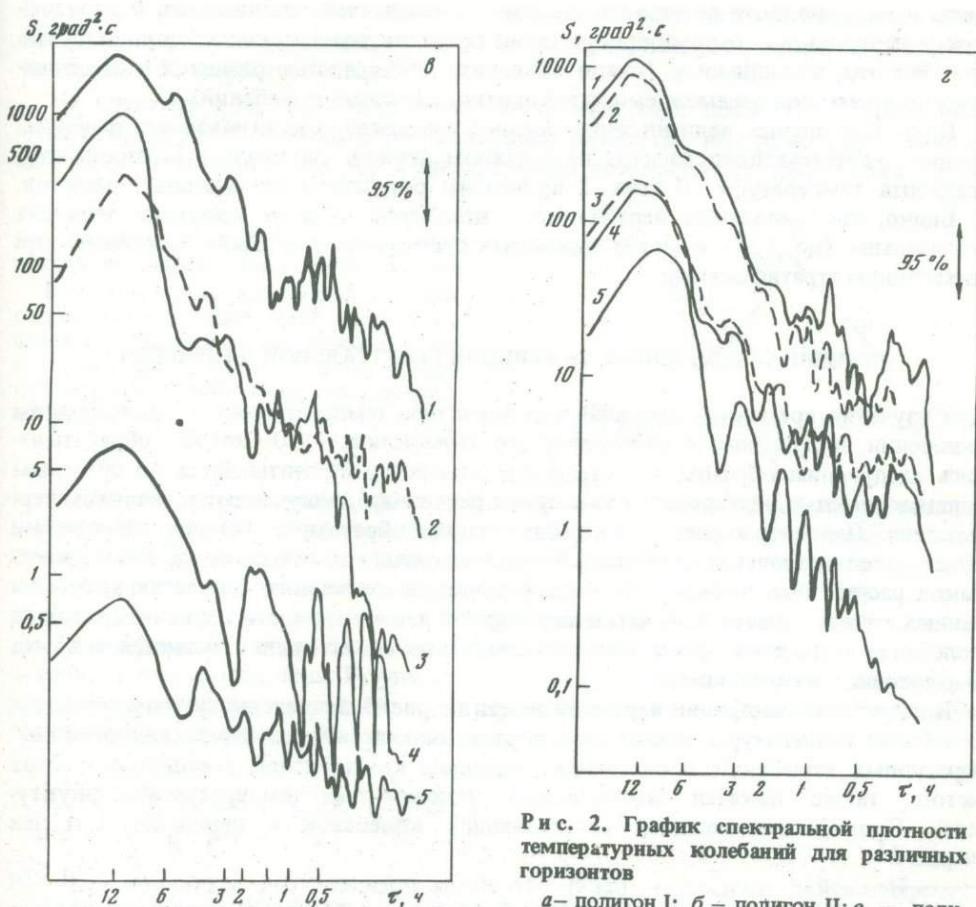


Рис. 2. График спектральной плотности температурных колебаний для различных горизонтов

а — полигон I; б — полигон II; в — полигон III; г — полигон IV

Таблица 2
Амплитуды вертикальных смещений для некоторых периодов τ

Горизонт, м	Амплитуды (м) при τ , ч			Горизонт, м	Амплитуды (м) при τ , ч		
	12	2	1		12	2	1
Станция 6893							
105	11,5	5	2	100	17	5	3
115	23	6	1,5	155	13	6	3
165	33	7	3	205	17	7	3
205	45	5	5				
Станция 6931							

измерений. Кроме того, отмечаются обертонные приливному периоды 6 и 4 ч, особенно в слое сезонного термоклина. На многих спектрах присутствуют высокие "энергии" и всплески с большой доверительной вероятностью на коротких периодах ($\tau = 2$ ч и менее) в слое сезонного термоклина (рис. 2, б, кривые 1, 3; рис. 2, а, кривые 1, 2). На больших глубинах (700–1000 м) также выделяются отдельные пики на коротких периодах (рис. 2, в, г).

Анализ горизонтальной изменчивости спектральных плотностей колебаний температуры показывает значительное их сходство в низкочастотной области, а также в общем распределении энергии по частотам. На коротких же периодах (1–2 ч) обнаруживаются обеспеченные пики почти на всех спектрах независимо от глубины места измерения, хотя внешние спектры могут значительно различаться. В этом диапазоне периоды, на которых присутствуют всплески, изменяются от станции к станции. Все это, по-видимому, можно объяснить локальностью развития и пространственно-временной перемежаемостью короткопериодных колебаний.

Приведем оценки величин вертикальных смещений, рассчитываемых делением оценки энергетического спектра на заданном периоде на квадрат вертикального градиента температуры. В табл. 2 приведены результаты проведенных расчетов.

Видно, что амплитуды вертикальных колебаний даже на коротких периодах значительны (до 7 м) и могут оказывать существенное влияние на тонкую термохалинную стратификацию.

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФУНКЦИЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ

Для изучения временной изменчивости характера температурных колебаний ряды измерений, полученные в слое сезонного термоклина (150–200 м), обрабатывались следующим образом. Спектральные плотности рассчитывались по суточным рядам за каждые последовательные сутки реализаций, полученных в сезонном термоклине. Параметры счета подбирались таким образом, чтобы при обеспечении 20 степеней свободы можно было изучать возмущения с периодами 1 ч и менее. Такой расчет был проведен по всем реализациям сезонного термоклина. Анализ данных показал присутствие четко выраженной перемежаемости короткопериодных колебаний всего слоя, когда энергия возмущений значительно изменяется за время 5–6-суточных измерений.

В качестве иллюстрации перемежаемости на рис. 3 приведены суточные спектры колебаний температуры. Кроме того, исследование временной перемежаемости температурных колебаний проводилось методом комплексной демодуляции. Этот метод также показал значительную изменчивость температурных флюктуаций. Пример изменчивости составляющей колебаний с периодом 1 ч дан на рис. 3¹.

¹ См. статью Е.Г. Морозова, Е.А. Плахина, А.С. Самодурова "К вопросу о природе генерации цугов короткопериодных внутренних волн" в наст. сб.

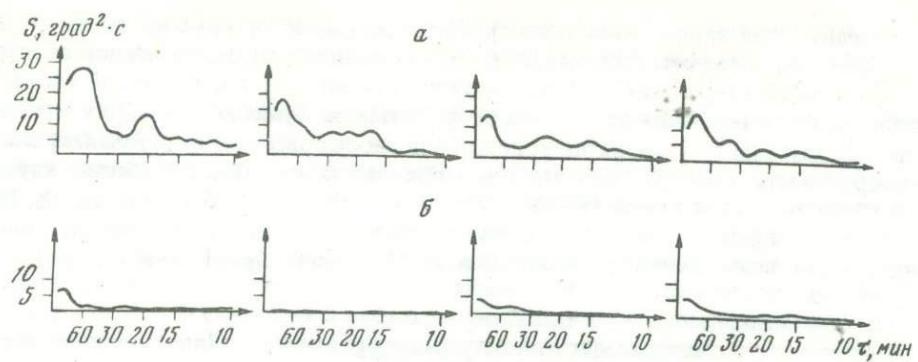


Рис. 3. Временная изменчивость колебаний температуры

Функции спектральной плотности рассчитаны за четверо последовательных суток; *а* – горизонт 155 м; *б* – горизонт 205 м

В данном случае возможны генерация цугов за счет сдвиговой неустойчивости основного потока (Иванов, Морозов, Самодуров, 1974; Самодуров, 1974), а также интенсификация амплитуд волн в результате взаимодействия внутренних волн со средним потоком, имеющим горизонтальный сдвиг скорости (Иванов, Морозов, 1974).

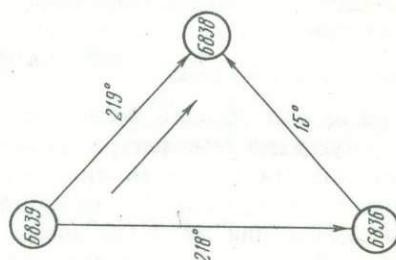
ВЗАЙМНЫЙ АНАЛИЗ КОЛЕБАНИЙ ПО ГОРИЗОНТАЛИ

В процессе расчета и обработки данных были проанализированы функции когерентности для пар реализаций одного выбранного горизонта, разнесенные на различные расстояния по широте и долготе.

На полигоне I на трехточечной системе измерителей температуры были получены реализации, по которым рассчитывались параметры внутренних гравитационных волн приливного периода. Горизонтальная когерентность повсеместно превы-

Рис. 4. Фазовая диаграмма расчета параметров внутренних гравитационных волн

В кружках – номера станций. Стрелки, соединяющие кружки, дают направление фазового сдвига. Около стрелок стоит величина сдвига (град). Стрелка внутри треугольника – направление распространения волн



шала 95%-ный доверительный уровень. По фазовым соотношениям были рассчитаны направление и длина полусуточной внутренней волны. Фазовая диаграмма приведена на рис. 4. Длина волны λ оказалась равной 133 км. Направление распространения волн на юго-восток косвенно подтверждает модель Раттри (Раттри, 1964) о генерации внутренних волн в результате взаимодействия баротропного прилива с береговым шельфом. В северо-западном направлении от района измерений находится островная шельфовая зона. Результаты расчета сравнивались с численным интегрированием уравнения внутренних волн при реальной стратификации с нулевыми граничными условиями на поверхности и дне:

$$\frac{d^2 W}{dz^2} + \frac{N^2(z)}{g} \frac{dW}{dz} + \frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2} k^2 W = 0,$$

где W – амплитуда вертикальной скорости; $N(z)$ – частота Вяйсяля-Брента; g – ускорение силы тяжести; z – глубина; ω – частота; k – горизонтальное волновое число.

Вычисленная длина волны для первой моды равняется 117 км; таким образом, получено хорошее согласие между теоретической и экспериментальной величиной.

Надо отметить, что на всех последующих полигонах, где взаимный анализ проводился для реализаций на смежных горизонтах, на буйковых станциях, отстоящих друг от друга на 3–5 км, на полусуточном периоде повсеместно отмечалась высокая когерентность (рис. 5). Известно, что приливные колебания в океане изучались многими исследователями (Иванов, Морозов, 1974, а, б; Сабинин, Шулепов, 1970), и волновая природа этих возмущений не вызывает сомнений. Анализ же коротко-периодных возмущений (с периодами 20–120 мин) представляет определенные трудности.

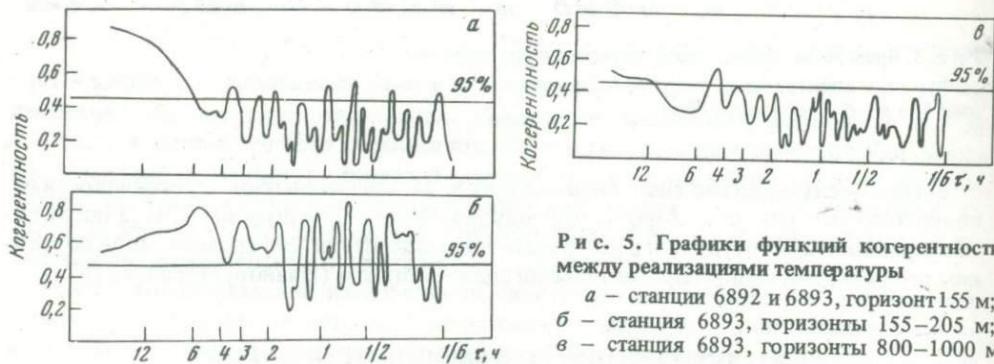


Рис. 5. Графики функций когерентности между реализациями температуры

а – станции 6892 и 6893, горизонт 155 м;
б – станция 6893, горизонты 155–205 м;
в – станция 6893, горизонты 800–1000 м

Исследования корреляции колебаний температуры на близком расстоянии, проведенные в 55-м рейсе нис "Витязь", явились продолжением эксперимента, начатого авторами в 1972 г. (Мирабель, Морозов, Плахин, 1973). На графике функций когерентности (рис. 5, б) выделяются высокие (до 0,6) ее значения на периодах 120, 60, 40 мин для горизонта 155 м. Подобную картину можно наблюдать и для полигонов II и IV.

ВЗАЙМНЫЙ АНАЛИЗ КОЛЕБАНИЙ ПО ВЕРТИКАЛИ

Одна из задач данного эксперимента – исследование изменения корреляции между флуктуациями температуры на различных глубинах океана, а также выяснение ее изменчивости в зависимости от вертикального масштаба. Такие оценки позволяют выделить диапазон частот, на которых колебания прослеживаются или во всей толще океана, или же локализованы в определенных слоях, не связанных между собой. В конечном счете это дает возможность определить степень детерминированности наблюдаемых процессов колебаний. Значения функции когерентности по вертикали для некоторых периодов ($\tau_1 = 12$ ч, $\tau_2 = 2$ ч, $\tau_3 = 1$ ч) см. ниже:

Пары горизонтов (м)	100–155	155–205	205–300	800–1000
$H(\tau_1)$	0,47	0,66	0,6	0,49
$H(\tau_2)$	0,56	0,56	0,48	0,42
$H(\tau_3)$	0,72	0,78	0,76	0,48

Степень взаимосвязи между колебаниями на приливном периоде довольно высока и иногда достигает 0,8–0,9. Кроме того, высокие значения вертикальной когерентности отмечаются и для коротких периодов ($\tau = 1 \div 2$ ч), что может свидетельствовать о развитых высокочастотных колебаниях в этом районе океана. Для примера приведены графики функций вертикальной когерентности для слоя сезонного термоклина 155–205 м (рис. 6, б) и глубинного слоя 800–1000 м (5, в). Из рисунка видно, что на коротких периодах величина функции когерентности очень высока (до 0,8) в слое 150–200 м и выше доверительного уровня на больших глубинах. Расчеты показывают, в частности, что значительные по амплитуде коротко-периодные колебания относятся, как правило, к слою наибольших градиентов.

В этом же слое наиболее значительна взаимосвязь колебаний на этих периодах (см. выше данные амплитуд вертикальных смещений и значения функций когерентности).

Анализ экспериментальных данных измерений температуры приводит к следующим выводам.

1. Выполненные инструментальные измерения температурных флюктуаций широкого диапазона частот в экваториальной зоне Индийского океана — первые обширные для данного района наблюдения в этой области. Объем измерений (10^5 значений) и широкий пространственно-временной диапазон изучения возмущений дали основание сделать вывод о присутствии значительных по амплитуде колебаний (до 40 м) волнового характера в широком диапазоне частот, интенсифицирующихся в слое сдвига течений и верхней границы сезонного термоклина.

2. Анализ всего массива данных позволил подробно исследовать характер температурных колебаний на полусуточном периоде. Как и в других районах Мирового океана, колебания с периодом 12 ч значительны по амплитуде (до 40 м), хорошо коррелированы вплоть до больших глубин и значительных масштабов по горизонтали. Рассчитанная длина волны (133 км) оказалась близкой к теоретическим оценкам.

3. Исследование короткопериодных колебаний температуры показало, что амплитуды, достигают 7 м; высокая вертикальная когерентность свидетельствует об их волновой природе. Измерения позволили выявить цуговый характер короткопериодных колебаний и их интенсификацию у верхней границы сезонного термоклина (близко к слою смены знака течений).

ЛИТЕРАТУРА

- Бышев В.И. 1974. Программа статистического анализа наблюдений, выполненных на Атлантическом гидрофизическом полигоне. — В кн.: Атлантический гидрофизический полигон-70. М., "Наука".
- Бышев В.И., Иванов Ю.А., Морозов Е.Г. 1971. Исследование флюктуаций температуры в диапазоне частот внутренних гравитационных волн. — "Изв. АН СССР. Сер. ФАО", т. 7, № 1.
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г. 1974а. Исследование флюктуаций температуры на приливном и инерционном периодах. — В кн.: Атлантический гидрофизический полигон-70. М., "Наука".
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г. 1974б. Деформация внутренних гравитационных волн потоком с горизонтальным сдвигом скорости. — "Океанология", т. 14, № 3.
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г., Самодуров А.С. 1974. Внутренние гравитационные волны в океане. — В кн.: Исследование изменчивости гидрофизических полей в океане. М., "Наука".
- Мирабель А.П., Морозов Е.Г., Плахин Е.А. 1973. Некоторые особенности вертикальной структуры температуры тропической части Северной Атлантики. — "Изв. АН СССР. Сер. ФАО", т. 9, № 9.
- Морозов Е.Г., Плахин Е.А., Шаповалов С.М. 1976. Временная и пространственная изменчивость поля температуры в экваториальной зоне Индийского океана. — "Изв. АН СССР. Сер. ФАО", т. 12, № 1.
- Раттри М. 1964. О возникновении внутренних приливов в прибрежной зоне. — В кн.: Внутренние волны. М., "Мир".
- Сабинин К.Д., Шулепов В.А. 1970. Некоторые результаты исследования приливных внутренних волн в тропической Атлантике. — "Изв. АН СССР. Сер. ФАО", т. 6, № 2.
- Самодуров А.С. 1974. О генерации цугов внутренних волн в океане. — В сб.: Исследование изменчивости гидрофизических полей в океане. М., "Наука".
- Wyrtki K. 1971. Oceanographical atlas of international Indian ocean expedition. Washington D.C. "National Science Foundation".

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ГЕНЕРАЦИИ ЦУГОВ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Результаты экспериментальных исследований внутренних гравитационных волн в деятельном слое океана приводят к выводу о том, что наряду с флюктуациями длинных периодов, например приливных, связанных с действием определенных источников в термоклине, присутствуют короткопериодные колебания больших амплитуд. Природа последних неясна, поскольку явных источников колебаний таких периодов (около 1 ч) в океане нет. С другой стороны, практически любое возмущение в стратифицированном слое возбуждает весь спектр внутренних волн. Есть основание считать, что в океане присутствуют колебания любых периодов, но малых амплитуд. Кроме того, если имеется поток, неустойчивый по отношению к малым возмущениям, энергия последних будет возрастать со временем. Следовательно, причинами появления интенсивных мелкомасштабных колебаний могут служить режимы неустойчивости потоков в океане.

Рассмотрим действие одного из таких механизмов. Предположим, что в устойчиво стратифицированной жидкости имеется плоскопараллельный поток со сдвигом скорости, направленным вдоль оси x . Рассмотрим условия, при которых такой поток становится неустойчивым. Пусть бесконечно малые возмущения, которые накладываются на поток, имеют вид элементарных волн в направлении x

$$\Psi = \Psi(z) e^{ik(x - ct)}, \quad (1)$$

где k – волновое число, c – фазовая скорость, z – вертикальная координата:

Тогда уравнение для амплитуды функции тока возмущенного движения $\Psi(z)$, например, будет иметь вид

$$\frac{d^2 \Psi}{dz^2} + \left[\frac{N^2}{(\bar{u}-c)^2} - \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} - k^2 \right] \Psi = 0. \quad (2)$$

Здесь \bar{u} – средняя скорость потока, $N = \sqrt{\frac{g}{\rho_0} \frac{dp_0}{dz}}$ – частота Вайсяля-Брента в приближении Буссинеска. Ось z направлена вниз. Фазовая скорость $c = c_r + i c_i$ считается комплексной. Границные условия состоят в исчезновении вертикальной компоненты скорости на твердых границах, которые могут располагаться и на бесконечности. Майлзом (Mils, 1961) была доказана следующая теорема. Достаточным условием устойчивости потока служит выполнение неравенства

$$J > \frac{1}{4}; \quad J = \frac{N^2}{\left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^2}$$

всюду в потоке.

Хазелом (Hazel, 1972) были построены кривые нейтральной устойчивости для плоскопараллельных потоков. Для потоков, в которых плотность и скорость изменяются с глубиной по одинаковому закону и имеют вид переходного слоя,

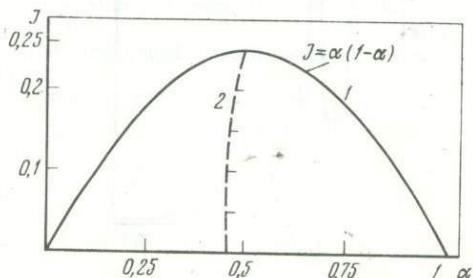
такая кривая схематично изображена на рис. 1. Область, расположенная под кривой 1, — область неустойчивости потока. Штриховой линией показана кривая 2 — кривая наибольшей скорости возрастания амплитуды возмущений во времени.

С учетом того, что в экваториальной зоне Индийского океана многократные измерения показали наличие больших вертикальных градиентов скорости, в нашем эксперименте была предпринята попытка обнаружить действие изложенного выше механизма неустойчивости.

Эксперимент был построен следующим образом. В 55-м рейсе нис "Витязь" на буйковой станции в экваториальной зоне Индийского океана на глубине 150 и

Рис. 1. Кривая нейтральной устойчивости (J) и кривая максимальной скорости роста амплитуды со временем по Хазелу (2) для профилей скорости и плотности, имеющих вид гиперболического тангенса

$a = kh$, где h — характерная ширина переходного слоя; J — минимальное число Ричардсона в потоке



160 м были установлены два самописца течений БПВ-2Р. Такое близкое расположение приборов было вызвано намерением измерить сдвиги скоростей на малом вертикальном масштабе, а также тем обстоятельством, что вблизи этой глубины квазистационарные течения меняют знак. На горизонте 165 м был установлен автономный измеритель температуры. Продолжительность работы буйковой станции составила 3 сут при дискретности измерений 5 мин.

Полученные реализации дали возможность рассчитать спектр температурных колебаний и вычислить мгновенные значения градиентов скорости течения. Кроме того, температурная реализация была подвергнута обработке по методу комплексной демодуляции (Granger, Hatanaka, 1964), что позволило детально исследовать временную изменчивость короткопериодных колебаний. На рис. 2 приведена короткопериодная часть спектра температурных колебаний для горизонта 165 м. Как видно из рисунка, всплески на периодах 2 и 1 ч характеризуются значительным доверительным интервалом (более 90%).

Из рис. 1 видно, что, согласно кривым Хазела, в момент достижения потоком состояния неустойчивости $J = 1/4$ не все масштабы в спектре возмущений имеют одинаковую скорость роста амплитуды. Именно прежде всего энергию получают колебания с безразмерным волновым числом $a \sim 1/2$. Получим масштаб колебаний, соответствующих $a = 1/2$ для реальных условий в районе измерений, считая, что в первом приближении плотность и скорость изменяются по одинаковому закону.

За характерный вертикальный масштаб потока принята глубина слоя максимальных градиентов скоростей 50–200 м. Измерения дисперсии флюктуаций температуры показывают, что в этом слое сконцентрирована значительная часть энергии колебаний.

Таким образом, если считать $h = 150$ м, масштаб волн, имеющих максимальную скорость возрастания амплитуд при $J = 1/4$, будет примерно равным 1800 м. Для сравнения была оценена длина волн с измеренным периодом 1 ч.

Для этого был использован следующий результат Мэслу и Келли (Maslowe, Kelly, 1971). Внутренние волны в рассматриваемом интервале практически бездисперсы и $c_r = U$, где U — характерная скорость потока. Учитывая, что в наших измерениях $U \sim 0,5$ м/с, имеем $0,5 \text{ м/с} = \frac{\lambda}{3600 \text{ с}}$ и $\lambda = 1800$ м. Соответствие этих двух масштабов, позволяет предположить, что колебания с периодом около 1 ч вызваны сдвиговой неустойчивостью течений.

По этой причине, а также потому, что на спектре колебаний температуры (рис. 2) на этом периоде отмечаются значительные всплески, мы выбрали колебания с периодом 1 ч для анализа их временной изменчивости при помощи метода комплексной демодуляции (Granger, Hatanaka, 1964).

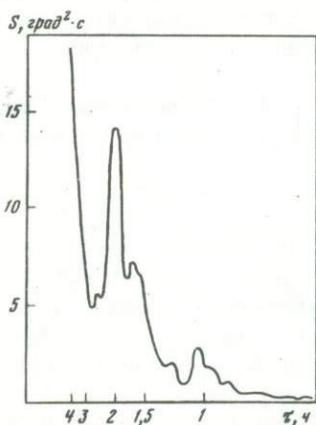
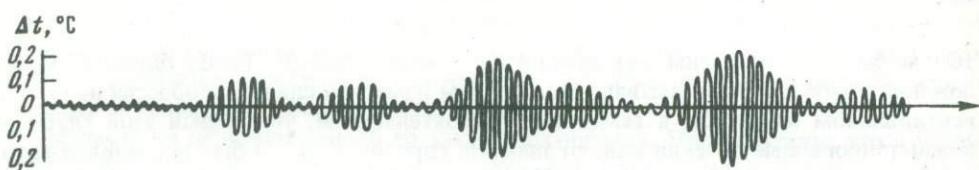


Рис. 2. Спектральная плотность колебаний температуры для исследуемой реализации
Горизонт 165 м

Рис. 3. Составляющая колебаний температуры с периодом 1 ч, полученная методом комплексной демодуляции



На рис. 3 приведены результаты такого расчета. Из рисунка видно, что колебания с периодом 1 ч испытывают значительную перемежаемость во времени, имея ярко выраженную цуговую структуру. Амплитуда колебаний доходит до $0,3^\circ\text{C}$.

Одновременно нами были рассчитаны вертикальные градиенты скорости течения. Поскольку в этом районе преобладают зональные потоки, расчет велся для компоненты U .

Проведенный совместный анализ измерений температуры и градиентов скорости течения показал, что в общем наблюдается неплохое соответствие роста амплитуд колебаний температуры с увеличением вертикального сдвига скоростей.

Интересно отметить довольно большие значения вертикальных градиентов, достигающих $4 \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{м})$. При столь значительных градиентах скорости следует ожидать нарушения устойчивости потока. Рассчитаем по данным измерений число Ричардсона. Для вычисления частоты Вайселя-Брента были использованы данные гидрологических серий, причем измерения температуры совпадали со средними за двое суток значениями по измерениям фототермографами, но использовались как более подробные.

Расчеты показали, что при критическом числе Ричардсона, равном $1/4$, и реальном градиенте плотности $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ г}/\text{см}^3 \cdot \text{м}$ градиент скорости должен составлять $1,5 \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{м})$.

Следует отметить, что такие критические сдвиги для формирования неустойчивого режима потока не обязательно должны быть продолжительны во времени. Судя по результатам численных экспериментов Хазела (Hazel, 1972), например для условий океана, время возрастания амплитуды в e раз составляет десятки минут. В проведенном эксперименте такие и даже большие градиенты наблюдались часто; более 20% от общего числа измерений при интенсивных колебаниях температуры. В случае же слабых колебаний такие сдвиги появлялись гораздо реже.

Таким образом, в нашем эксперименте, по всей видимости, мы встретились с процессом генерации короткопериодных внутренних волн за счет сдвиговой неустойчивости среднего потока. Это заключение носит, безусловно, предварительный характер. Для подробного исследования этого интересного механизма генерации волн следует поставить специализированный эксперимент с использованием более точной аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Granger G., Hatanaka H. 1964. Spectral analysis of economic time series. Princeton.
Hazel P. 1972. Numerical studies of the stability of inviscid stratified shear flows. — J. Fluid Mechanics, v. 51, N 1.
Maslowe S.A., Kelly R.E. 1971. Inviscid instability of an unbounded heterogeneous shear layer. — J. Fluid Mechanics, v. 48, N 2.
Miles J. W. 1961. On the stability of heterogeneous shear flows. — J. Fluid Mechanics, v. 10, N 3.

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ ВОЛН РОССБИ В БАРОКЛИННОМ ОКЕАНЕ

В последнее время большое внимание уделяется изучению бароклинических и баротропных волн Россби, которые, будучи, по-видимому, основной формой мезомасштабных геострофических движений, описывают поведение вихрей в синоптическом масштабе (Монин, Каменкович, Корт, 1974; Кошляков, Грачев, 1974). Цель данной работы — изучить устойчивость волн Россби к специальным типам возмущений — двум волнам или пакетам волн, — способных резонансно взаимодействовать с данной волной Россби. Другими словами, изучается возможность передачи энергии от одной к двум другим волнам за счет нелинейных эффектов.

Рассмотрим безграничный океан постоянной глубины, с постоянной частотой Вайсля-Брента N , в приближении β -плоскости. При отсутствии диссипативных сил и источников энергии в нулевом приближении по числу Кибеля систему, описывающую движение жидкости, удается свести к уравнению для давления, которое в безразмерной форме имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Delta_h + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2}) p + \beta \frac{\partial p}{\partial x} + J_h(p, \Delta_h p + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}) = 0, \quad (1)$$

с граничным условием $p = 0$ на поверхности $z = 0$ и на дне $z = 1$. Для переменного p это условие запишется в виде

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t \partial z} + J_h(p, \frac{\partial p}{\partial z}) = 0. \quad (2)$$

Здесь p — давление; $\Delta_h = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — двумерный оператор Лапласа; $\beta = \frac{df}{dy}$ — бэтта-коэффициент, полагаемый постоянным; $J_h(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$ — определитель Якоби, где A, B — произвольные функции. Ось x направлена на восток, ось y — на север. Вместо нелинейного граничного условия будем пока рассматривать условие

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t \partial z} = 0, \quad (3)$$

а потом можно легко убедиться, что построенное решение удовлетворяет нелинейному условию (2) тоже. Положим, что нелинейные члены в уравнении (1) малы и характеризуются некоторым параметром малости ϵ , тогда можно записать

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Delta_h + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2}) p + \beta \frac{\partial p}{\partial x} + \epsilon J_h(p, \Delta_h p + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}) = 0. \quad (4)$$

Применим метод двухмасштабного разложения (Коул, 1972). Решение уравнения (4) представим в виде ряда по ϵ

$$p = p_0 + \epsilon p_1 + \dots \quad (5)$$

Здесь полагаем, что искомые функции зависят от параметра ϵ в следующем виде:

$$p_j = p_j(x, y, z, t; X, Y, \tau), \quad \begin{pmatrix} X \\ Y \\ \tau \end{pmatrix} = \epsilon \begin{pmatrix} x \\ y \\ t \end{pmatrix},$$

где t — время. Назовем X, Y "растянутыми координатами", τ — "медленным временем". Подставив выражение (5) в формулу (4) и собрав слагаемые при степенях ϵ^0 и ϵ , легко получить соотношения для первых двух членов соотношения (5):

$$L p_0 = 0, \quad (6a)$$

$$\begin{aligned} L p_1 = & -\frac{\partial}{\partial \tau} (\Delta_h + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2}) p_0 - \frac{\partial}{\partial t} \Delta_1 p_0 - \beta \frac{\partial p_0}{\partial X} - J_h (p_0, \Delta_h p_0 + \\ & + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p_0}{\partial z^2}), \end{aligned} \quad (6b)$$

где $L = \frac{\partial}{\partial t} (\Delta_h + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2}) + \beta \frac{\partial}{\partial x}$ — линейный оператор по обычным координатам и времени, $\Delta_1 = 2 \frac{\partial^2}{\partial x \partial X} + 2 \frac{\partial^2}{\partial y \partial X}$. Границные условия для z , равного 0,1:

$$\frac{\partial^2 p_0}{\partial t \partial z} = 0, \quad \frac{\partial^2 p_1}{\partial t \partial z} = 0. \quad (7)$$

Так как формула (6a) — линейное уравнение, то его легко решить, например, методом разделения переменных. Обращаем внимание, что на данном этапе "растянутые координаты" и "медленное время" не затрагиваются. Здесь мы их будем считать параметрами, а в дальнейшем — независимыми переменными. Положим

$$p_0 = \sum_n \psi_n(x, y, t; X, Y, \tau) \cdot \pi_n(z). \quad (8)$$

Из формулы (6b) легко получить уравнение для ψ_n и π_n .

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Delta_h - \epsilon_n^2) \psi_n + \beta \frac{\partial \psi_n}{\partial x} = 0, \quad (9)$$

$$\frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 \pi_n}{\partial z^2} + \epsilon_n^2 \pi_n = 0 \quad (10)$$

с граничными условиями по z

$$\frac{\partial \pi_n}{\partial z} = 0 \text{ для } z = 0 \text{ и } z = 1. \quad (11)$$

Здесь ϵ_n — константа, которая получилась при разделении переменных и которую легко определить из соотношений (10) и (11):

$$\epsilon_n = \pi n / N, \quad \pi_n = \cos(\pi n z), \quad n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (12)$$

Так как мы рассматриваем волны, то решение для ψ_n очевидно, из формулы (9) получим

$$\psi_n = a_n \cos(k_n x + l_n y - \omega_n t + \alpha_n). \quad (13)$$

Причем, $\omega_n = -\beta k_n / (k_n^2 + l_n^2 + \epsilon_n^2)$ — дисперсионное соотношение; a_n и α_n — амплитуды и начальная фаза, которые в линейном случае являются постоянными.

янными интегрирования. Переменные X , Y , τ в нулевом приближении не затрагивались; естественно предположить, что a_n и a_{n+1} зависят именно от них, т.е.

$$a_n = a_n(X, Y, \tau), \quad (14)$$

$$a_{n+1} = a_{n+1}(X, Y, \tau), \quad (15)$$

при этом a_n будем называть медленной фазой в отличие от быстрой фазы $\Theta_n = k_n x + l_n y - \omega_n t$. Зависимости (14) и (15) неизвестны, их следует определить из последующего приближения.

Итак, полученное решение для p_0 имеет вид

$$p_0 = \sum_n a_n(X, Y, \tau) \cos [\Theta_n + a_n(X, Y, \tau)]. \quad (16)$$

При подстановке уравнения (16) в выражение (66) получим следующую ситуацию. В правой части уравнения оказываются функции, резонансные в левой части, т.е. будут содержаться члены, являющиеся собственными функциями оператора L . Причем собственные функции образуются не только за счет линейных, но и за счет нелинейных операторов. Например, если среди рассматриваемой суперпозиции (16) нулевого приближения найдутся три такие волны, что для них справедливы соотношения

$$\begin{aligned} \pm k_1 \pm k_2 \pm k_3 &= 0, \\ \pm l_1 \pm l_2 \pm l_3 &= 0, \\ \pm \omega_1 \pm \omega_2 \pm \omega_3 &= 0, \\ \pm \epsilon_1 \pm \epsilon_2 \pm \epsilon_3 &= 0, \end{aligned} \quad (17)$$

называемые условиями резонанса, то якобиан $J_h(p_0, \Delta_h p_0 + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 p_0}{\partial z^2})$ породит

резонансные члены тоже. Благодаря наличию нелинейных слагаемых и условий (17) первая и вторая волны порождают третью, которая является собственной функцией оператора L . Условия (17) – одновременно условия взаимодействия волн в нулевом приближении. Если среди суперпозиции (16) не найдется ни одной подобной триады, то нелинейность не породит резонансных членов в правой части уравнения (66) и одновременно волны не будут влиять друг на друга, т.е. не будут взаимодействовать.

Цель работы – изучить некоторые вопросы устойчивости при взаимодействии волн, поэтому будем считать, что у нас имеется только один триплет, связанный условиями резонанса (17). Для определенности будем считать, что в уравнениях (17) везде стоят знаки "плюс". Хотелось бы отметить, что в нулевом приближении волны могут взаимодействовать только с помощью триплетов. Мультиплеты высших порядков получаются в следующих приближениях по ϵ . Потребуем ограниченность p_1 . Это накладывает определенные условия на амплитуды a_n и медленные фазы a_n . Для удобства описания введем комплексные амплитуды:

$$z_j = a_j \exp \left\{ -i a_j \right\}, \quad (18)$$

где i – мнимая единица, $j = 1, 2, 3$.

Приведенные выше условия выражаются следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial z_1}{\partial \tau} + \vec{g}_1 \nabla z_1 &= m_1 (z_2 z_3)^*, \\ \frac{\partial z_2}{\partial \tau} + \vec{g}_2 \nabla z_2 &= m_2 (z_3 z_1)^*, \\ \frac{\partial z_3}{\partial \tau} + \vec{g}_3 \nabla z_3 &= m_3 (z_1 z_2)^*, \end{aligned} \quad (19)$$

где звездочкой обозначаются комплексно-сопряженные величины; векторы \vec{g}_j имеют составляющие по x и y $\frac{\partial \omega_j}{\partial k_j}$ и $\frac{\partial \omega_j}{\partial l_j}$ соответственно; m_j — коэффициенты взаимодействия; $m_1 = -\frac{1}{2} (k_2 l_3 - k_3 l_2) \frac{\kappa_2^2 + \epsilon_2^2 - \kappa_3^2 - \epsilon_3^2}{\kappa_1^2 + \epsilon_1^2}$, где $\kappa_j^2 = k_j^2 + l_j^2$; m_2 и m_3 получаются из m_1 циклической перестановкой индексов 1, 2, 3; ∇ — оператор градиента по растянутым координатам X, Y .

Система (19) описывает адиабатический триплет, к которому не подводится энергия извне и в котором отсутствует диссипация. Смоделируем поступление энергии к первой волне введением некоторого постоянного источника F , положим также, что диссипативные силы пропорциональны амплитудам волн. В этом случае уравнения (19) преобразуются к виду

$$\begin{aligned} \frac{\partial z_1}{\partial \tau} + \vec{g}_1 \nabla z_1 &= m_2 (z_2 z_3)^* + F - \Gamma_1 z_1, \\ \frac{\partial z_2}{\partial \tau} + \vec{g}_2 \nabla z_2 &= m_3 (z_3 z_1)^* - \Gamma_2 z_2, \\ \frac{\partial z_3}{\partial \tau} + \vec{g}_3 \nabla z_3 &= m_1 (z_1 z_2)^* - \Gamma_3 z_3, \end{aligned} \quad (20)$$

где $\Gamma_j > 0$ — некоторые коэффициенты вязкости.

Попытаемся ответить на вопрос, могут ли за счет нелинейного взаимодействия слабые пакеты волн Россби приобрести энергию. Пусть в начальный момент времени волны 2 и 3 энергетически слабые, так что квадратичными членами по их амплитудам в уравнениях (20) можно пренебречь. Система (20) приводится к виду

$$\begin{aligned} \frac{\partial z_1}{\partial \tau} + \vec{g}_1 \nabla z_1 &= F - \Gamma_1 z_1, \\ \frac{\partial z_2}{\partial \tau} + \vec{g}_2 \nabla z_2 &= m_2 (z_1 z_3)^* - \Gamma_2 z_2, \\ \frac{\partial z_3}{\partial \tau} + \vec{g}_3 \nabla z_3 &= m_3 (z_1 z_2)^* - \Gamma_3 z_3. \end{aligned} \quad (21)$$

Простейшим решением для z_1 является постоянная $z_1 = F/\Gamma_1$. Легко определить, что отклонение δz_1 от этого решения затухает со временем, т.е. оно устойчиво. Два последних уравнения из системы (21) сводятся к одному

$$\left| \left(\frac{\partial}{\partial \tau} + \vec{g}_2 \nabla + \Gamma_2 \right) \left(\frac{\partial}{\partial \tau} + \vec{g}_3 \nabla + \Gamma_3 \right) - m_2 m_3 |z_1|^2 \right| z_2 = 0. \quad (22)$$

Оно описывает эволюцию пакета волн Россби. Пакет меняет свою форму как из-за вязкости, так и из-за нелинейного взаимодействия с первой волной. Нелинейность в этом случае аналогична дисперсии.

Импульс произвольной формы может быть представлен в виде суперпозиции гармоник вида

$$z_2(X, Y, \tau) = \exp \left\{ i (\Omega \tau - \vec{K} \vec{R}) \right\}, \quad (23)$$

где Ω — частота; \vec{K} — волновой вектор данной гармоники; $\vec{R} = (X, Y)$.

Некоторые гармоники могут оказаться неустойчивыми. При подстановке формулы (23) в формулу (22) получим дисперсионное соотношение для формулы (23):

$$\Omega = \frac{i}{2} (\Gamma_2 + \Gamma_3) + \frac{1}{2} \vec{K} (\vec{g}_2 + \vec{g}_3) \pm \sqrt{\frac{1}{4} [i(\Gamma_2 - \Gamma_3) + \vec{K} (\vec{g}_2 - \vec{g}_3)]^2 - m_2 m_3 |z_1|^2}. \quad (24)$$

Если $\text{Im}(\Omega) < 0$, то в выражении (23) появится растущая по времени экспонента, т.е. выражение (23) неустойчиво. Можно вывести условие устойчивости в общем виде, но оно будет очень громоздким, поэтому рассмотрим некоторые частные случаи.

1. Адиабатический триплет. Во многих задачах геофизической гидродинамики вязкость считается незначительной. Положим в формуле (24) $\Gamma_2 = \Gamma_3 = 0$, но будем считать, что $|z_1|$ конечно. Исследуемый случай описывает адиабатический триплет пакетов волн Россби, так как $F = 0$. Уравнение (24) преобразуется к виду

$$\Omega = \frac{1}{2} \vec{K} (\vec{g}_2 + \vec{g}_3) \pm \sqrt{\frac{1}{4} [\vec{K} (\vec{g}_2 - \vec{g}_3)]^2 - m_2 m_3 |z_1|^2}. \quad (25)$$

Если подкоренное выражение положительно, то гармоника устойчива. Она устойчива всегда при $m_2 m_3 < 0$ и неустойчива при одновременном выполнении неравенства

$$m_2 m_3 > 0, \quad (26)$$

$$|z_1|^2 > [\vec{K} (\vec{g}_2 - \vec{g}_3)] / 4 m_2 m_3. \quad (27)$$

Отметим, что самый неустойчивый пакет распространяется в направлении, перпендикулярном к вектору $\vec{g}_2 - \vec{g}_3$. Наиболее устойчив короткий пакет ($|\vec{K}|$ велико), который распространяется по направлению вектора $\vec{g}_2 - \vec{g}_3$.

Сделаем численную оценку амплитуды скорости первой волны $U_{\text{кр}}$, при которой наступает неустойчивость. Пусть λ, L – характерные значения для длин волн и пакета соответственно; g – характерное значение групповой скорости, тогда $m_{2,3} \approx 1/\lambda^2$, $|\vec{K}| \approx 1/L$ и, согласно формуле (27), $(U_{\text{кр}} \lambda)^2 \approx g^2 \lambda^4 / L^2$. Отсюда

$$U_{\text{кр}} \approx g \frac{\lambda}{L}. \quad (28)$$

Одним из исходных положений при построении всей теории было то, что λ/L – малая величина. Если положить $\frac{\lambda}{L} \approx \frac{1}{5} \div \frac{1}{10}$, то $U_{\text{кр}} \approx 1 \text{ см/с}$. Для коротких пакетов наблюдается тенденция к увеличению $U_{\text{кр}}$.

2. Случай малой интенсивности первой волны. Пренебрегая выражением $m_2 m_3 |z_1|^2$, в формуле (24) получим

$$\Omega_1 = i \Gamma_2 + \vec{K} \vec{g}_2, \quad (29)$$

$$\Omega_2 = i \Gamma_3 + \vec{K} \vec{g}_3. \quad (30)$$

При этом $\text{Im}(\Omega_j) > 0$, т.е. это случай устойчивого решения уравнения (23). При слабой интенсивности первой волны (или, что то же самое, при отсутствии линейного взаимодействия) вторая и третья волны ведут себя как независимые устойчивые пакеты.

3. Случай очень длинного пакета. Полагая $|\vec{K}|$ малой величиной, из формулы (24) получим

$$\Omega = i \left[\frac{1}{2} (\Gamma_2 + \Gamma_3) \pm \sqrt{\frac{1}{4} (\Gamma_2 - \Gamma_3)^2 + m_2 m_3 |z_1|^2} \right]. \quad (31)$$

Неустойчивость будет при одновременном выполнении двух неравенств

$$m_2 m_3 > 0, \quad (32)$$

$$|z_1|^2 > \Gamma_2 \Gamma_3 / m_2 m_3. \quad (33)$$

Этот случай совпадает с исследованием взаимодействия волн Россби при предположении, что амплитуды зависят только от времени τ . Определим характерное значение амплитуды скорости $U'_{\text{кр}}$ первой волны, при которой наступает неустойчивость согласно неравенству (33). Будем считать, что вязкость имеет турбулентное происхождение, тогда $\Gamma_j \approx A_l / \lambda^2$, где A_l — коэффициент горизонтальной вязкости. Из формулы (33) получим

$$U'_{\text{кр}} \approx A_l / \lambda. \quad (34)$$

Для диапазона изменения $A_l = 10^7 \div 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ и $\lambda \approx 100 \text{ км}$ значение $U'_{\text{кр}}$ лежит в пределах $1 \div 10^{-2} \text{ см}/\text{с}$. Итак, пользуясь двумя оценками, можно сказать, что если амплитуда скорости первой волны порядка $1 \text{ см}/\text{с}$, то это уже неустойчивый режим, и энергия должна перераспределяться на другие волны Россби.

Определим характерное время T , при котором сказывается неустойчивость описанного выше типа. Используя формулы (25) и (31), для T получим оценку

$$\frac{1}{T} \approx \sqrt{m_2 m_3 |z_1|^2}; \quad (35)$$

в терминах длин волн и амплитуды скорости первой волны она преобразуется к виду

$$T \approx \lambda / U_1. \quad (36)$$

При $\lambda \approx 100 \text{ км}$ и $U_1 \approx 1 \text{ см}/\text{с}$ характерное время около 100 сут. С увеличением интенсивности волны время уменьшается, т.е. энергия перераспределяется быстрее. В первом и третьем случаях одно из требований неустойчивости — неравенство $m_2 m_3 > 0$. Для баротропных волн Россби ($\epsilon_j = 0$) это требование равносильно тому, что модули волновых векторов $|\vec{k}_2|$ и $|\vec{k}_3|$ должны быть расположены на числовой оси по обе стороны от $|\vec{k}_1|$. Это означает, что при подобной неустойчивости энергия расходится от первой волны на более длинные и более короткие волны. Для бароклинных волн Россби это может быть несправедливым, так как знак выражения

$$m_2 m_3 = b^2 \frac{(\kappa_3^2 + \epsilon_3^2 - \kappa_1^2 - \epsilon_1^2)(\kappa_1^2 + \epsilon_1^2 - \kappa_2^2 - \epsilon_2^2)}{(\kappa_2^2 + \epsilon_2^2)(\kappa_3^2 + \epsilon_3^2)} \quad (37)$$

зависит не только от κ_j^2 , но и от ϵ_j^2 .

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

О ВЫПОЛНИМОСТИ УСЛОВИЙ РЕЗОНАНСА ДЛЯ ДВУХ БАРОКЛИННЫХ И ОДНОЙ БАРОТРОПНОЙ ВОЛН РОССБИ

Система уравнений (17) накладывает ограничения на параметры взаимодействующих волн. Решить такую систему в общем виде довольно трудно, поэтому ограничимся ее исследованием при предположении, что одна из волн, например первая, баротропна, т.е. $\epsilon_1 = 0$. Последнее уравнение из системы уравнений (17) упростится

$$\epsilon_2 + \epsilon_3 = 0. \quad (1a)$$

Положим $\epsilon_2 = \delta$. С учетом дисперсионного соотношения третье уравнение системы (17) примет вид

$$k_1/k_1^2 + k_2/(k_2^2 + \delta^2) + k_3/(k_3^2 + \delta^2) = 0. \quad (2a)$$

Так как волновые векторы $\vec{k}_1, \vec{k}_2, \vec{k}_3$ образуют замкнутый треугольник, то \vec{k}_2 и \vec{k}_3 можно представить в следующем виде (Лонг-Хиггинс, Гилл, 1970):

$$\vec{k}_2 = -\frac{1}{2} \vec{k}_1 + \frac{1}{2} \vec{k}_0, \quad (3a)$$

$$\vec{k}_3 = -\frac{1}{2} \vec{k}_1 - \frac{1}{2} \vec{k}_0. \quad (4a)$$

Пусть \vec{k}_1 и \vec{k}_0 направлены к оси k под углами φ_1 и φ_0 соответственно, тогда уравнение (2а) с учетом уравнений (3а) и (4а) можно записать в виде

$$\begin{aligned} & \frac{\cos \varphi_1}{k_1} + \frac{-\frac{1}{2} k_1 \cos \varphi_1 + \frac{1}{2} k_0 \cos \varphi_0}{\delta^2 + \frac{1}{4} k_1^2 + \frac{1}{4} k_0^2 - \frac{1}{2} k_1 k_0 \cos(\varphi_0 - \varphi_1)} - \\ & - \frac{\frac{1}{2} k_1 \cos \varphi_1 + \frac{1}{2} k_0 \cos \varphi_0}{\delta^2 + \frac{1}{4} k_1^2 + \frac{1}{4} k_0^2 + \frac{1}{2} k_1 k_0 \cos(\varphi_0 - \varphi_1)} = 0. \end{aligned} \quad (5a)$$

За единицу измерения k_j и δ примем k_1 ; в этом случае формула (5а) преобразуется

$$\cos \varphi_1 + 4 \frac{-\cos \varphi_1 (4\delta^2 + 1 + k_0^2) + 2 k_0^2 \cos \varphi_0 \cos(\varphi_0 - \varphi_1)}{(4\delta^2 + 1 + k_0^2)^2 - 4 k_0^2 \cos^2(\varphi_0 - \varphi_1)} = 0, \quad (6a)$$

где k_0 и δ безразмерные и равны соответственно k_0/k_1 и δ/k_1 .

Пусть теперь нам заданы параметры баротропной волны и значение δ . Решим уравнение (6а) относительно k_0^2

$$k_0^2 = -(4\delta^2 + B) \pm \sqrt{(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}, \quad (7a)$$

где $B = \cos 2(\varphi_0 - \varphi_1 - \tilde{\varphi}) \cdot \sec 2\tilde{\varphi}$, $\operatorname{tg} 2\tilde{\varphi} = -2 \operatorname{tg} \varphi_1$ (при $\cos \varphi_1 > 0$).

Уравнение (7а), по существу, есть геометрическое место точек концов векторов \vec{k}_2 и \vec{k}_3 . Параметрами являются δ и φ_1 . Легко видеть, что данное геометрическое место точек симметрично относительно прямой с наклоном $\varphi_1 + \tilde{\varphi}$ и $\varphi_1 + \tilde{\varphi} + \pi/2$ к оси k .

Исследуем условия существования решения уравнения (7а). Подкоренное выражение должно быть неотрицательно

$$(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3) \geq 0, \quad (8a)$$

кроме того,

$$k_0^2 \geq 0. \quad (9a)$$

Рассмотрим случаи, когда $\cos 2\tilde{\varphi}$ не очень близко к нулю, т.е. первая волна — не зональный поток. Тогда максимальное значение $|B|$ несильно отличается от 1; отметим также, что $B_{\max} \geq 1$.

Выражение (8а) перепишем в виде

$$B^2 + 8\delta^2 B + 8\delta^2 + 3 \geq 0. \quad (10a)$$

Его корнями являются B_1 и B_2 :

$$B_{1,2} = -4\delta^2 \pm \sqrt{(4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}. \quad (11a)$$

Если $4\delta^2 - 3 \leq 0$, то выражения (8а) и (10а) всегда справедливы; при $4\delta^2 - 3 > 0$ B может принимать значения вне интервала $[B_1, B_2]$.

Исследование неравенства (9а) тоже простое, условия его выполнения и решения для κ_0 приведены в таблице. Назовем δ малым, если $4\delta^2 - 3 < 0$, и большим — в противном случае.

Условия существования решений для κ_0

Условия	Решение	Дополнительные условия
$-(4\delta^2 + B) > 0$	$\sqrt{-(4\delta^2 + B)} \pm \sqrt{(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}$	$B^2 + 8\delta^2 B + 8\delta^2 + 3 \geq 0$
$4\delta^2 - 3 > 0$	$\sqrt{-(4\delta^2 + B)} + \sqrt{(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}$	Нет
$4\delta^2 - 3 < 0$	$\sqrt{-(4\delta^2 + B)} + \sqrt{(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}$	Нет
$-(4\delta^2 + B) < 0$	Не существует	"
$4\delta^2 - 3 > 0$	$\sqrt{-(4\delta^2 + B)} \pm \sqrt{(4\delta^2 + B)^2 - (4\delta^2 + 1)(4\delta^2 - 3)}$	

Обращаем внимание, что при малых значениях δ решение κ_0 существует всегда и для всех значений угла φ_0 ; для больших значений δ решение тоже существует, но не для всех углов φ_0 .

Покажем, что δ должно быть ограниченным. Предположим, что $\delta^2 \gg 1$. Перепишем формулу (7а) в виде

$$\kappa_0^2 = 4\delta^2 \left\{ -\left(1 + \frac{B}{4\delta^2}\right) \pm \sqrt{\left(\frac{B+1}{2\delta^2}\right)^2 + \left(\frac{B^3+1}{16\delta^4}\right)} \right\}. \quad (12a)$$

В наших предположениях $B_{\max} \approx 1$, поэтому

$$\kappa_0^2 = 4\delta^2 \left\{ -1 \pm \sqrt{\frac{B+1}{2}} \frac{1}{\delta} + 0 \left(\frac{1}{\delta^2}\right) \right\}. \quad (13a)$$

Отсюда видно, что требование $\kappa_0^2 \geq 0$ при $\delta^2 \gg 1$ не выполняется.

Итак, если баротропная волна отличается от зонального потока, то она не может резонансно взаимодействовать с бароклинными волнами Россби высоких мод.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ БАРОКЛИННЫХ ВОЛН РОССБИ С ЗОНАЛЬНЫМ ПОТОКОМ

В Приложении 1 рассматривается случай отличия первой волны от зональной. Исследуем это отдельно. Пусть первая волна зональна, но может быть и бароклиновой, тогда $k_1 = 0$, $\kappa_1 = l_1$, $\cos \varphi_1 = 0$. Из системы уравнений (17) получим

$$k_2 + k_3 = 0. \quad (16)$$

Аналогом уравнения (2) будет

$$1/(k_2^2 + \epsilon_2^2) = 1/(k_3^2 + \epsilon_3^2). \quad (26)$$

С учетом уравнений (3а), (4а) имеем

$$4\epsilon_2^2 + \kappa_1^2 + \kappa_0^2 - 2\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0 = 4\epsilon_3^2 + \kappa_1^2 + \kappa_0^2 + 2\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0, \quad (36)$$

упростиив которое, окончательно имеем соотношение

$$\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0 = \epsilon_2^2 - \epsilon_3^2. \quad (46)$$

Вычислим коэффициент взаимодействия m_1 . Так как

$$\kappa_2^2 = \frac{1}{4}\kappa_1^2 + \frac{1}{4}\kappa_0^2 - \frac{1}{2}\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0, \quad (56)$$

$$\kappa_3^2 = \frac{1}{4}\kappa_1^2 + \frac{1}{4}\kappa_0^2 + \frac{1}{2}\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0, \quad (66)$$

то $\kappa_2^2 - \kappa_3^2 = -\kappa_1\kappa_0 \sin \varphi_0$, в силу соотношения (46) получим

$$\kappa_2^2 + \epsilon_2^2 - \kappa_3^2 - \epsilon_3^2 = 0, \quad (76)$$

т.е. $m_1 = 0$. Зональный поток играет роль катализатора, помогая волнам Россби, как баротропным (Лонг-Хиггинс, Гилл, 1970), так и бароклиновым, обменяться энергией. Зональный поток сам при отсутствии вязкости не меняет интенсивность. Отсюда следует, что взаимодействующие с зональным потоком волны Россби устойчивы.

ЛИТЕРАТУРА

- Коул Дж.* 1972. Методы возмущений в прикладной математике. М., "Мир".
Кошляков В.М., Грачев Ю.М. 1974. Среднемасштабные течения на гидрофизическом полигоне в тропической Атлантике. – В кн.: Атлантический гидрофизический полигон-70. М., "Наука".
Лонг-Хиггинс М.С., Гилл А.Э. 1970. Резонансное взаимодействие планетарных волн. – В кн.: Нелинейная теория распространения волн. М., "Мир".
Монин А.С. Каменкович В.М., Корт В.Г. 1974. Изменчивость мирового океана. Л., Гидрометеоиздат.

О ПРОЗРАЧНОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В 10-м рейсе нис "Академик Вернадский" в январе–феврале 1975 г. был выполнен комплекс гидрофизических наблюдений на разрезе по 20° в.д., пересекавшем Антарктическое циркумполярное течение от 36° до 55° ю.ш. Часть этого комплекса составляли исследования физической прозрачности поверхностного слоя океана, которые проводились в пробах воды, взятых при помощи "чистого" винилластового батометра емкостью 7 л (Козлягинов, 1960). В качестве лабораторного измерительного прибора использовался спектрографонефелометр-прозрачномер СГН-М (Вейнберг и др., 1958).

Пробы воды для определения прозрачности брались на разрезе через 60 миль с горизонтов 5 и 25 м. Памятая об известной количественной ограниченности полученного материала, следует отметить, что до последнего времени по оптической структуре вод в районе исследований вообще не существовало никаких сведений.

После измерения в каждой из 38 проб в шести участках видимой области спектра значений показателя ослабления и величины однозначно связанной с ним физической прозрачности воды были построены разрезы прозрачности в поверхностном слое (рис. 1). Разрез $A-A$ показывает результаты измерений в синей области спектра (для длины волны 473 нм); на разрезе $B-B$ приведены данные, относящиеся примерно к середине видимой области спектра (для длины волны 546 нм). При рассмотрении этих разрезов обращает на себя внимание исключительно широкий диапазон значений прозрачности в Южном океане – от 44 до 83% для длины волны 473 нм и от 46 до 85% – для 546 нм. Причем пространственные изменения прозрачности в столь широких пределах происходят не плавно, как это часто наблюдается в других районах Мирового океана, а весьма резко, с большой перемежаемостью знаков меридиональных градиентов измеренных величин.

После сопоставления распределения прозрачности с другими гидрофизическими параметрами было высказано предположение, что причины значительной пространственной неоднородности прозрачности связаны со специфическим характером течений в этом районе и в первую очередь – с особенностями распределения зональной и вертикальной компонент их скорости. Подтвердить это предположение помогли расчеты отдельных компонент скорости течений по данным наблюдений над температурой и соленостью, выполненных на указанном разрезе.

Зональная компонента рассчитывалась динамическим методом относительно отсчетной поверхности 1500 дбар. Результаты корректировались на величину скорости, измеренной на глубине этой поверхности в нескольких точках разреза на буйковых станциях. Этим приемом, который оказался возможным благодаря инструментальным наблюдениям над течениями в Южном океане, удалось в некоторой степени увеличить достоверность результатов геострофического приближения. Имеется в виду устранение обычной неопределенности, связанной с реальной скоростью течения на глубине отсчетной поверхности. Результаты расчета поля скорости течения на разрезе по 20° в.д. приведены на рис. 2.

Методика вычисления вертикальной компоненты скорости течения основывалась на приближенной модели движения вод Южного океана, которая достаточно хорошо отражает реально существующие в нем гидрофизические условия (Ней-

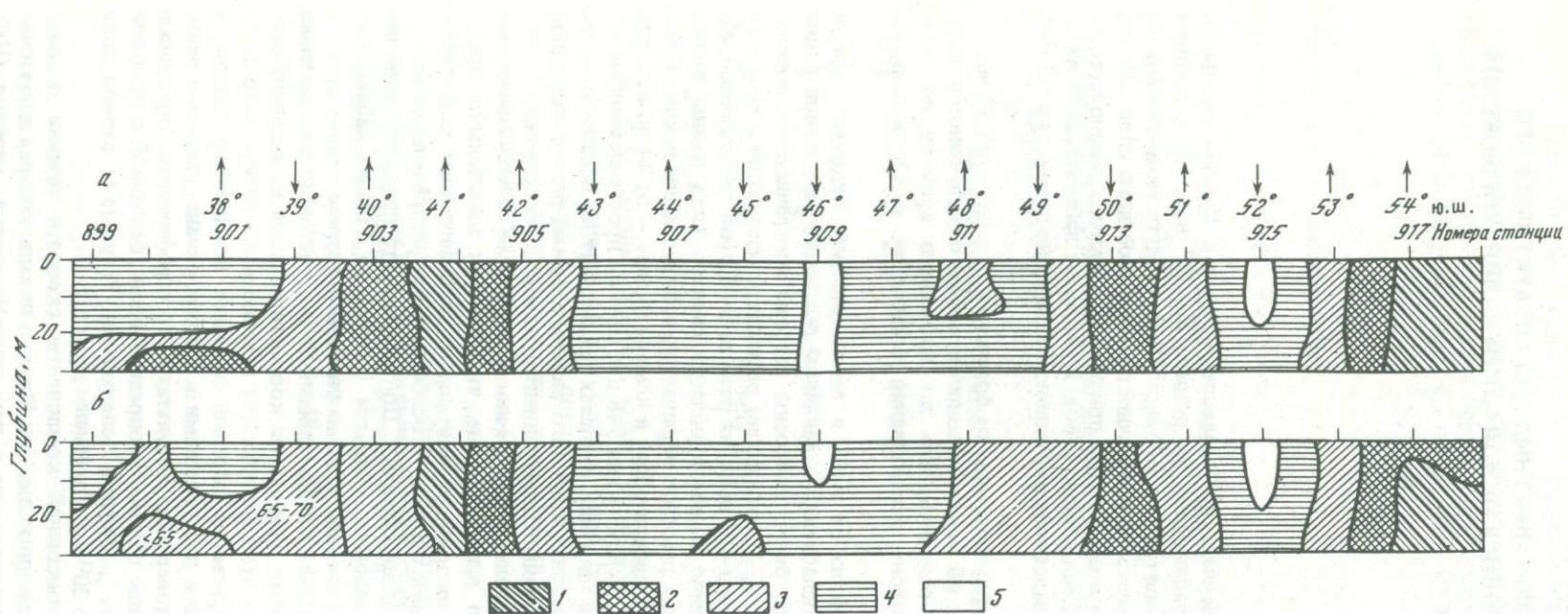


Рис. 1. Прозрачность воды (%) на разрезе по 20° в.д.

а – разрез А–А; б – разрез В–В. Прозрачность воды (%): 1 – 40–50,
2 – 50–60, 3 – 60–70, 4 – 70–80, 5 – >80

ман, 1968). Эта модель описывается упрощенным стационарным уравнением состояния в виде

$$W \frac{\partial Q}{\partial z} = A_1 \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} + A_2 \frac{\partial^2 Q}{\partial z^2},$$

где W – вертикальная скорость; Q – какое-либо свойство морской воды (например, температура); A_1 и A_2 – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии; y, z – оси декартовых координат, направленные соответственно на север и вниз от свободной поверхности.

Уравнение соответствует условию: в стационарном случае распределение свойств в Южном океане определяется меридиональным и вертикальным турбулентным обменом и вертикальным переносом. Эта аппроксимация оказывается вполне приемлемой, если учесть, что горизонтальное распределение свойств в Антарктике квазизонально. В результате адвективными членами и турбулентным обменом вдоль географических параллелей в геострофическом приближении можно пренебречь. Тогда, взяв, как это принято для условий открытого океана, $A_z = 10^1$, $A_1 = 10^7$, по измеренному распределению Q (в данном случае в качестве Q бралась температура воды) можно рассчитать вертикальную скорость W , заменив в упрощенном уравнении состояния производные от Q их конечно-разностным приближением.

Следует заметить, что численные значения рассчитанных таким образом вертикальных скоростей должны рассматриваться с точностью до порядка, поскольку даже в удачном случае выбор коэффициентов турбулентной диффузии не может быть сделан с большей точностью. Тем не менее даже одно определение знака вертикальной скорости на разрезе представляло существенный интерес. Знание направления этой скорости в верхнем слое, показанного на рис. 1 и 2 в виде стрелок, оказалось весьма полезным при анализе особенностей распределения прозрачности морской воды. Но прежде чем приступить к анализу поля прозрачности на фоне общей картины динамики вод Южного океана, рассмотрим главные черты динамической структуры Антарктического циркумполярного течения, которое пересекается разрезом.

На рис. 2 видно постоянство знака зональной компоненты скорости течения по всему его поперечному сечению. Повсеместно к югу от 39° ю.ш. течение направлено на восток, и, судя по отдельным инструментальным измерениям, восточная зональная компонента является в нем доминирующей, а меридиональная мала.

Уменьшение модуля скорости с глубиной в Антарктическом циркуляторном течении происходит весьма медленно, а в некоторых районах, например между 43 и 46° ю.ш., 52 и 55° ю.ш., горизонтальная скорость практически не изменяется в верхнем 1000-метровом слое.

На фоне средней скорости, имеющей во всем бароклинном слое величину около 25 см/с, выделяются два основных стражня течения. Южный стражень находится между 46 и 51° ю.ш., где максимальная скорость в верхнем слое до глубины нескольких сотен метров составляет около 30 см/с. Вторая, северная ветвь течения занимает более узкую зону между 39 и 42° ю.ш. Здесь на широте $39^\circ 30'$ ю.ш. отмечается самая большая на всем разрезе скорость – около 70 см/с.

В заключение обзора распределения зональной компоненты скорости следует обратить внимание на динамические условия на участке разреза к северу от 39° ю.ш. По расчетам, основанным на наблюдениях 24–25.I 1975 г., в районе 38° ю.ш. существовал узкий поток с западной зональной компонентой. Через две недели при прохождении разреза в обратном направлении в стражень этого течения была поставлена буйковая станция, самописцы которой зафиксировали юго-восточное течение со среднесуточной скоростью около 100 см/с. Рассчитанное ранее западное течение, которое показано на рис. 2, исчезло. Оно не было обнаружено и

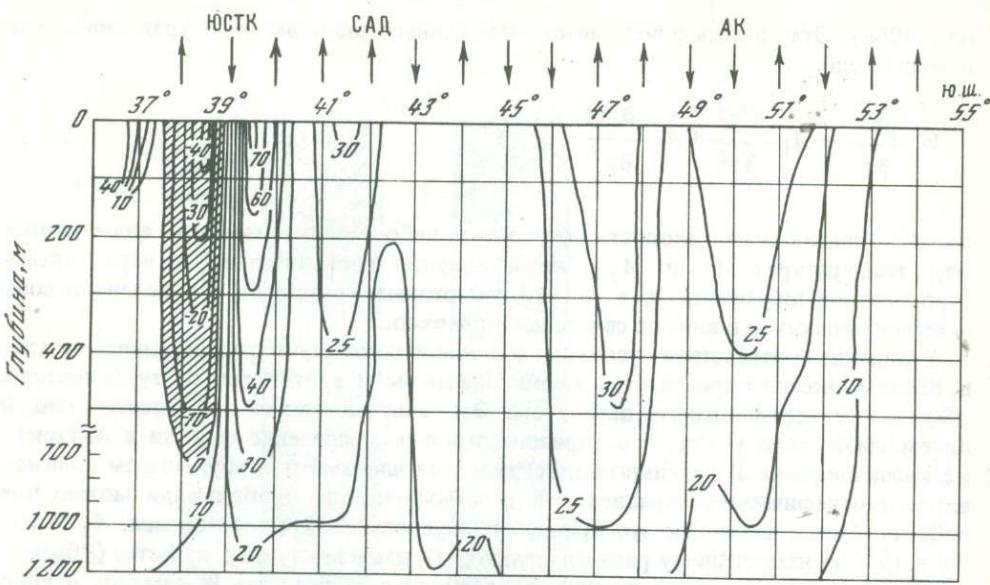


Рис. 2. Зональная компонента скорости течения на разрезе по 20° в.д.
Область западного направления заштрихована

на более северной станции, когда в районе 37° ю.ш. также проводились инструментальные измерения течения. Эти факты позволяют предположить, что севернее 39° ю.ш. находится динамически неустойчивая зона, для которой характерна частая смена знака зональной компоненты скорости в связи с меандрированием течения Агульясс.

Существенная поперечная неоднородность Антарктического циркумполярного течения выражается в частной смене знака вертикальной компоненты скорости. Однако, несмотря на большую меридиональную перемежаемость направления W , основные черты ее распределения в верхнем слое, показанные условно стрелками на рис. 1 и 2, кажутся вполне закономерными.

Так, например, в отмеченных по косвенным признакам (Wyrtki, 1971) зонах Антарктической конвергенции (АК) и южной субтропической конвергенции (ЮСТК) вертикальная скорость, по данным расчетов, направлена вниз, что соответствует опусканию вод в этих зонах. В субантарктической дивергенции (САД) вертикальная скорость направлена вверх.

Эти соответствия позволяют считать, что и в других районах условные стрелки на разрезе отражают реально существующую систему вертикальных движений, которая в свою очередь связана с особенностями горизонтальной циркуляции вод. Приближенные оценки вертикальной скорости для крайнего северного участка разреза, по-видимому, имеют относительно меньшую достоверность вследствие значительной роли меридиональной компоненты скорости в суммарном течении, которой мы пренебрегли при упрощении исходного уравнения состояния. Вернувшись теперь к рис. 1, нетрудно убедиться, что практически все области высокой и низкой прозрачности уверенно идентифицируются с зонами опускания или подъема вод на границах потоков.

Известно, что в зонах подъема вод, где из глубин к поверхности поступают питательные биогенные вещества, обильно развивается фитопланктон, что ведет к снижению прозрачности воды. Обратная картина наблюдается в зонах опускания вод — там поверхностные слои бедны биогенными элементами и, как следствие этого, фитопланктоном. Для таких районов характерна повышенная прозрачность воды. Именно этими закономерностями обусловлено чередование значений прозрачности на рассматриваемых разрезах. Так, в районе 39° ю.ш., где во время

выполнения разреза располагалась Южная субтропическая конвергенция и где в соответствии с этим вертикальная компонента скорости направлена вниз, опускание вод — причина повышения прозрачности воды.

Между 41 и 42° ю.ш. находится зона субантарктической дивергенции. Отчетливо проявляющийся здесь подъем вод, богатых биогенными элементами, приводит к резкому уменьшению прозрачности вплоть до значений, равных 45–48%. Вероятно, что этот высокопродуктивный район может оказаться перспективным с промысловой точки зрения. В районе 45–46° ю.ш. имеет место опускание вод, обусловленное, по-видимому, конвергенцией двух потоков восточного направления, характеризующихся разной скоростью переноса. Здесь прозрачность воды значительно увеличивается, достигая значений, равных 80%.

Особенно большие градиенты прозрачности наблюдаются в крайней южной части разрезов. Здесь на протяжении трех градусов широты прозрачность меняется от 83–85% (52° ю.ш.) до 44–46% (54–55° ю.ш.). И в этом случае те или иные значения анализируемой характеристики бесспорно обусловливаются направлением вертикальных перемещений вод. На 52° ю.ш. данные расчетов вертикальной скорости свидетельствуют о наличии нисходящего движения, что служит причиной повышения прозрачности, а на 54–55° ю.ш. отмечается преобладание восходящих движений, связанных с явлением глубинной адвекции теплых промежуточных вод, которое имеет в этих широтах общепланетарный характер. Здесь и наблюдается второй минимум прозрачности на разрезах, свидетельствующий о поступлении в поверхностный слой биогенных элементов, что в сочетании с другими благоприятными условиями (температура воды, ее соленость) вызывает мощную вспышку развития первичной продукции, так называемое цветение фитопланктона.

В предлагаемую схему не укладывается только зона помутнения в районе 50° ю.ш. Здесь отмечается наличие нисходящего движения вод, чему должны были бы соответствовать не низкие, а высокие значения прозрачности. Можно предположить, что в данном случае уменьшение прозрачности обусловлено причинами адвективного характера. Действительно, для 50° ю.ш. результаты расчетов скорости течений, выполненных по динамическому методу, показывают усиление потока восточного направления, который может переносить взвесь из богатых ею смежных областей.

Распределение прозрачности воды в рассматриваемом районе характеризуется не только сильной пространственной неоднородностью, но и весьма существенной временной изменчивостью. Об этом свидетельствуют данные наблюдений, повторно выполненных в северной части разреза примерно две недели спустя после проведения первоначальных измерений, послуживших основой для построения анализируемых здесь разрезов прозрачности. Так, на 38°30' – 39° ю.ш. при повторных наблюдениях отмечено понижение прозрачности до 50–55% против 65–80%, зафиксированных ранее. В то же время на 38° ю.ш. прозрачность стала еще более высокой, чем была, т.е. система зон, различающихся по прозрачности воды, за две недели сместились на север на величину порядка одного градуса по широте.

Результаты гидрологических наблюдений позволяют заключить, что за указанный временной интервал в этом районе именно примерно на градус к северу сместились вся система потоков течений и пограничных областей между ними, так что зона южной субтропической конвергенции, в первом случае располагавшаяся на 39° ю.ш., при повторных наблюдениях оказалась уже на 38° ю.ш., что и привело к соответствующей перестройке поля прозрачности. Это свидетельствует о том, что оптические характеристики воды весьма чувствительны к изменениям причинных факторов и могут служить индикатором таких изменений.

Резюмируя, следует еще раз отметить, что данные измерений прозрачности воды, выполненных в 10-м рейсе л/с "Академик Вернадский", свидетельствуют о весьма сильной изменчивости оптических свойств вод в зоне Антарктического циркумполярного течения. Это характерная особенность данного района. На основании анализа материалов оптических исследований районы 41, 54 и 55° ю.ш. могут рассматриваться как вероятные зоны повышенной биологической продуктивности.

В заключение следует подчеркнуть настоятельную необходимость проведения в этом районе детальной гидрооптической съемки, которая могла бы дать результаты, позволяющие судить о структуре поля физической прозрачности не только в поверхностном слое вод, а и во всей их толще.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейнберг В.Г., Дульнева Н.М., Мейнгард П.Н., Яковенко В.Л. 1958. Полярный спектрографонефелометр-прозрачномер. – "ДАН СССР", т. 121, № 4.
- Козляников М.В. 1960. Руководство по гидрооптическим измерениям в море. – "Труды ИОАН СССР", т. 40.
- Нейман В.Г. 1968. О меридиональной циркуляции вод Южного океана. – В кн.: Океанологические исследования, № 17. М., "Наука".
- Wyrtki K. 1971. Oceanographic atlas of the international Indian ocean expedition. Washington D.C. U.S. Govt Print. Office.

СОДЕРЖАНИЕ

Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана	83
Бышев В.И., Корт В.Г., Усыченко И.Г. Вероятностная структура течений экваториального района Индийского океана	91
Корт В.Г., Титов В.Б. О глубинной структуре экваториальных течений Индийского океана	104
Корт В.Г., Титов В.Б. О меандрировании экваториальных течений Индийского океана	109
Бышев В.И., Нейман В.Г. О временной изменчивости течения Тареева	114
Свитайло А.С. Поверхностные экваториальные течения Индийского океана	119
Тарасенко В.М. К исследованию Сомалийского течения	123
Морозов Е.Г., Плахин Е.А., Шаповалов С.М. Исследование изменчивости температурного поля в экваториальной зоне Индийского океана	127
Морозов Е.Г., Плахин Е.А., Самодуров А.С. К вопросу о природе генерации цугов короткопериодных внутренних волн	136
Жмур В.В. Об устойчивости волн Россби в бароклинном океане	140
Нейман В.Г., Павлов В.М. О прозрачности поверхностных вод Антарктического циркумполярного течения в южной части Индийского океана	149

Общая циркуляция вод Индийского океана. Бурков В.А., Нейман В.Г. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с.3-90.

По средним годовым многолетним значениям плотности океанской воды, отнесенным к центрам пятиградусных трапеций, построена и проанализирована общая (трехмерная) стационарная циркуляция вод Индийского океана. Анализ поля движения предваряется рассмотрением гидрофизической и гидрохимической структуры вод, причем особенности в распределении характеристик водных масс используются в качестве контрольного критерия правильности расчетных результатов модели, принятой для построения схем циркуляции.

В работе показано, что в горизонтальном плане циркуляция Индийского океана разбивается на три крупные системы: севернее 10° ю.ш. — муссонный круговорот, в котором циркуляция поверхностных вод изменяет свое направление на противоположное в зависимости от фазы муссона; южный субтропический антициклонический круговорот, в котором поверхностные, подповерхностные и промежуточные воды движутся против часовой стрелки, а глубинные и придонные — по часовой стрелке; Антарктическое циркумполлярное течение, не изменяющее своего направления от поверхности до дна.

Для подповерхностных и промежуточных вод показана тесная связь распределения экстремальных гидрологических и гидрохимических характеристик с особенностями соответствующей циркуляции, а для глубинных и придонных — зависимость их движений от неровностей океанского дна.

Сделан обзор современных экспериментальных исследований течений в районе экватора. На основе их данных рассмотрены основные черты вертикальной структуры и проведена общая оценка крупномасштабной пространственно-временной изменчивости экваториальных течений Индийского океана.

Табл. 4. Ил. 47. Библиогр. 57 назв.

УДК 551.465.018

Вероятностная структура течений экваториального района Индийского океана. Бышев В.И., Корт В.Г., Усыченко И.Г. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 91–103.

Проводится анализ вероятностной структуры поля скорости течений в экваториальном районе Индийского океана по данным наблюдений в 55-м рейсе нис "Витязь". В основу анализа положены расчеты функций распределения плотности вероятности направления и скорости. Всего рассчитано 387 пар распределений. Выделяются следующие основные течения в экваториальном районе: Северо-Восточное муссонное течение западного направления, Экваториальное противотечение, течение Тареева, глубинное течение и глубинное противотечение. Обсуждаются 20 пар характерных функций распределений, и указываются возможные причины формирования особенностей приведенных распределений.

Табл. 5. Ил. 5. Библиогр. 1 назв.

УДК 551.579

О глубинной структуре экваториальных течений Индийского океана. Корт В.Т., Титов В.Б. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 104–108.

По данным наблюдений в 55-м рейсе нис "Витязь" рассматриваются особенности глубинной структуры системы экваториальных течений. Анализируются причины формирования многодеревней структуры как глубинных, так и поверхностных потоков.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.579

О меандрировании экваториальных течений Индийского океана. Корт В.Г., Титов В.Б. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 109–113.

На основе анализа пространственной и временной изменчивости меридиональной компоненты экваториальных течений устанавливается факт интенсивного меандрирования этих течений. Определены основные параметры явления.

Ил. 3. Библ. 5 назв.

УДК 551.48

О временной изменчивости течения Тареева. Бышев В.И., Нейман В.Г. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 114–118.

По инструментальным данным, полученным в 55-м рейсе на "Витязь", построены векторные диаграммы последовательных среднесуточных значений скорости в области течения Тареева в Индийском океане.

Анализ этих материалов позволяет сделать вывод о мезомасштабных временных колебаниях течения Тареева, проявляющихся в виде периодических меандров его стражения относительно экватора. На основе экспериментальных данных подтверждено предположение об универсальности этого явления для экваториальной области всего Мирового океана.

Ил. 3. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.48

Поверхностные экваториальные течения Индийского океана. Святайло А.С. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 119–122.

В работе рассматривается система поверхностных течений Индийского океана в период зимнего муссона, рассчитанных навигационным методом в широтной зоне между 5° ю.ш. и 5° с.ш. Наблюдения в районе $54^{\circ}30'$ и $64^{\circ}30'$ в.д. показали, что стражень Северо-Восточного муссонного течения западного направления к западу от Мальдивских островов расположен между экватором и 2° с.ш. Здесь отмечены максимальные скорости этого западного потока более 2 узлов. К югу от 3° ю.ш. в районе между 85° и $54^{\circ}30'$ в.д. прослежено мощное Экваториальное противотечение восточного направления со скоростью до 2,9 узла. Отмечена сильная изменчивость направления Экваториального противотечения при маломенящейся скорости.

Сравнение расчетной схемы с результатами инструментальных измерений показало их хорошее соответствие.

Табл. 1. Ил. 1.

УДК 551.48

К исследованию Сомалийского течения. Тарасенко В.М. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 123–126.

В статье рассматривается Сомалийское течение в период юго-западного муссона. Максимальные скорости, полученные из геострофических расчетов, составляли в районе 7° с.ш. 6 узлов.

Оценка расходов Пассатного, Муссонного и Сомалийского течений показывает, что одной из причин существования Сомалийского течения может быть нагон вод, приносимых Пассатным течением к восточному берегу Африки.

Ил. 1. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.465.8

Исследование изменчивости температурного поля в экваториальной зоне Индийского океана. Морозов Е.Г., Плахин Е.А., Шаповалов С.М. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 127–135.

Проведены исследования спектральных характеристик и масштабов пространственно-временной изменчивости и корреляции флуктуаций температуры с периодами от приливного до нескольких минут. Оценены параметры внутренних приливных волн. Исследованы короткопериодные колебания температуры и их свойства.

Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.465.8

К вопросу о природе генерации цугов короткопериодных внутренних волн. Морозов Е.Г., Плахин Е.А., Самодуров А.С. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 136–139.

Проведены теоретические оценки характеристик среднего состояния океана, которое в результате сдвиговой неустойчивости основного потока должно приводить к генерации пакетов внутренних волн. Экспериментальные измерения флуктуаций температуры и скорости течения, а также расчеты сдвигов скоростей подтвердили теоретические расчеты.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.465.48

Об устойчивости волн Россби в бароклинном океане. Журн. В.В. В кн.: Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 140–148.

В океане постоянной глубины с постоянной частотой Вясяля-Брента рассматривается нелинейное взаимодействие волн Россби в приближении β -плоскости. В приближении малости нелинейных членов получены условия резонанса и уравнение триплета. Исследуется устойчивость этой системы.

Табл. 1. Библ. 4 назв.

УДК 551.48

О прозрачности поверхностных вод Антарктического циркумполярного течения в южной части Индийского океана. Нейман В.Г., Павлов В.М. В кн. "Гидрология Индийского океана". М., "Наука", 1977 г., с. 149–154.

Анализируется распределение измеренной прозрачности морской воды совместно с полями рассчитанных зональной и вертикальной скоростей на разрезе по 20° в.д. по данным, полученным в 1975 г. в 10-м рейсе нис "Академик Вернадский". Обнаружен весьма широкий диапазон изменения прозрачности в области Антарктического циркумполярного течения. Отмечена четкая связь неоднородностей поля прозрачности в верхнем слое океана с особенностями в поле скорости течений. Показано, что области высокой и низкой прозрачности идентифицируются с зонами подъема и опускания вод на границах потоков.

Ил. 2. Библ. 4 назв.

ГИДРОЛОГИЯ
ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати
Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова Академии наук СССР

Редактор
Л.Ф. Данкова

Художественный редактор
С.А. Литvak

Технические редакторы
И.В. Голубева,
Г.П. Каренина

Подписано к печати 8/VII-77 г.
Т - 12930

Усл.печ.л. 14,0. Уч.-изд.л. 14,9
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 229
Цена 1р. 50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485,
Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 50 K.

2139