

Академик АН УССР А. Г. КОЛЕСНИКОВ, С. Г. БОГУСЛАВСКИЙ,  
Г. П. ПОНОМАРЕНКО, В. Г. ЖИДКОВ

### ОБЩАЯ СХЕМА ТЕЧЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ В ЗОНЕ ПАССАТОВ

Исследование проведено в январе — марте 1970 г. на научно-исследовательском судне «М. Ломоносов». Оно начато в южной части Саргассового моря и продолжено в южном направлении до  $15^\circ$  с.ш. Дальнейшее направление юго-восточнее, до  $6^\circ$  с.ш. Остальная часть разреза ориентирована строго по меридиану  $24^\circ 30'$  от  $6^\circ$  с.ш. за пределы Южного пассатного течения. Таким образом, выполненный разрез захватывает среднюю часть океана и согласуется с очертаниями материков Африки и Южной Америки. Если бы он был проведен по одному из меридианов, то захватил бы область Канарского или Бразильского течения и расход одного из пассатных течений нельзя было бы определить. На всем протяжении разреза выполнено 40 глубоководных станций, 23 из которых включали постановку автономных буйев с БВП продолжительностью на сутки и более. На каждой станции проводился широкий комплекс гидрологических, гидрофизических, гидрохимических и биологических исследований, часть из которых захватывала всю толщу вод океана. Основное внимание уделялось, однако, всестороннему исследованию поверхностных вод, так как именно в верхнем слое океана наиболее интенсивно протекают физические, химические и биологические процессы. Расстояния между буйковыми станциями по широте вблизи экватора были около 60 миль и постепенно увеличивались до 120—180 миль по мере удаления на север и на юг от экватора.

Поскольку в низких широтах преобладающими являются потоки вдоль параллелей, то общую схему течений целесообразно изобразить на плоскости меридиана. В таком виде схема течений пассатной зоны показана в верхней части рис. 1. Из него следует, что наиболее динамически активным является экваториальный район, в котором выделяется течение Ломоносова. Поле скорости течения Ломоносова исследовалось экспедициями нашего института неоднократно, однако в зимний период (январь) сведения об этом течении получены впервые. Характерно, что в зимний период, когда основная струя Южного пассатного течения наиболее отклоняется к югу, интенсивность течения Ломоносова ослабевает. Расход течения уменьшается от осени к зиме. Если осенью он превышает  $35 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/сек, то зимой равен только  $22 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/сек (1). Распределение температуры и солености в зимний период такое же, как и в другие сезоны: в пределах зоны течения наблюдается уменьшение вертикального градиента температуры и увеличение солености по сравнению с прилегающими водами Южного пассатного течения. Ядро повышенной солености с максимумом в 36,5‰ располагается вблизи стержня течения. Характерным является также поднятие верхней границы течения Ломоносова к поверхности океана. Аналогичная картина наблюдалась и ранее в районе между  $12$  и  $25^\circ$  з.д., где течение Ломоносова проходит над Средним Атлантическим хребтом (1). Не подтвердилось изложенное в работе (2) предположение о непосредственной связи течения Ломоносова с водами Экваториального противотечения. В центральной части океана течение Ломоносова граничит с потоком западного направления, который

по своим  $T, S$ -характеристикам относится к водам Южного пассатного течения. Новые данные, полученные в 24-м рейсе, дополняют результаты предыдущих исследований и позволяют проследить годовой цикл изменчивости течения Ломоносова.

Межпассатное Экваториальное противотечение на севере и юге отделяется от пассатных течений нулевой изолинией скорости (см. рис. 1). Южная его граница расположена у  $4^\circ$  с.ш., а северная проходит от  $8^\circ 30'$

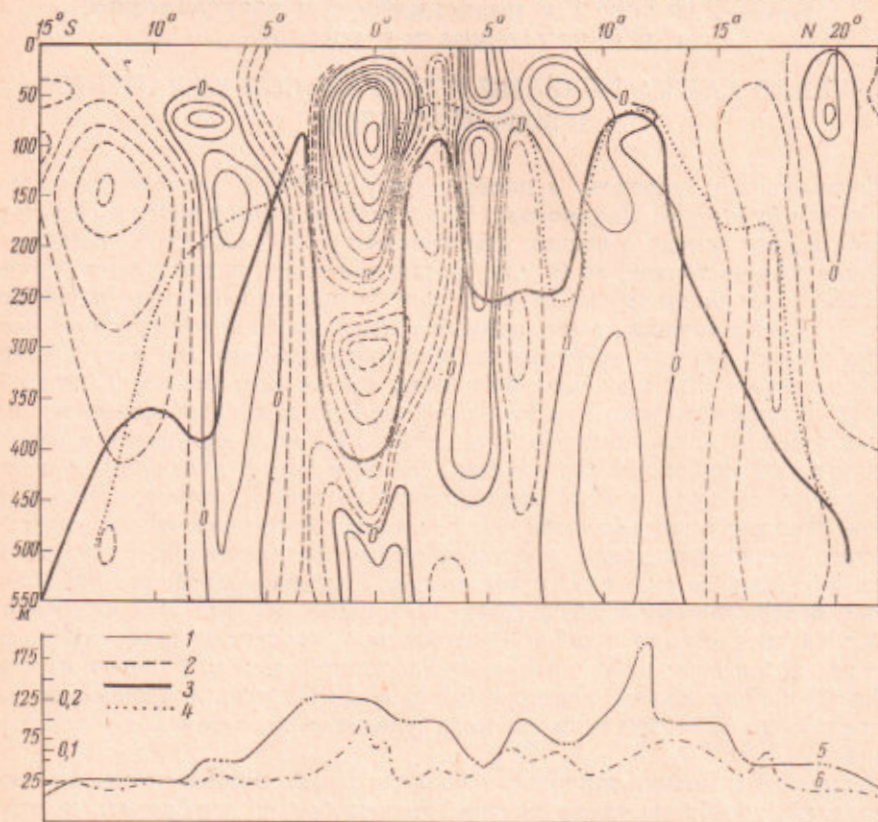


Рис. 1. Схема течений пассатной зоны центральной Атлантики на плоскости меридиана. 1 — восточный перенос вод; 2 — западный перенос; 3 — изолиния фосфатов  $0,8 \text{ мкг/л}$ ; 4 — изолиния кислорода  $3,0 \text{ мл/л}$ ; 5 — общее содержание биомассы планктона ( $\text{мг/м}^3$ ) в верхнем слое океана; 6 — относительная величина коэффициента поглощения суммарной радиации Солнца

на поверхности до  $14^\circ$  с.ш. на глубине 550 м. Это течение разбито узкой областью западного переноса вод на две отдельные струи. Ядро северной струи находится на глубине 50 м. По широте оно совпадает с ядром повышенной солености, но последнее залегает на глубине около 100 м. Северная струя распространяется на большую глубину за пределы поверхностных и даже промежуточных вод, а южная выклинивается на горизонте 450 м. Ядро повышенной солености, которое находится на глубине 75 м, разделяет южную струю на две части. Расход Экваториального противотечения в пределах поверхностных вод равен  $23,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Столь значительная величина, полученная в зимний период, опровергает мнение, согласно которому Экваториальное противотечение развивается только в летне-осенний период вследствие перехода Южного пассата в Северное полушарие (<sup>2</sup>). Непосредственные изменения показали, что это течение является постоянной особенностью циркуляции Тропической Атлантики.

В Южном полушарии, между  $5$  и  $10^\circ$  ю.ш., также наблюдается поверхностное противотечение восточного направления, которое по очертанию

внешних границ напоминает северную струю Экваториального противотечения. Верхняя граница подповерхностного противотечения Южного полушария находится на глубине 50 м, а нижняя уходит за пределы промежуточных вод. Это течение разделяется водами повышенной солености на два ядра (см. рис. 1). Расход течения в пределах поверхностных вод составляет  $8,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Его воды имеют характерное распределение температуры, солености, плотности и выделяются на  $T, S$ -кривых. Насколько нам известно, границы и расход южного подповерхностного Экваториального течения путем прямых измерений определены впервые.

В Северном полушарии, между  $18$  и  $20^\circ$  с.ш., также обнаружено ранее не исследованное течение восточного направления (см. рис. 1). По глубине оно захватывает слой от 15 до 250 м, и расход его равен  $1,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Поверхностная же вода под действием Северного пассата приобретает преобладающую западную составляющую скорости. Характерно, что два автономных буя с БВП, выставленные в 1959 г., в период 6-го рейса «М. Ломоносова», зарегистрировали это течение в слое до 1000 м (<sup>4</sup>). Таким образом, есть основание полагать, что обнаруженное на южной окраине Саргассового моря восточное течение также является постоянным фактором циркуляции Тропической Атлантики.

Среди течений, которые переносят воды с востока океана на запад, основным является Южное пассатное. На севере оно граничит с Экваториальным противотечением вблизи  $4^\circ$  с.ш., а южная его граница четко не выражена.

Хотя основным источником энергии пассатных течений принято считать доминирующий здесь ветер, максимальные скорости течений наблюдаются не у поверхности океана, а на значительных глубинах. В поверхностном же слое, который непосредственно увлекается ветром, наблюдается относительно слабый перенос вод. Наиболее интенсивная струя пассатного течения располагается вблизи экватора под течением Ломоносова. Стержень этой струи залегает на глубине 300 м. Несмотря на интенсивность струи она неустойчива во времени. Так, например, осенью 1963 г. в Центральной Атлантике под течением Ломоносова наблюдался мощный поток не западного, а восточного направления (<sup>1</sup>).

Северное пассатное течение отделено от Экваториального противотечения нулевой изолинией скорости, которая проходит от  $8^\circ$  с.ш. у поверхности океана до  $14^\circ$  с.ш. на глубине 550 м. На севере Пассатное течение соединяется с водами Саргассового моря и только в слое 15—250 м граничит с небольшой областью восточного переноса вод (см. рис. 1). Максимальная интенсивность западного переноса вод наблюдается на глубинах от 200 до 350 м. Относительно малые скорости течения связаны с ослаблением Северного пассата в зимний период. В летний же сезон Азорский антициклон и обусловленный им пассат развит сильнее и сдвинут дальше от экватора в умеренные широты. Нижняя граница течения находится за пределом глубины 1600 м. Западный перенос в слое промежуточных вод обусловлен, по-видимому, не пассатным ветром, а циркуляцией этих вод вдоль изобат Среднего Атлантического хребта, который располагается здесь параллельно экватору (<sup>6</sup>).

Расход Северного пассатного течения равен  $45,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ , что составляет около половины расхода Южного пассатного течения. Суммарный расход обоих пассатных течений Атлантики в пределах поверхностных вод равен  $137,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ , общий же расход всех упомянутых выше течений восточного направления составляет только  $54,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

Основной особенностью схемы течений Тропической Атлантики является чередование в верхнем слое океана потоков восточного и западного направлений, а также большая вертикальная мощность пассатных течений и экваториальных противотечений.

Распределение поля скорости на глубинах 700—800 м, т. е. в ядре промежуточной субантарктической водной массы, которая характеризуется

минимумом температуры и солёности, связано с рельефом дна. Наибольшая скорость наблюдается в экваториальном районе, где она достигает 25 см/сек. В диапазоне от 4 до 15° северной и южной широт скорость Промежуточного течения колеблется в пределах от 2 до 12 см/сек. В северной части разреза между 17 и 21° с.ш., который проходит здесь по западному склону Срединного хребта, также наблюдается увеличение скорости до 20 см/сек. Направление Промежуточного течения непрерывно меняется по маршруту разреза. Доминирует все же, как отмечалось и в предыдущих исследованиях, перенос вод в северном направлении (6).

Поскольку измерения течений ограничивались горизонтом 1600 м, который захватывает лишь верхнюю границу северо-атлантических глубинных вод, определить интенсивность глубинного течения в Центральной Атлантике путем прямых измерений было невозможно. Данные измерений свидетельствуют лишь об увеличении скорости глубинного течения на склонах Срединного хребта до 10—19 см/сек и о преобладающем южном направлении этого течения. По гидрологическим данным ядро глубинных вод, которые формируются в Саргассовом море, залегает на глубинах около 2000 м и характеризуется максимумом солёности от 35‰ на севере разреза до 34,92‰ — на юге.

Выполненные в рейсе гидрофизические и гидрохимические исследования позволяют судить об интенсивности опускания и подъема вод в отдельных районах Тропической Атлантики. Районы опускания вод можно проследить на меридиональном разрезе по распределению концентрации растворенного кислорода. На рис. 1 показана изолиния  $O_2$  3,0 мл/л (4). Распределение растворенного кислорода свидетельствует об опускании вод на севере и на юге пассатной зоны, а также между 7 и 10° с.ш.

Наиболее интересной особенностью распределения температуры, солёности и плотности является подъем изолиний в приэкваториальных районах у 2—3° северной и южной широт и в полосе между 10 и 12° с.ш., указывающий на подъем вод в упомянутых районах. Как следует из рис. 1, подъем вод наблюдается не на экваторе, как это ранее считалось, а вблизи северной и южной границ течения Ломоносова, в пределах которого вертикальная компонента скорости и вертикальный турбулентный обмен незначительны (4). Подъем вод прослеживается также и по распределению гидрохимических и биологических характеристик (см. рис. 1).

Морской гидрофизический институт  
Академии наук УССР  
Севастополь

Поступило  
22 IX 1970

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> А. Г. Колесников и др., Открытие, экспериментальное исследование и разработка теории течения Ломоносова, Севастополь, 1968. <sup>2</sup> Л. Г. Параничев, В. Г. Кирюхин, Гидрографические и гидрохимические исследования в Тропической зоне Атлантического океана, Киев, 1966. <sup>3</sup> Д. Ж. Праудмен, Динамическая океанология, ИЛ, 1957. <sup>4</sup> Г. П. Пономаренко, Тр. Морского гидрофизич. инст. АН УССР, 25, Изд. АН СССР, 1961. <sup>5</sup> С. Г. Богуславский и др., Морские гидрофизические исследования, № 4 (46), Севастополь, 1969. <sup>6</sup> Н. U. Sverdrup, The Oceans, N. Y., 1942.