

В. Б. ШТОКМАН

**ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ  
ОКЕАНА В ОБЛАСТИ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОТИВОТЕЧЕНИЯ**

(Представлено академиком П. П. Ширшовым 20 III 1947)

Основываясь на предложенной нами теории экваториальных противотечений <sup>(1)</sup>, мы в настоящей заметке исследуем нерешенный до настоящего времени вопрос о циркуляции на поверхности океана в интересующей нас области. Пользуясь обозначениями цитированной работы <sup>(1)</sup>, напомним выражение для зональной (ось  $X$ ) составляющей геострофического течения:

$$u_g = -\frac{kc |T_{\max}|}{2} \left( \frac{B}{B^2 + b^2} + \frac{1}{B} \cos \frac{2\pi y}{l} \right) \quad (1)$$

и зональной составляющей результирующего (дрейфовое + геострофическое) течения на поверхности океана в случае, когда глубина  $H$  слоя, в котором осуществляется движение, больше или равна  $2D$  ( $D$  — глубина трения в смысле Экмана):

$$u_g = -\frac{kc |T_{\max}|}{2} \left( \frac{2B^2}{B^2 + b^2} + 1 + 3 \cos \frac{2\pi y}{l} \right). \quad (2)$$

При этом для простоты мы полагаем, что тангенциальное давление пассатов меняется по закону:

$$T_x(y) = -\frac{|T_{\max}|}{2} \left( 1 + \cos \frac{2\pi y}{l} \right),$$

будучи направлено на запад ( $-X$ ). Ось  $Y$  направлена на север. Пользуясь формулой (5) <sup>(1)</sup>, можно показать, что меридиональная составляющая геострофического течения равна:

$$v_g = -\frac{kc b |T_{\max}|}{2(B^2 + b^2)}, \quad (3)$$

а меридиональная составляющая результирующего течения на поверхности океана меняется по закону:

$$v_0 = \frac{kc |T_{\max}|}{4B} \left[ \frac{(B-b)^2}{B^2+b^2} + \cos \frac{2\pi y}{l} \right]. \quad (4)$$

Заметим, что

$$Q = \frac{(B-b)^2}{B^2+b^2} = \frac{\left(\frac{\pi H}{D} - 1\right)^2}{\left(\frac{\pi H}{D} - 1\right)^2 + \left(\frac{\pi H}{D} - \frac{1}{2}\right)^2}. \quad (5)$$

Из (5) следует, что в случае  $H/D > 1/\pi$   $Q < 1$ . Таким образом, в некоторой центральной области меридиональная компонента результирующего течения на поверхности океана направлена на юг, тогда как по бокам от этой области меридиональные составляющие направлены на север. Значения  $y$ , для которых  $v_0 = 0$ , соответствуют зонам конвергенции и дивергенции течений, т. е. местам нисходящих и восходящих течений. Простые вычисления показывают, что, например, в случае  $H/D = 3$   $v_0 = 0$  при  $y_1 = 0,43l$ ,  $y_2 = 0,57l$ .

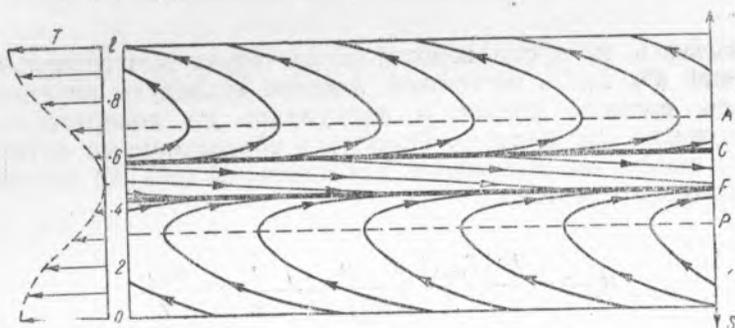


Рис. 1

Уравнение линий тока результирующей циркуляции на поверхности океана мы получим из (2) и (4). Полагая в них, для простоты,  $l = 2\pi$ , найдем, что

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v_0}{u_0} = - \frac{Q + \cos y}{\frac{2B^2}{B^2+b^2} + 1 + 3 \cos y},$$

откуда, интегрируя, получим:

$$x = - \left( \frac{2B^2}{B^2+b^2} + 1 \right) \int \frac{dy}{Q + \cos y} - 3 \int \frac{\cos y dy}{Q + \cos y} + C.$$

В случае, когда  $H/D > 1/\pi$ , т. е. когда  $Q < 1$ , уравнение линий тока принимает вид:

$$x = \frac{3Q-1}{\sqrt{1-Q^2}} \left( \frac{2B^2}{B^2+b^2} + 1 \right) \ln \frac{\sqrt{1-Q} \operatorname{tg} \frac{y}{2} + \sqrt{1+Q}}{\sqrt{1-Q} \operatorname{tg} \frac{y}{2} - \sqrt{1+Q}} - 3y + C, \quad (6)$$

где  $C$  — произвольная постоянная.

На рис. 1 изображена система линий тока результирующей циркуляции на поверхности океана, построенная согласно (6) в случае  $H/D = 3$ .

Слева спектра линий тока указано изменение величины тангенциального давления ветра  $T$ . На рис. 1 отчетливо видна область  $CF$  «ядра» противотечения, ограниченная с севера линией дивергенции, а с юга — линией конвергенции. Ширина этой области зависит от величины (5). Собственно границы противотечения  $AP$  обозначены на рис. 1 пунктиром. В интерпретации теории течения к северу и югу от границ  $A$  и  $P$  противотечения соответствуют северному и южному экваториальным течениям. Как видим, направление течения на северном ( $N$ ) и южном ( $S$ ) крае рассматриваемой области отклонено вправо от направления ветра на угол, значительно меньший  $45^\circ$ .

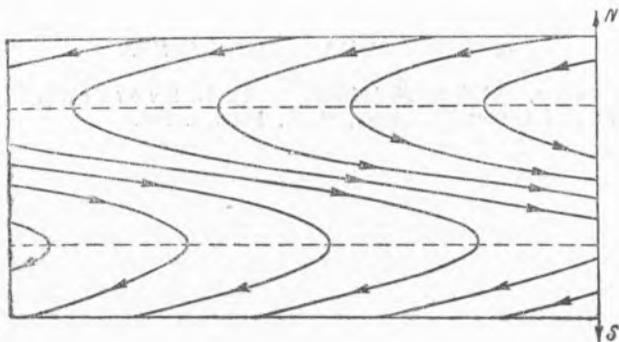


Рис. 2

Если уравнение линий тока геострофической циркуляции, совпадающих, очевидно, с горизонталями (топографией) поверхности океана, мы получим из выражения:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v_g}{u_g} = \frac{Bb}{B^2 + (B^2 + b^2) \cos \frac{2\pi y}{l}}$$

интегрируя которое (при  $l=2\pi$ ) найдем:

$$x = \frac{B}{b} y + \frac{B^2 + b^2}{Bb} \sin y + C. \quad (7)$$

В случае  $H/D=3$  первый член в (7) очень мал. Следовательно, горизонтали поверхности океана, совпадающие с линиями тока геострофической циркуляции, характеризуются системой синусоид, изобра-

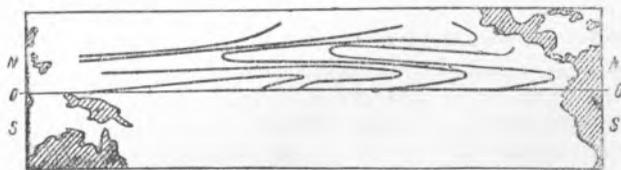


Рис. 3

женной на рис. 2. Заметим, что рис. 2 очень хорошо копирует главные особенности топографии поверхности Тихого и Атлантического океанов в области противотечения, как это видно, например, из рис. 3, на котором изображены кривые, подобные «динамическим» горизонталям поверхности Тихого океана<sup>(2)</sup> (данные наблюдений). Сопоставле-

ние же рис. 1 и 2 служит, с другой стороны, наглядной иллюстрацией тех грубых ошибок, которые могут возникать при обычном в мореведческой практике отождествлении фактической циркуляции, вызванной ветром на поверхности океана, с ее «динамической» топографией.

Вертикальная циркуляция в плоскости меридиана будет исследована в другом месте.

Институт океанологии  
Академии Наук СССР

Поступило  
20 III 1947

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> В. Б. Штокман, ДАН, 52, № 4 (1946). <sup>2</sup> H. U. Sverdrup, The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology, N.-Y., 1942, p. 708.