

В. Б. ШТОКМАН

**ЗНАЧЕНИЕ ВЕТРА И РЕЛЬЕФА ДНА В ОБРАЗОВАНИИ
НАБЛЮДАЕМЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ
ТОПОГРАФИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА**

(Представлено академиком В. В. Шулейкиным 27 III 1948)

Динамическая топография изобарических поверхностей южной части Атлантического океана обладает между широтами 20—45° Ю весьма значительными особенностями. Особенности эти заключаются в том, что динамические горизонталы, пересекающие океан с З на В, имеют ярко выраженную волнообразную форму, причем внутри волнообразного пояса динамических горизонталей располагаются наподобие серии вихрей замкнутые, кольцеобразные области динамических высот.

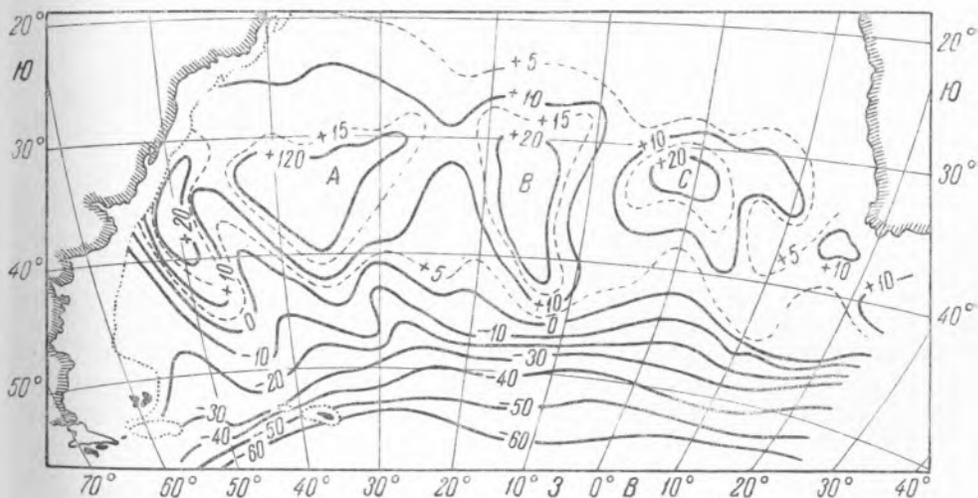


Рис. 1

На рис. 1, отчетливо иллюстрирующем упомянутые особенности, изображена абсолютная динамическая топография поверхности 500 дцб, построенная А. Дефантом⁽¹⁾ по данным многочисленных наблюдений. Следует при этом заметить, что динамическая топография поверхности океана и изобарических поверхностей вплоть до глубин 1400 м в основном подобна схеме, изображенной на рис. 1; более того, наблюдаемые возмущения не только распространяются на значительную глубину, но и носят явно стационарный характер. Как было отмечено А. Дефантом⁽¹⁾, особенности динамической топографии

южной Атлантики удивительным образом связаны с подводным рельефом, который характеризуется чередующимися поднятиями и опусканиями дна, что видно из рис. 2, изображающего батиметрию интересующей нас области.

Из сопоставления рис. 1 и 2 явствует, что за исключением первого антициклонического искривления динамических горизонталей, прижатого к Аргентинскому побережью, остальные три вихря приурочены к поднятиям дна, а именно кольцо А (рис. 1) к „возвышенности Бромлея“ ($\varphi=31^{\circ}30' \text{ Ю}$, $\lambda=35^{\circ}15' \text{ З}$) с минимальной глубиной над ней 658 м при окружающих ее глубинах свыше 4000 м; кольцо В — к хребту среднеатлантического ее поднятия дна (с глубинами менее 2000 м) и, наконец, кольцо С приурочено к подводной „возвышенности Вальфиш“ ($\varphi=32^{\circ}30' \text{ Ю}$, $\lambda=0^{\circ}0'$) с минимальной глубиной над ней 1306 м при окружающих глубинах 4500 м.

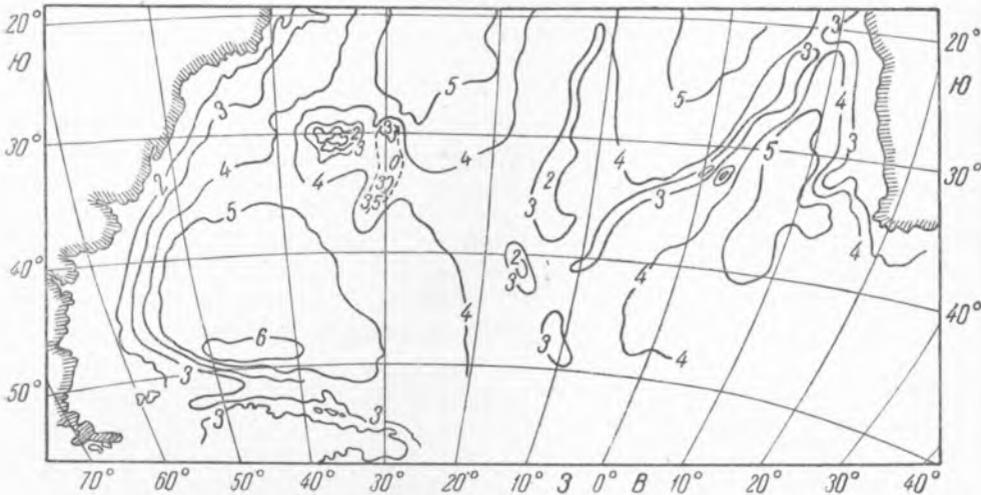


Рис. 2

Наблюдаемые закономерности можно объяснить в свете развиваемой мной теории стационарных потоков (2-4), возбуждаемых неравномерным ветром в неоднородном море. В динамике морских потоков теория эта приписывает главенствующую роль ветру и силам „бокового“ турбулентного трения, намного превышающим силы трения у дна океана. В случае меняющейся глубины океана h основное уравнение теории, связывающее функцию средних скоростей $\bar{\psi}$ с тангенциальным давлением ветра T , имеет, в первом приближении, вид (4):

$$\frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial y^4} = - \frac{\text{rot } T(x, y)}{A_1 h(x, y)}, \quad (1)$$

где A_1 — постоянная величина коэффициента бокового турбулентного трения. Кроме того:

$$\bar{u} = - \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial y}, \quad \bar{v} = \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x}, \quad \text{rot } T = \frac{\partial T_y}{\partial x} - \frac{\partial T_x}{\partial y},$$

причем \bar{u} , \bar{v} означают компоненты скорости течения, осредненные в слое от поверхности океана ($z=0$) до дна ($z=h$). Уравнение (1) выведено в предположении постоянства кориолисовой силы, не влияющей в таком случае на распределение $\bar{\psi}$.

Для того чтобы получить совершенно элементарное решение интересующего нас вопроса, мы будем рассматривать безграничный океан

и схематизируем ветровой режим и топографию дна следующим образом. Допустим, что тангенциальное давление ветра T всюду обладает зональным направлением (ось X), но меняется в направлении меридиана (Y) по простому гармоническому закону:

$$T_x = T_0 \cos my, \quad (2)$$

причем положительное направление оси X соответствует направлению на В, а положительное направление Y — на С.

Допустим далее, что зональные ветры дуют перпендикулярно изобатам дна, вытянутым вдоль меридиана, причем рельеф дна характеризуется подъемами и впадинами дна, чередующимися по закону:

$$h(x) = \frac{1}{a - b \cos nx} \quad (a > b), \quad (3)$$

где

$$a = \frac{h_{\max} + h_{\min}}{2h_{\max}h_{\min}}, \quad b = \frac{h_{\max} - h_{\min}}{2h_{\max}h_{\min}}.$$

Подставляя (3) и (2) в (1), получим для функции средних скоростей $\bar{\psi}$ уравнение:

$$\frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \bar{\psi}}{\partial y^4} = - \frac{T_0 m}{A_1} \sin my (a - b \cos nx). \quad (4)$$

Нетрудно убедиться, что уравнению (4) удовлетворяет функция:

$$\bar{\psi} = - \frac{T_0}{A_1 m^3} \sin my \left[a - \frac{m^4 b}{(m^2 + n^2)^2} \cos nx \right], \quad (5)$$

являющаяся единственным имеющим в нашей задаче физический смысл решением (4).

В плане верхней части рис. 3 построены, согласно (5), изолинии $\bar{\psi}$ при некоторых заданных значениях T_0 , a , b , m и n ; стрелками указано направление среднего переноса. В нижней части того же рисунка изображен профиль дна. Справа в плане рис. 3 стрелками указано изменение тангенциального давления ветра T . Выражение (5) дает бесконечное множество периодически чередующихся „кадров“ изолиний $\bar{\psi}$, два из которых, обозначенные буквами А и В, приведены на рис. 3.

„Кадр“ А рис. 3 соответствует в смысле распределения ветра схематизированным условиям в субтропических широтах южной Атлантики. В нижней половине схемы А действует ветер, интерпретирующий преобладающие западные ветры сороковых широт, тогда как ветер в верхней половине той же схемы соответствует ЮВ пассату. Линия раздела между обеими системами ветров находится в действительности на широте около 30° Ю.

Если иметь в виду отклоняющую силу вращения Земли в южном полушарии, то приспособление поля масс к системе результирующей циркуляции на схеме А должно осуществляться таким образом, что в центральных частях круговоротов будет происходить скопление более легкой воды (большие динамические высоты). Как видим, теоретическая схема А на рис. 3 копирует все главные особенности динамической топографии южной Атлантики (рис. 1). Мы приходим, следовательно, к выводу, что вследствие ветров, характерных для южного полушария, над возвышенностями дна в океанах в области субтропических широт должны возникать круговороты против часовой стрелки. Это явление должно иметь место и в области $30-40$ -х широт северного полушария, где, однако, круговороты, образующиеся над воз-

вышенностями дна, должны обладать вращением по часовой стрелке* (схема В на рис. 3). Важно при этом подчеркнуть, что в обоих случаях круговороты должны возникать не над впадинами, а над возвышенностями дна. Указанный здесь совместный эффект планетарной циркуляции атмосферы и рельефа дна не проявляется в субтропических широтах Атлантики так отчетливо, как в южной, потому что пассаты там дуют под значительно меньшим углом к среднеатлантическому поднятию дна. Кроме того, и западные ветры там значительно менее устойчивы и меньшей скорости, нежели ветры „бурных

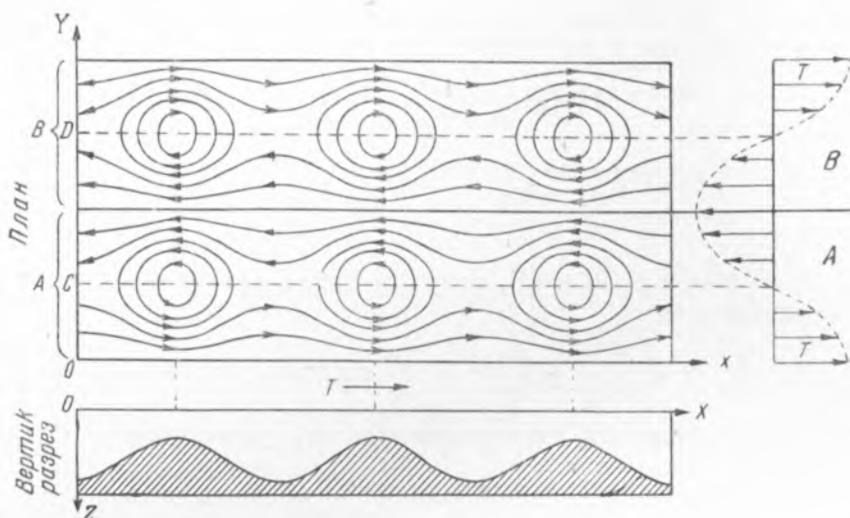


Рис. 3

сороковых“ южных широт. Тем не менее, и в северной части Атлантического океана, на хребте среднеатлантического поднятия дна, к северу от Азорских островов наблюдается явная тенденция к образованию большого антициклонического круговорота. Что же касается резкого искривления динамических горизонталей вблизи Аргентинского побережья (рис. 3), то это искривление, по справедливому мнению Дефанта⁽¹⁾, может являться следствием мощного вихреобразования на стыке вод холодного Фальклендского и теплого Бразильского течений.

В заключение заметим, что (4) и (5) останутся без изменения, если вместо (2) принять $T_x = T_0 (1 + \cos my)$. Таким образом, схема рис. 3 в равной мере характеризует циркуляцию, возбуждаемую поперечной неравномерностью ветра неизменного направления, дующего перпендикулярно волнистому профилю дна в безбрежном океане, когда скорость ветра периодически снижается до нуля (штилевая линия). Несмотря на неизменное направление ветра, в области CD (рис. 3), заключенной между точками перегиба T_x , должно возникать противотечение.

Институт океанологии
Академии Наук СССР

Поступило
10 II 1948

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ A. Defant, *Wissenschaft. Ergebnisse der Deutsch. Atl. Exped. auf dem „Meteor“*, 6, T. 2, Lief. 2, 1921. ² В. Б. Штокман, ДАН, 54, № 5 (1946). ³ В. Б. Штокман, ДАН, 59, № 4 (1943) ⁴ В. Б. Штокман, ДАН, 59, № 5 (1948).

* Таким образом, вследствие планетарной циркуляции атмосферы в субтропических широтах, над возвышенностями океанического дна должны создаваться благоприятные условия для скопления частиц, оседающих на дно океана (органические и неорганические осадки).