

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

06  
+78

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN LENINGRAD

Труды ЛГМИ

Transactions

Выпуск 37

Vol. 37

# ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS  
ON THE  
OCEAN—ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 3

работ научно-исследовательского института  
взаимодействия океана и атмосферы

Issue 3  
of the papers  
of the air-sea interaction institute

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института

ЛЕНИНГРАД  
1969

235048

Сборник содержит результаты исследований по проблеме океан—атмосфера, выполненных в Ленинградском гидрометеорологическом институте на кафедрах океанологии, теоретической физики атмосферы, общей и прикладной климатологии, высшей математики и теоретической механики.

Исследования кафедр по названной проблеме объединяются Научно-исследовательским институтом взаимодействия океана и атмосферы. Настоящий сборник продолжает серию работ этого института, изданных под названием «Исследования Северной части Атлантического океана».

Сборник содержит статьи регионального характера, теоретического и методического содержания.

Помещенные в сборнике работы В. Н. Яковлева выполнены в АтлантНИРО; Р. В. Абрамова, И. А. Розенблита — в Калининградском отделении Института океанологии АН СССР.

Научный редактор

**В. В. ТИМОНОВ**

Ответственный редактор *О. А. АЛЕКИН*

Труды Ленинградского гидрометеорологического института

*Выпуск 37*

**Исследования по проблеме океан—атмосфера**

**Сборник 3**

Редактор *Б. И. Леонова*

Техн. редактор *Е. Г. Никитина*

Корректор *И. М. Морозова*

М 15919

Сдано в набор 11/VI 1969 г.

Подписано к печати 6.11.69

Формат 70×108 1/6

Печ. л. 5,5

Тираж 500

Заказ 386

Типогр. ВОК

Цена 77 коп.

*Настоящий сборник выходит в свет после безвременной кончины 22 июня 1969 г. профессора доктора технических наук Всеволода Всеволодовича ТИМОНОВА, который был бессменным научным редактором океанологических выпусков трудов ЛГМИ.*



ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ УРАВНЕНИЙ СОСТОЯНИЯ  
МОРСКОЙ ВОДЫ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ  
ТЕРМОХАЛИННЫХ ТЕЧЕНИЙ ПО ЛИНЕЙНОЙ ТЕОРИИ  
БАРОКЛИННОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Б. И. Тюряков

Неравномерный (во времени и пространстве) приток солнечной энергии, испарение, осадки и другие немеханические процессы создают в океане горизонтальные градиенты плотности, которые приводят к возникновению термохалинной циркуляции.

Значение плотности  $\rho(\theta, \lambda, z)$ \* воды в океане может быть представлено состоящим из некоторого известного равновесного значения  $\rho_*(z)$  и малого возмущения  $\rho'(\theta, \lambda, z)$ . Если через  $\delta$  и  $\sigma$  обозначить безразмерные величины возмущений, вызванных действием ветра и действием термохалинных факторов, а через  $\delta_0$  и  $\sigma_0$  — соответственно характерные значения тех же возмущений, то возмущения плотности  $\rho'$  в бароклинном слое океана могут быть представлены в виде [1]:

$$\rho'(\theta, \lambda, z) = \delta_0 \cdot \delta(\theta, \lambda, z) + \sigma_0 \cdot \sigma(\theta, \lambda, z). \quad (1)$$

Применительно только к термохалинным течениям выражение (1) принимает вид:

$$\rho'(\theta, \lambda, z) = \sigma_0 \cdot \sigma(\theta, \lambda, z). \quad (2)$$

В океане взаимодействуют течения ветрового и термохалинного происхождения. Выделение чистой ветровой циркуляции или чистой термохалинной циркуляции — лишь первый шаг в изучении течений в океане. Следующей ступенью является совместное изучение ветровой и термохалинной циркуляции, проявляющихся в океане в виде суммарной циркуляции.

Такое совместное рассмотрение общей океанической циркуляции представляет собой весьма сложную математическую задачу и поэтому часто приходится ограничиваться отдельным изучением ветровых и термохалинных течений. Среди ряда появившихся в последние годы теоретических методов расчета ветровых и термохалинных течений

---

\* Имеется в виду сферическая система координат.

большого внимания заслуживает метод, который был предложен П. С. Линейкиным в рамках линейной теории бароклинного слоя океана [1].

Особенностью этого метода является использование модели океанических течений, в которой в линеаризованном уравнении турбулентной диффузии плотности учитывается только эффект вертикального турбулентного обмена. Примечательна в этой модели океанических течений возможность расчета и ветровых, и термохалинных течений по одной и той же схеме [2—4]. Эта особенность позволяет использовать для расчета термохалинных течений алгоритм и программы для ЭЦВМ, составленные для расчета ветровых течений. Изменения касаются лишь исходных данных и граничного условия для основного дифференциального уравнения (для возмущений в поле плотности, обусловленных термохалинными факторами) на верхней границе глубинного слоя. Ветровая функция заменяется термохалинной функцией. Соответственно и граничное условие на верхней границе глубинного слоя выражается не через тангенциальное давление ветра, а через величины теплового баланса, осадков и испарения на поверхности океана.

Задача о течениях в океане в методе П. С. Линейкина сводится к решению дифференциального уравнения четвертого порядка для определения возмущений в поле плотности в глубинном слое океана:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial \lambda} = \frac{\partial^4 \rho'}{\partial \xi^4}. \quad (3)$$

Здесь  $\xi$  — безразмерная вертикальная координата, определяемая соотношением

$$\xi = \frac{z - h}{\mathcal{H}}, \quad (4)$$

где  $h$  — глубина поверхностного слоя (слоя трения), а  $\mathcal{H}$  — характерный вертикальный масштаб, позволяющий перейти к безразмерной координате  $\xi$ .

При наличии и ветровой, и термохалинной циркуляции основное дифференциальное уравнение расщепляется на два и задача решается отдельно для ветрового и термохалинного течений соответственно:

$$\frac{\partial \delta}{\partial \lambda} = \frac{\partial^4 \delta}{\partial \xi^4}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial \lambda} = \frac{\partial^4 \sigma}{\partial \xi^4}. \quad (6)$$

В случае только термохалинной циркуляции уравнение для возмущений в поле плотности сводится к уравнению (6). Для решения этого дифференциального уравнения, позволяющего рассчитывать термохалинные течения в бароклинном слое океана, необходимо составить граничные условия.

Для составления граничного условия на верхней границе глубинного слоя, при  $\xi = 0$  (или при  $z = h$ ), используется уравнение состояния морской воды. Это уравнение в океанологической литературе впервые было использовано П. С. Линейкиным [5].

Поскольку зависимость плотности от температуры, солёности и давления является очень сложной

$$\rho = \rho(\rho, S, T), \quad (7)$$

невозможно составить простое аналитическое выражение этой зависимости. Возможны лишь приближенные соотношения, характеризующие эту зависимость. Они основаны на эмпирических формулах Кнудсена — для зависимости плотности воды от температуры и солёности, Экмана — для зависимости среднего коэффициента сжимаемости от температуры и давления, и формуле Гессельберга и Свердрупа, выражающей зависимость коэффициента сжимаемости морской воды от глубины, температуры и солёности [6].

В океанологической литературе в настоящее время используется ряд приближенных уравнений состояния морской воды [6—8].

В методе расчета ветровых и термохалинных течений, предложенном П. С. Линейкиным, используется одно из них. По сравнению с другими уравнениями состояния морской воды оно не отличается достаточной точностью аппроксимации зависимости плотности от температуры, солёности и давления.

Поэтому представляет интерес рассмотрение других уравнений состояния морской воды, составление на их основе более точного граничного условия на верхней границе глубинного слоя и оценка этих уравнений с точки зрения их использования для расчета термохалинных течений по линейной теории бароклинного слоя океана. В этом и заключается задача настоящей статьи.

В океанологической литературе можно найти следующие приближенные виды уравнения состояния морской воды.

1. Уравнение состояния в упрощенном виде (приближение Буссинеска). Плотность приближенно принимается в виде линейной функции только температуры

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T), \quad (8)$$

где  $\rho_0$  — значение плотности при  $T = 0^\circ \text{C}$  и  $S = 0\text{‰}$ ;  $\alpha$  — коэффициент термического расширения.

2. Уравнение состояния в виде линейной зависимости плотности от температуры и солёности. Плотность принимается в виде линейной функции температуры и солёности

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T + \beta \cdot S), \quad (9)$$

где  $\rho_0$  — характерное значение плотности, за которое принимается плотность при  $T = 0^\circ \text{C}$  и  $S = 0\text{‰}$ ;  $\alpha$  — коэффициент термического расширения,  $\alpha \sim 2 \cdot 10^{-4} \frac{1}{\text{град}}$ ;  $\beta$  — коэффициент солёностного сжатия,

$$\beta \sim 8 \cdot 10^{-4} \frac{1}{\text{‰}}.$$

При составлении граничного условия для уравнения (6) П. С. Линейкин в предложенном им методе расчета термохалинного течения использовал именно этот вид уравнения состояния морской воды [1].

3. Уравнение состояния морской воды в форме П. С. Линейкина [5]:

$$\rho = 1 + 10^{-3} (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 p), \quad (10)$$

где  $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3, \varepsilon_4$  и  $\varepsilon_5$  — некоторые постоянные коэффициенты, найденные П. С. Линейкиным эмпирическим путем. Числовые значения этих коэффициентов равны:

$$\varepsilon_1 = 0,82; \varepsilon_2 = 6,89 \times 10^{-2}; \varepsilon_3 = 3,90 \times 10^{-3}; \varepsilon_4 = 9,18 \times 10^{-3}; \varepsilon_5 = 5 \times 10^{-8};$$

Если в уравнении (10) единицу заменить на  $\rho_0 = \text{const}$ , то оно может быть записано в виде:

$$\rho = \rho_0 + 10^{-3} \cdot (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 p). \quad (11)$$

Основываясь на сравнительно малой величине коэффициента  $\varepsilon_5$ , П. С. Линейкин пренебрегает сжимаемостью морской воды, и тогда уравнение состояния принимает вид:

$$\rho = \rho_0 + 10^{-3} \cdot (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2). \quad (12)$$

Оценку роли эффекта сжимаемости в формуле П. С. Линейкина произвел А. С. Саркисян [7]. Он показал, что действительно динамическим эффектом сжимаемости морской воды можно пренебречь и при решении задач по динамике океана можно, таким образом, не учитывать сжимаемость воды.

4. Уравнение состояния в форме О. И. Мамаева [7, 8]

$$\sigma_t = (\rho - 1) \cdot 10^3 = 28,14 - 0,0735 T - 0,00469 T^2 + (0,802 - 0,002 T) (S - 35). \quad (13)$$

Это уравнение без большой потери можно упростить, отбросив член  $0,002 T$ .

Тогда уравнение состояния примет вид [7, 8]:

$$\sigma_t = (\rho - 1) \cdot 10^3 = 28,14 - 0,0735 T - 0,00469 T^2 + 0,802 (S - 35). \quad (14)$$

Уравнения (13) и (14) можно написать несколько иначе: уравнение (13)

$$\rho = 1 + \underbrace{28,14 \cdot 10^{-3} - 28,07 \cdot 10^{-3} - 0,0035 \cdot 10^{-3} \cdot T - 0,00469 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 + 0,802 \cdot 10^{-3} \cdot S - 0,002 \cdot 10^{-3} \cdot T \cdot S; \quad (15)$$

уравнение (14)

$$\rho = 1 + \underbrace{28,14 \cdot 10^{-3} - 28,07 \cdot 10^{-3} - 0,0735 \cdot 10^{-3} \cdot T - 0,00469 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 + 0,802 \cdot 10^{-3} \cdot S. \quad (16)$$

Если в правых частях этих уравнений первые три слагаемые записать на  $\rho_0 = 1,00007 = \text{const}$ , то уравнения соответственно можно записать в виде:

$$\rho = \rho_0 (1 - a_1 T - b_1 T^2 + c_1 S - d_1 T \cdot S) \quad (17)$$

и

$$\rho = \rho_0 (1 - a_2 T - b_1 T^2 + c_1 S), \quad (18)$$

где  $a_1 = 0,3499 \cdot 10^{-5}$ ;  $a_2 = 7,3794 \cdot 10^{-5}$ ;  $b_1 = 0,4689 \cdot 10^{-5}$ ;  $c_1 = 80,1943 \cdot 10^{-5}$ ;  $d_1 = 0,2000 \cdot 10^{-5}$ .

Формулы П. С. Линейкина и О. И. Мамаева вполне идентичны, разница заключается в том, что О. И. Мамаев более точно подобрал постоянные значения коэффициентов. Формула О. И. Мамаева может рассматриваться как частный случай более общей формулы П. С. Линейкина, если пренебречь в ней сжимаемостью морской воды ( $\epsilon_5 = 0$ ).

При составлении граничного условия для уравнения (6) уравнение состояния в упрощенном виде (приближение Буссинеска) в связи с его весьма грубым приближением рассматривать не будем. Тогда, используя для определения  $\frac{\partial \rho}{\partial z}$  три последних вида уравнения со-

стояния, можно получить три вида граничного условия для уравнения (6) на верхней границе глубинного слоя, т. е. при  $\xi = 0$  (или  $z = h$ ).

Полагаем, что вертикальный градиент плотности в слое трения, при  $0 \leq z \leq h$ , постоянен и определяется в основном притоком тепла  $Q$ , условиями испарения  $E$  и выпадения осадков  $P$  на поверхность океана. Иными словами, полагаем, что значение  $\frac{\partial \rho}{\partial \xi}$  при  $\xi = 0$  определяется заданными законами распределения градиента температуры  $\frac{\partial T}{\partial z}$ , осадков  $P$  и испарения  $E$  на поверхности океана:

$$\left. \begin{aligned} \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{z=h} &= b(T, S) = b_1(Q, P, E); \\ \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=h} &= b_T(Q); \quad \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=h} = b_S(P, E) \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

Для  $\frac{\partial \rho}{\partial z}$  можно написать следующее выражение:

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\partial \rho'}{\partial z} = \frac{1}{\mathcal{H}} \frac{\partial \rho'}{\partial \xi} = \frac{1}{\mathcal{H}} \sigma_0 \frac{\partial \sigma}{\partial \xi}. \quad (20)$$

1. Граничное условие для уравнения (6) при использовании уравнения состояния в форме (9).

Дифференцируя (9) по  $z$ , получаем

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = -\rho_0 \alpha \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_0 \beta \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (21)$$

Известно, что вертикальный поток тепла

$$Q = -\Lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (22)$$

где  $\Lambda$  — коэффициент турбулентной теплопроводности.

Если  $\nu_T$  — коэффициент турбулентной температуропроводности,  $c$  — удельная теплоемкость воды, причем

$$\nu_T = \frac{\Lambda}{c\rho}, \quad (23)$$

$$Q = -c\rho \nu_T \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (24)$$

или

$$Q = -c\rho\varepsilon v_0 \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (25)$$

где  $v_0$  — осредненное в пределах поверхностного слоя значение коэффициента турбулентной вязкости.

Отсюда

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{Q}{c\rho\varepsilon v_0}. \quad (26)$$

Для вертикального потока солей, обусловленного потоком пресной воды ( $P - E$ ), можно написать следующее выражение:

$$(P - E)S = v_s \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (27)$$

где  $v_s$  — коэффициент турбулентной солевой диффузии.

В этом выражении правая часть имеет знак «+», так как знаки  $(P - E)$  и  $\frac{\partial S}{\partial z}$  совпадают (при оси  $z$ , направленной вниз). Если  $(P - E) > 0$ , то имеет место распреснение и в поверхностном слое градиент  $\frac{\partial S}{\partial z} > 0$ . Если  $(P - E) < 0$ , то имеет место осолонение вследствие испарения и градиент  $\frac{\partial S}{\partial z} < 0$ .

Так как  $v_s = \varepsilon v$  (как и  $v_T$ ), то

$$(P - E)S = \varepsilon v_0 \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (28)$$

Отсюда

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(P - E)S}{\varepsilon v_0}. \quad (29)$$

Подставив выражения (26) и (29) для градиентов температуры и солености в уравнение (21), получим

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\rho_0}{\varepsilon v_0} \left[ \frac{\alpha Q}{c\rho} + \beta (P - E)S \right]. \quad (30)$$

Объединив выражения (20) и (30), получим искомое граничное условие на верхней границе глубинного слоя (при  $\xi = 0$ ):

$$\sigma_0 \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} = \frac{\rho_0 \mathcal{N}}{\varepsilon v_0} \left[ \frac{\alpha Q}{c\rho} + \beta (P - E)S \right] = \sigma_0 M(\theta, \lambda), \quad (31)$$

где  $M(\theta, \lambda)$  — термохалинная функция.

В первом слагаемом в квадратной скобке этого выражения для  $\rho$  можно взять среднее значение плотности в пределах поверхностного слоя.

В такой форме граничное условие на верхней границе глубинного слоя для решения уравнения (6) было получено П. С. Линейкиным [1].

2. Граничное условие для уравнения (6) при использовании уравнения состояния морской воды в форме П. С. Линеякина (12).

Дифференцируя (12) по  $z$ , получаем

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = 10^{-3} \cdot \left[ (\varepsilon_1 - \varepsilon_3 T) \frac{\partial S}{\partial z} + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3 S - 2\varepsilon_4 T) \frac{\partial T}{\partial z} \right]. \quad (32)$$

Подставив выражения (26) и (29) для  $\frac{\partial T}{\partial z}$  и  $\frac{\partial S}{\partial z}$  в уравнение (32), получим

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{10^{-3}}{\varepsilon_{v_0}} \left[ (\varepsilon_1 - \varepsilon_3 T) (P - E) S - (\varepsilon_2 - \varepsilon_3 S - 2\varepsilon_4 T) \frac{Q}{c_p} \right]. \quad (33)$$

Искомое граничное условие на верхней границе глубинного слоя (при  $\xi = 0$ ) после объединения (20) и (33) получается в следующем виде:

$$\sigma_0 \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} = \frac{\mathcal{N} \cdot 10^{-3}}{\varepsilon_{v_0}} \left[ (\varepsilon_1 - \varepsilon_3 T) (P - E) S - (\varepsilon_2 - \varepsilon_3 S - 2\varepsilon_4 T) \frac{Q}{c_p} \right] = \\ = \sigma_0 M(\theta, \lambda). \quad (34)$$

3. Граничное условие для уравнения (6) при использовании уравнения состояния морской воды в форме О. И. Мамаева.

Дифференцируя (17) и (18) по  $z$ , получаем следующие выражения

для  $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ :

а) для уравнения состояния в полном виде (17)

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \rho_0 \left[ -(a_1 + 2b_1 T + d_1 S) \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + (c_1 - d_1 T) \frac{\partial S}{\partial z} \right]; \quad (35)$$

б) для уравнения состояния в сокращенном виде:

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \rho_0 \left[ -(a_2 + 2b_1 T) \frac{\partial T}{\partial z} + c_1 \frac{\partial S}{\partial z} \right]. \quad (36)$$

Подставляя сюда выражения (26) и (29) для градиентов температуры и солености, получаем соответственно:

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\rho_0}{\varepsilon_{v_0}} \left[ (a_1 + 2b_1 T + d_1 S) \frac{Q}{c_p} + (c_1 - d_1 T) (P - E) S \right] \quad (37)$$

и

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{\rho_0}{\varepsilon_{v_0}} \left[ (a_2 + 2b_1 T) \frac{Q}{c_p} + c_1 (P - E) S \right]. \quad (38)$$

Подстановка этих выражений в (20) приводит к следующему виду искомого граничного условия на верхней границе глубинного слоя (при  $\xi = 0$ ):

а) для полного уравнения состояния

$$\sigma_0 \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} = \frac{\rho_0 \mathcal{N}}{\varepsilon_{v_0}} \left[ (a_1 + 2b_1 T + d_1 S) \frac{Q}{c_p} + (c_1 - d_1 T) (P - E) S \right] = \\ = \sigma_0 M(\theta, \lambda), \quad (39)$$

б) для сокращенного уравнения состояния

$$\sigma_0 \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} = \frac{\rho_0 \mathcal{N}}{\varepsilon \nu_0} \left[ (a_2 + 2b_1 T) \frac{Q}{c_p} + c_1 (P - E) S \right] = \sigma_0 M(\theta, \lambda). \quad (40)$$

Граничное условие в виде (39), по предложению Л. Н. Кузнецовой, было использовано для опытного расчета термохалинных течений в Северной Атлантике, выполненного на кафедре океанологии в 1967 г.

В заключение остановимся на оценке рассмотренных уравнений состояния морской воды в связи с их использованием для расчета термохалинных течений. Уравнение состояния в упрощенном виде (8), как уже указывалось выше, не может быть использовано для расчетов термохалинных течений в связи с его явно грубым приближением.

Из трех остальных уравнений состояния морской воды предпочтительнее необходимо отдать уравнению состояния в форме О. И. Мамаева. Этот вывод может быть подкреплен ссылкой на работу А. С. Саркисяна [7], в которой он произвел сравнение формулы П. С. Линейкина (12) и сокращенной формулы О. И. Мамаева (18) с данными по фактическому распределению плотности на примере Северной Атлантики в пределах между 5 и 70° с. ш. Рассчитанные по этим формулам (по известным полям многолетней средней температуры и солености) поля плотности на пяти уровнях океана были сопоставлены с фактическими значениями многолетней средней плотности. В результате оказалось, что значения плотности, вычисленные по формуле П. С. Линейкина (12) и даже (11), значительно расходятся с фактическими. Формула же О. И. Мамаева (18) достаточно хорошо аппроксимирует связь между плотностью и температурой и соленостью. Совершенно ясно, что полная формула О. И. Мамаева (17) для уравнения состояния морской воды будет давать еще более точную связь между  $\rho$  и  $T$  и  $S$ .

Таким образом, действительно при конкретных расчетах, в частности, при расчетах термохалинных течений, целесообразнее использовать уравнение состояния морской воды в форме О. И. Мамаева, либо в полном виде (17), либо даже в упрощенном виде (18).

Использование формул (17) или (18) для расчета термохалинных течений будет вносить наименьшую величину погрешностей, обусловленных приближенным характером зависимости плотности от температуры и солености, свойственным уравнениям состояния морской воды.

Граничное условие в форме (31), основанное на уравнении состояния (9) и приведенное в работе П. С. Линейкина [1], не может быть признано достаточно точным. Использование граничного условия для уравнения (6) именно в этой форме и можно, по-видимому, отчасти объяснить те противоречивые данные о роли термохалинных течений в формировании суммарной циркуляции в северных частях Атлантического и Тихого океанов, которые были получены Г. Я. Шкудовой [2, 3].

В связи с этим, интересным вопросом является сравнительная оценка погрешностей, вносимых в рассчитанные величины термохалинных течений по линейной теории бароклинного слоя океана на основании использования уравнения состояния морской воды в форме (9), (12), (17) или (18). Но эта задача требует специального исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Линейкин П. С. Ветровая и термохалинная циркуляция в океане. Докл. АН СССР, т. 138, № 6, 1961.

2. Шкудова Г. Я. Расчет океанических течений в Северной Атлантике. Океанология, т. III, вып. 3, 1963.
  3. Шкудова Г. Я. К вопросу расчета глубинных течений в Северной части Тихого океана. Тр. ГОИН, вып. 85, 1965.
  4. Tjuriakov B. I. Experience of calculation of the three — dimensional circulation in the North Atlantic. Général Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics, 25 Sept — 7 Oct 1967, Abstracts of papers, vol 5, IAPG, 1967.
  5. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Гидрометеоздат, 1957.
  6. Мамаев О. И. Океанографический анализ в системе  $\alpha$ -S-T-p. Изд. МГУ, 1963.
  7. Саркисян А. С. Основы теории и расчет океанических течений. Гидрометеоздат, 1966.
  8. Мамаев О. И. Упрощенная зависимость между плотностью, температурой и соленностью морской воды. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 2, 1964.
-

## ВЛИЯНИЕ МЕСТНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ШЕЛЬФЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

В. Н. Яковлев

Гидрометеорологические наблюдения на стандартных разрезах АтлантНИРО в районе шельфа юго-западной Африки в настоящее время позволяют в первом приближении оценить роль местных метеорологических процессов в формировании гидрологического режима.

Это имеет практическое значение, так как шельф юго-западной Африки является важным промысловым районом. Научно-поисковые экспедиции АтлантНИРО показали, что поведение и распределение объектов промысла существенно зависит от таких абиотических факторов как температура и соленость. Следовательно, расчет и прогноз этих гидрологических характеристик целесообразно использовать при составлении промысловых рекомендаций и прогнозов. Кроме того, анализ связи гидрологических процессов с метеорологическими элементами позволит в некоторой степени вскрыть возможную физическую сущность формирования биологической продуктивности на шельфе юго-западной Африки.

Для этой цели из всего имеющегося в АтлантНИРО материала наблюдений на стандартных разрезах у юго-западного побережья Африки были отобраны те станции, где наблюдения за температурой

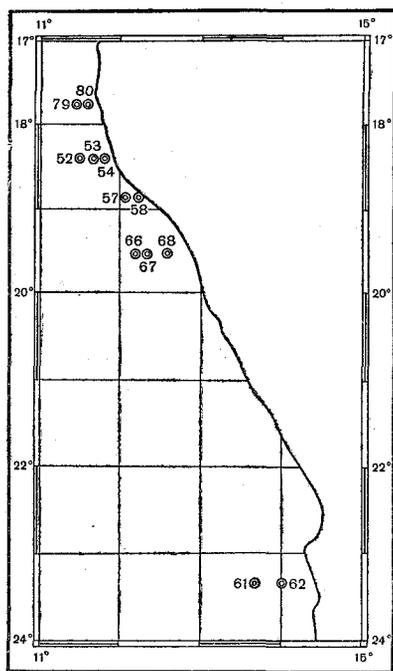


Рис. 1

воздуха  $t_a$ , давлением  $p$ , ветром  $u$ ,  $v$ , а также температурой воды  $t$  и соленостью  $S$  проводились в разные периоды, но практически в одних и тех же координатах (см. рисунок).

Таким образом, мы избавились от ошибок за счет пространственной изменчивости. О количестве использованных временных случаев для каждой станции можно судить по данным табл. 1. В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между гидрологическими (температура и соленость на горизонтах 0, 50, 100 м и средняя — в слое 0—100 м, и метеорологическими элементами для каждой станции.

Таблица 1

Объем использования гидрометеорологических данных

№ станций	Координаты	Дата наблюдения							
79	17°45' ю. ш. 11 27 в. д.	08.12 1961 г.	9.03 1962 г.	16.04 1962 г.	27.06 1962 г.	27.01 1965 г.	9.05 1965 г.	14.11 1965 г.	—
80	17°45' ю. ш. 11 37 в. д.	28.12 1961 г.	9.03 1962 г.	16.04 1962 г.	27.06 1962 г.	14.02 1965 г.	30.03 1965 г.	9.05 1965 г.	10.08 1965 г.
52	18°20' ю. ш. 11 30 в. д.	8.03 1962 г.	17.04 1962 г.	07.06 1962 г.	26.01 1965 г.	28.03 1965 г.	8.05 1965 г.	—	—
53	18°20' ю. ш. 11 30 в. д.	29.12 1961 г.	8.03 1962 г.	17.04 1962 г.	22.04 1964 г.	26.01 1965 г.	28.03 1965 г.	8.05 1965 г.	—
54	18°20' ю. ш. 11 47 в. д.	29.12 1961 г.	8.03 1962 г.	17.04 1962 г.	22.04 1964 г.	26.01 1965 г.	28.03 1965 г.	8.05 1965 г.	27.06 1962 г.
57	18°55' ю. ш. 12 04 в. д.	30.12 1961 г.	7.03 1962 г.	18.04 1962 г.	27.06 1962 г.	24.01 1965 г.	27.03 1965 г.	23.04 1964 г.	7.05 1965 г.
58	18°55' ю. ш. 12 14 в. д.	30.12 1961 г.	18.04 1962 г.	27.06 1962 г.	23.04 1964 г.	27.03 1965 г.	7.05 1965 г.	—	—
66	19°30' ю. ш. 12 13 в. д.	31.12 1961 г.	6.03 1962 г.	19.04 1962 г.	26.06 1962 г.	24.04 1964 г.	9.02 1965 г.	27.03 1965 г.	—
67	19°30' ю. ш. 12 20 в. д.	31.12 1961 г.	6.03 1962 г.	19.04 1962 г.	26.06 1962 г.	24.04 1964 г.	9.02 1965 г.	27.03 1965 г.	6.06 1965 г.
68	19°30' ю. ш. 12 35 в. д.	31.12 1961 г.	6.03 1962 г.	19.04 1962 г.	24.04 1964 г.	9.02 1965 г.	27.03 1965 г.	—	—
61	23°20' ю. ш. в. д.	20.02 1962 г.	20.02 1962 г.	6.05 1964 г.	19.04 1964 г.	3.05 1964 г.	23.03 1965 г.	3.05 1965 г.	—
62	23°20' ю. ш. 14 00 в. д.	20.02 1962 г.	6.05 1962 г.	16.05 1962 г.	3.05 1964 г.	19.05 1964 г.	23.03 1965 г.	—	—

Таблица 2

Результаты корреляции между метеорологическими (аргумент) и гидрологическими (функция) элементами по данным наблюдений на станциях (см. табл. 1)

Аргумент	Функция	Коэффициент корреляции											
		Ст. 79	Ст. 80	Ст. 52	Ст. 53	Ст. 54	Ст. 57	Ст. 58	Ст. 66	Ст. 67	Ст. 68	Ст. 61	Ст. 62
$t_a$ — температура воздуха	$t_0$	0,87	0,80	0,91	0,79	0,89	0,58	0,97	0,93	0,93	0,83	0,57	0,72
	$t_{50}$	0,01	0,89	0,97	0,72	0,82	0,60	0,83	0,52	0,81	0,08	-0,60	-0,75
	$t_{100}$	-0,52	0,71	0,61	0,48	0,82	0,58	0,81	0,61	0,74	0,33	—	-0,90
	$t_{0-100}$	0,51	0,83	0,94	0,72	0,88	0,69	0,94	0,91	0,99	0,50	0,39	0,29
	$S_0$	0,64	0,78	0,79	0,50	0,53	0,56	0,80	0,23	0,38	-0,19	-0,62	-0,82
	$S_{50}$	-0,11	0,78	0,76	0,56	0,48	0,37	0,84	0,10	0,51	-0,14	-0,50	-0,96
	$S_{100}$	-0,54	0,78	0,49	0,38	0,39	0,47	0,88	0,43	0,61	0,11	-0,69	-0,97
	$S_{0-100}$	0,14	0,79	0,74	0,54	0,50	0,47	0,86	0,22	0,52	-0,20	-0,66	-0,91
$p$ — давление воздуха	$t_0$	-0,75	-0,61	-0,37	-0,58	-0,57	0,05	-0,50	-0,50	-0,002	0,22	-0,34	-0,06
	$t_{50}$	-0,57	-0,70	-0,62	-0,57	-0,29	-0,14	-0,53	-0,40	-0,002	0,10	0,04	-0,007
	$t_{100}$	0,11	-0,85	-0,54	-0,25	-0,24	-0,32	-0,70	-0,54	-0,002	-0,15	0,02	0,36
	$t_{0-100}$	-0,70	-0,57	-0,47	-0,59	-0,53	-0,08	-0,54	-0,57	-0,002	0,13	-0,20	0,03
	$S_0$	-0,73	-0,75	-0,46	-0,31	-0,54	-0,17	-0,35	-0,26	-0,36	-0,63	-0,02	0,16
	$S_{50}$	-0,50	-0,79	-0,42	-0,43	-0,52	-0,07	-0,45	-0,29	-0,51	-0,44	-0,26	0,01
	$S_{100}$	0,12	-0,79	-0,17	-0,45	-0,04	-0,20	-0,54	-0,58	-0,62	-0,08	-0,50	-0,03
	$S_{0-100}$	-0,59	-0,76	-0,36	-0,44	-0,50	-0,37	-0,42	-0,32	-0,49	-0,57	-0,20	0,08
$z$ — проекция ветра на меридиан	$t_0$	-0,35	0,32	-0,76	-0,27	-0,41	-0,76	-0,63	-0,67	-0,55	-0,07	0,21	0,00
	$t_{50}$	-0,09	-0,09	-0,64	-0,32	-0,32	-0,53	-0,42	-0,44	-0,58	-0,88	0,59	0,00
	$t_{100}$	0,25	-0,20	-0,26	0,21	-0,30	-0,62	-0,82	-0,65	-0,42	-0,72	0,27	0,00
	$t_{0-100}$	-0,28	0,26	-0,68	-0,28	-0,37	-0,70	-0,58	-0,73	-0,63	-0,59	0,27	0,00
	$S_0$	-0,61	0,26	-0,38	-0,72	-0,45	-0,33	-0,30	-0,31	-0,23	-0,55	-0,12	0,00
	$S_{50}$	-0,35	0,17	-0,33	-0,70	-0,46	-0,35	-0,35	-0,31	-0,20	-0,75	0,19	0,00
	$S_{100}$	-0,10	0,11	-0,19	-0,80	-0,14	-0,55	-0,69	-0,62	-0,41	-0,75	0,21	0,00
	$S_{0-100}$	-0,48	0,26	-0,34	-0,74	-0,43	-0,38	-0,41	-0,32	-0,27	-0,33	0,03	0,00
$v$ — проекция ветра на параллель	$t_0$	0,55	-0,10	-0,09	-0,13	-0,12	-0,14	0,59	0,30	0,65	0,90	0,49	0,14
	$t_{50}$	0,02	0,03	0,22	-0,30	-0,23	-0,47	0,42	0,56	0,30	0,64	-0,85	-0,24
	$t_{100}$	-0,12	-0,42	0,01	0,04	0,07	-0,23	0,68	0,42	0,21	0,76	-0,48	-0,56
	$t_{0-100}$	0,30	-0,16	-0,01	-0,28	-0,16	-0,30	0,43	0,45	0,58	0,93	0,18	0,08
	$S_0$	0,09	-0,31	-0,26	-0,03	-0,46	-0,12	0,22	0,24	0,25	0,08	-0,55	-0,12
	$S_{50}$	-0,44	-0,28	-0,23	-0,16	-0,49	-0,16	0,34	0,21	0,18	0,29	-0,41	-0,20
	$S_{100}$	-0,49	-0,48	-0,49	-0,31	-0,29	-0,06	0,71	0,30	0,15	0,54	-0,44	-0,22
	$S_{0-100}$	-0,28	-0,36	-0,31	-0,14	-0,44	-0,08	0,38	0,23	0,25	0,54	-0,55	-0,08

$t_0, t_{50}, t_{100}, t_{0-100}$  — температура воды на горизонтах 0, 50, 100 м и средняя в слое 0—100 м,

$S_0, S_{50}, S_{100}, S_{0-100}$  — соленость на горизонтах 0, 50, 100 м и средняя в слое 0—100 м.

При оценке результатов корреляции введем следующие критерии для возможности расчета гидрологических элементов по метеорологическим данным:

1) расчет возможен без привлечения дополнительных аргументов, если  $r \geq 0,75$ ;

2) учет метеорологического элемента при расчете целесообразен, но с привлечением дополнительных аргументов, если  $0,50 \leq r < 0,75$ ;

3) учет метеорологического элемента не целесообразен, если  $r < 0,50$ .

Анализ результатов корреляции проведем отдельно для каждого аргумента, т. е. метеорологического элемента.

## Связь температуры воды с температурой воздуха

В целом явно преобладает прямая связь (90% от общего числа случаев). Для поверхности и в среднем для слоя 0—100 м обратные связи вообще отсутствуют.

Обратные связи имеют место для горизонта 50 м на Ст. 61 и 62 и для горизонта 100 м на Ст. 79, 61, 62.

Таким образом, чаще всего с повышением температуры воздуха повышается и температура воды. Это вполне объяснимо непосредственно тепловым воздействием. Возможно, однако, и косвенное влияние температуры воздуха как динамического показателя пассатной циркуляции. В этом случае при усилении пассата, что выражается понижением температуры воздуха, происходит усиление сгонного эффекта и, следовательно, подъема глубинных более холодных вод. Естественно, что при ослаблении пассата, что иногда сопровождается западными муссонными ветрами (преимущественно в летнее полугодие), происходит нагон к шельфу более теплых океанских вод. Более высокие коэффициенты корреляции для температуры воды на поверхности на большинстве станций могут свидетельствовать о преобладании непосредственно теплового воздействия температуры воздуха. Наличие низких и даже обратных связей для остальных горизонтов, видимо, вызвано сложным динамическим воздействием атмосферных процессов на циркуляцию вод. Этот эффект явно выражен на широтных границах рассматриваемого района и особенно на юге.

Учет температуры воздуха при расчете температуры воды на поверхности целесообразен для всех станций. Более того, учет дополнительных аргументов необходим лишь для Ст. 57, 61, 62.

Для расчета температуры воды на горизонте 50 м учет температуры воздуха вообще не целесообразен на Ст. 79 и 68. Без привлечения дополнительных аргументов расчет возможен для Ст. 80, 52, 54, 58, 67, 62. Для остальных станций для расчета необходимо привлекать другие элементы.

На горизонте 100 м расчет температуры только по температуре воздуха возможен для Ст. 54, 58 и 62 (с учетом обратной связи). Учет температуры воздуха вообще не целесообразен для Ст. 53 и 68.

Расчет средней температуры воды в слое 0—100 м только по температуре воздуха возможен для Ст. 80, 52, 54, 58, 67, а вообще не возможен для Ст. 61 и 62. Для остальных станций необходим при расчете учет других аргументов.

## Связь температуры воды с давлением воздуха

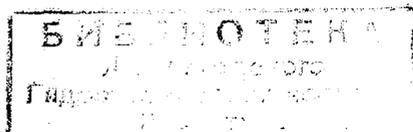
Преобладает обратная связь (81%). Прямые связи зарегистрированы на Ст. 79 для 100 м; Ст. 57 для 0 м; Ст. 68 для 0, 50, 0—100 м; Ст. 61 для 50 и 100 м; Ст. 62 для 100 и 0—100 м.

Итак, в большинстве случаев с повышением давления температура воды понижается. Это физически объяснимо подъемом более холодных вод при усилении пассата, что фиксируется повышением давления.

Учет давления при расчете температуры воды в случае прямых связей вообще не целесообразен.

Расчет температуры воды только по давлению возможен лишь на Ст. 79 для 0 м и на Ст. 80 для 100 м.

Учет давления при привлечении дополнительных аргументов целесообразен на Ст. 79 для 50 и 0—100 м; Ст. 80 для 0, 50, 0—100 м;



Ст. 52 для 50 и 100 м; Ст. 53 для 0—50 и 0—100 м; Ст. 54 для 0 и 0—100 м; Ст. 58 для всех горизонтов; Ст. 66 для 0, 100, 0—100 м.

Для остальных случаев учет давления при расчете температуры воздуха не целесообразен.

Наиболее низкие и знакопеременные связи наблюдаются для южных станций.

Относительная пестрота в величине и знаке коэффициентов корреляции, видимо, обусловлена как нередкой несогласованностью местного давления с полем давления, отражающим более полно характер атмосферной циркуляции, так и сложным перераспределением атмосферного воздействия в толще шельфовых вод (сгонно-нагонный эффект, адвекция, перемешивание).

### Связь температуры воды с составляющей ветра на меридиан

Преобладает обратная связь (73%). Прямые связи наблюдаются для Ст. 79 на 100 м; Ст. 80 на 0 и 0—100 м; Ст. 53 на 100 м; Ст. 61 на всех горизонтах. Для Ст. 62 связь вообще отсутствует. Следовательно, чаще всего с усилением южного ветра температура воды понижается. Физическая схема подобной связи может быть объяснена как сгонным (подъем глубинных вод), так и адвективным эффектом (усиление Бенгальского течения) при усилении южной составляющей юго-восточного пассата.

Расчет температуры воды непосредственно по меридианальной составляющей ветра возможен лишь на Ст. 52 для 0 м; Ст. 57 для 0 м; Ст. 58 для 100 м; Ст. 68 для 50 м.

Учет составляющей ветра с необходимостью привлечения других аргументов целесообразен на Ст. 52 для 50 и 0—100 м; Ст. 57 для 50, 100, 0—100 м; Ст. 58 для 0, 0—100 м; Ст. 66 для 0, 100, 0—100 м; Ст. 67 для 0, 50, 0—100 м; Ст. 68 для 100 и 0—1000 м; Ст. 61 для 50 м (с учетом прямой связи).

Для остальных случаев учет меридиональной составляющей ветра при расчете температуры воздуха не целесообразен.

Наиболее низкие связи наблюдаются на широтных границах района.

### Связь температуры воды с составляющей ветра на параллель

Незначительно преобладает прямая связь (59%), т. е. с усилением западных ветров температура воды повышается. Физически подобный факт объясним нагоном к шельфу более теплых океанских вод при нарушении пассатов муссонной циркуляцией. Наиболее отчетливо это прослеживается в центре района (Ст. 58, 66, 67, 68). Большое число случаев с обратной связью можно объяснить сравнительной устойчивостью пассатной циркуляции на фоне ее временной неравномерности.

Расчет температуры воды только по зональной составляющей ветра возможен лишь на Ст. 68 для 0, 100 и 0—100 м, а также на Ст. 61 для 50 м (с учетом обратной связи).

Учет составляющей ветра при наличии других аргументов целесообразен на Ст. 79 для 0 м, Ст. 58 для 0 и 100 м; Ст. 66 для 50 м; Ст. 67 для 0 и 0—100 м; Ст. 68 для 50 м, а также на Ст. 62 для 100 м (с учетом обратной связи).

Итак, в целом можно воссоздать следующую физическую схему влияния метеорологических элементов на температуру воды. Пониже-

ние температуры воды происходит при понижении температуры воздуха, повышении давления, усилении южной и восточной составляющих ветра. Иначе, с усилением юго-восточного пассата происходит понижение температуры воды за счет сгонного и адвективного эффектов, а также непосредственно теплового воздействия. Лучшим аргументом служит температура воздуха, видимо, как в силу большей инерции этого элемента, так и в силу отражения им суммарного эффекта воздействия атмосферной циркуляции на температуру воды.

### Связь солености с температурой воздуха

Преобладает прямая связь (73%), т. е. с повышением температуры воздуха соленость повышается. Физически это проще объяснить непосредственно тепловым воздействием (усиление процесса испарения).

С точки зрения динамического воздействия пассата логичнее было бы ожидать обратной картины за счет подъема более соленых вод при сгонном эффекте. Однако, видимо, при усилении пассата происходит нагнетание на шельф опресненных прибрежных вод. Кроме того, в данном районе нередко имеет место понижение солености с глубиной.

Обратные связи, в основном, имеют место на широтных границах района: Ст. 79 на 50 и 100 м; Ст. 68 на 0, 50 и 100 м; Ст. 61 и 62 на всех горизонтах. Особенно тесные обратные связи наблюдаются на самых южных Ст. 61 и 62.

Расчет солености по одной температуре воздуха возможен на Ст. 80, 58 и 62 (с учетом обратной связи); для всех горизонтов и на Ст. 52 для 0 и 50 м.

В качестве одного из аргументов температуру воздуха следует учитывать на Ст. 52 для 0—100 м; Ст. 53 для 0, 50 и 0—100 м; Ст. 54 для 0 и 0—100 м; Ст. 57 для 0 м; Ст. 67 для 50, 100 и 0—100 м; Ст. 61 для всех горизонтов (с учетом обратной связи).

### Связь солености с давлением воздуха

Явно преобладает обратная связь (96%). Прямая связь зарегистрирована лишь на Ст. 79 для 100 м и на Ст. 62 для 0, 50 и 0—100 м. Итак, с понижением давления соленость повышается. Иначе, с усилением пассата соленость понижается. Это понятно с допущениями, принятыми при объяснении характера связи с температурой воздуха.

Расчет солености непосредственно по давлению возможен лишь на Ст. 80, причем для всех горизонтов.

Учет давления при использовании дополнительных аргументов целесообразен на Ст. 79 для 0, 50 и 0—100 м; Ст. 54 для 0, 50 и 0—100 м; Ст. 58 для 100 м; Ст. 66 для 100 м; Ст. 67 для 50 и 100 м; Ст. 68 для 0 и 0—100 м; Ст. 61 для 100 м.

### Связь солености с меридиональной составляющей ветра

Преобладает обратная связь (84%), т. е. с усилением южного ветра соленость понижается. Это, видимо, связано как с нагоном опресненных вод, так и с адвективным фактором — усилением Бенгельского течения.

Прямые связи имеют место на Ст. 80 для всех горизонтов и на Ст. 61 для 50, 100 и 0—100 м. На Ст. 62 связь вообще отсутствует.

Расчет солености только по меридиональной составляющей ветра возможен лишь на Ст. 53 для 100 м и на Ст. 68 для 50 и 100 м.

С использованием дополнительных аргументов учет меридианальной составляющей целесообразен на Ст. 79 для 0 м; Ст. 53 для 0, 50 и 0—100 м; Ст. 57 для 100 м; Ст. 58 для 100 м; Ст. 66 для 100 м; Ст. 68 для 0 м.

### Связь солености с составляющей ветра на параллель

Незначительно преобладает обратная связь (65%), т. е. с усилением восточного ветра соленость повышается. Это понятно, как результат подъема более соленых глубинных вод при сгонном действии пассата. Однако подобный факт не согласуется с интерпретацией связи с давлением. Вероятно, нет достаточной согласованности между давлением и зональной составляющей ветра. Кроме того, данный аргумент может не отражать реальной картины воздействия атмосферной циркуляции на изменение режима солености. Действительно, связи с зональной составляющей наиболее низкие. Нет ни одного случая, пригодного для расчета солености непосредственно по данному аргументу. Расчет с привлечением дополнительных аргументов целесообразен на Ст. 58 для 100 м; Ст. 68 для 100 и 0—100 м; Ст. 61 для 0 и 0—100 м (с учетом обратной связи).

В среднем, влияние метеорологических процессов на режим солености сводится к следующему. При понижении температуры воздуха, повышении давления и усилении южной составляющей ветра, т. е. при усилении юго-восточного пассата, происходит понижение солености.

В целом, влияние метеорологических факторов на температуру и соленость происходит однозначно, т. е. происходит одновременное понижение (повышение) океанологических характеристик.

Интересен тот факт, что нарушение связей для большинства аргументов наиболее отчетливо проявляется для южных станций (Ст. 61 и 62). Результаты корреляции температуры воды на горизонте 0 и 50 м показывают, что именно на этих станциях прямая связь переходит на обратную:

Станция . . .	79	80	52	53	54	57	58	66	67	68	61	62
Коэффициент корреляции	0,53	0,90	0,86	0,93	0,97	0,80	0,85	0,38	0,68	0,31	-0,05	-0,40

Следовательно, выявленная особенность является не случайной, а предопределенной гидрологическими аномалиями южного микро-района. Итак, в основном, местные метеорологические процессы отражают механизм воздействия атмосферной циркуляции на шельфе юго-западной Африки.

Лучшим аргументом служит температура воздуха; далее, в среднем, по степени значимости следуют давление и меридиональная составляющая ветра. Зональная составляющая ветра является наименее показательной характеристикой. При расчете солености относительно повышается роль давления, что свидетельствует о преобладании динамических факторов в формировании данного океанологического элемента.

Для преобладающего большинства станций возможен расчет температуры воды на поверхности. Однако для расчета температуры воды на других горизонтах и солености на всех горизонтах для большинства станций необходимо привлекать дополнительные аргументы.

Существенная неустойчивость в величине и знаке коэффициентов корреляции по пространству (от станции к станции) свидетельствует о сложном характере формирования океанологических процессов на рассматриваемом участке шельфа юго-западной Африки.

Для качественного суждения о возможных океанологических условиях при обслуживании промысла непосредственно в море диапазон использования местных метеорологических процессов по судовым наблюдениям существенно расширяется. В этом случае, видимо, можно считать пригодными все варианты, когда коэффициент корреляции более 0,50.

---

---

---

## О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ И СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИЛИВНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ТЕЧЕНИЙ В ОКЕАНЕ

*Л. И. Борис*

Как показано в статье [1], расчет приливных внутренних волн и внутриволновых<sup>1</sup> течений в океане по методу Фиельдстада [2] хорошо подтверждается наблюдениями. В этой статье также обоснована целесообразность привлечения к такому расчету средней многолетней плотности. Поэтому при отсутствии наблюдений или расчета внутренних волн на конкретную дату для их характеристики можно воспользоваться расчетными средними многолетними данными, тем более, что они представляют норму явления. Кроме того, в настоящее время только средние многолетние данные позволят рассмотреть внутренние волны на большой акватории и в течение года (среднего), т. е. они позволят выявить важную характеристику внутренних волн — их пространственную и сезонную изменчивость.

В данной статье приведен анализ изменчивости внутренних волн и внутриволновых течений для Северной Атлантики для среднего года на основе расчета по методу Фиельдстада. Известно, что по этому методу рассчитываются амплитуды внутренних волн и скорости течения в относительных величинах. Для перехода от них к абсолютным величинам необходимо привлекать гармонические постоянные внутренних волн и течений на нескольких горизонтах.

Поскольку таких наблюдений имеется мало, то в данной работе предлагается качественный анализ внутренних волн по относительным величинам (т. е. без привлечения наблюдений). Попытаемся доказать правомерность такого анализа и отметим его практическую ценность. С этой целью было проведено сравнение вертикального распределения расчетных амплитуд и скоростей в абсолютных и относительных величинах для трех семисуточных гидрологических станций, выполненных в различных районах Северной Атлантики и в разное время. Результаты такого сравнения для одной из этих станций, расположенной севернее Азорских островов, приводятся в данной статье.

Вертикальное распределение амплитуд и скоростей в абсолютных значениях получено по расчету с привлечением наблюдений соответственно на 6 и 7 горизонтах. Вертикальное распределение в относительных величинах представляет суммарную волну, полученную при сложении четырех расчетных волн.

---

<sup>1</sup> Для краткости течения, связанные с внутренними волнами, будем называть внутриволновыми.

Как видно из рис. 1 совпадение вертикальных распределений амплитуд и скоростей в абсолютных и относительных величинах (на дату наблюдений) можно признать вполне удовлетворительным. Такие же результаты сравнения вертикальных распределений амплитуд и скоростей были получены для двух других станций. Таким образом, по относительным величинам амплитуд и скоростей, полученных по теоретическому расчету с учетом наблюдений только градиента плотности и глубины, можно проводить анализ внутренних волн. На основании проведенного сравнения можно также считать, что основными факторами, определяющими вертикальную изменчивость характеристик внутренних волн, являются величина градиента плотности, стратификация вод и глубина.

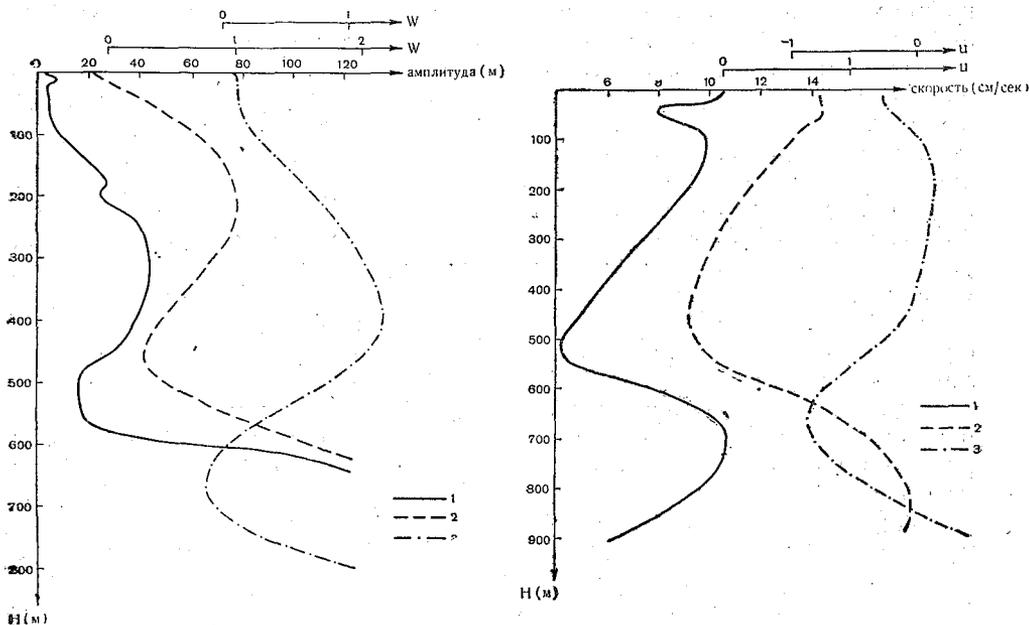


Рис. 1. Сравнение вертикального распределения амплитуд (а) и скоростей течений (б) полусуточных внутренних волн в абсолютных и относительных величинах: 1 — в абсолютных величинах; 2 — в относительных величинах (для периода наблюдений); 3 — в относительных величинах (по средним многолетним данным)

Итак, по вертикальному распределению расчетных амплитуд и скоростей в относительных величинах можно определить следующие важные характеристики:

- 1) максимальную и минимальную амплитуду и скорость в относительных величинах;
- 2) глубину залегания экстремальных значений амплитуд и скоростей;
- 3) количество этих экстремумов;
- 4) размах экстремальных значений;
- 5) горизонт изменения фаз внутренних волн и течений;
- 6) слои с одинаковыми фазами и противофазами;
- 7) качественную характеристику вертикальной составляющей течений, связанных с внутренними волнами.

Отметим, что последняя характеристика имеет особенно важное значение для практики. Приведенный перечень характеристик вертикального распределения расчетных амплитуд и скоростей позволяет

получить довольно полное представление о внутренних волнах и течениях.

Однако наибольший интерес представляет рассмотрение изменения амплитуд внутренних волн и скоростей по глубине не на одной станции, а от станции к станции, т. е. в пространстве и во времени. Расчетные данные на указанных трех гидрологических станциях показали правомерность анализа пространственно-временной изменчивости внутренних волн по относительным величинам. Корреляционная связь между абсолютными и относительными величинами экстремальных амплитуд и скоростей на этих станциях имела линейную или параболическую зависимость.

Вернемся к рис. 1, на котором, кроме рассмотренных вертикальных распределений амплитуд и скоростей, еще имеется вертикальное распределение в относительных величинах, рассчитанное по средней многолетней плотности (для десятиградусного квадрата, в районе которого находится гидрологическая станция с наблюдениями). Как можно было ожидать, среднее многолетнее распределение амплитуд и скоростей по глубине несколько отличается от такого распределения на конкретную дату. В нашем примере наиболее заметное расхождение отмечается для глубин залегания экстремальных величин. Однако, общие закономерности вертикального изменения амплитуд и скоростей, рассчитанных на конкретную дату и по средним многолетним данным, удовлетворительно совпадают для всех исследуемых гидрологических станций. Таким образом, проведенное сравнение подтверждает целесообразность анализа внутренних волн, рассчитанных по средней многолетней плотности.

Для примера приведем качественный анализ изменчивости внутренних волн и внутриволновых течений в Северной Атлантике. Для расчетов внутренних волн были использованы данные по плотности из монографии [3].

На основании предыдущей работы [1] расчет ограничивался четырьмя теоретическими волнами. Для анализа пространственной изменчивости внутренних волн был выбран наиболее насыщенный наблюдениями месяц — июнь. Для этого месяца проводилось районирование вертикального распределения плотности (для пятиградусных квадратов). Для выделенных районов рассчитывались внутренние волны. Таких районов оказалось 18.

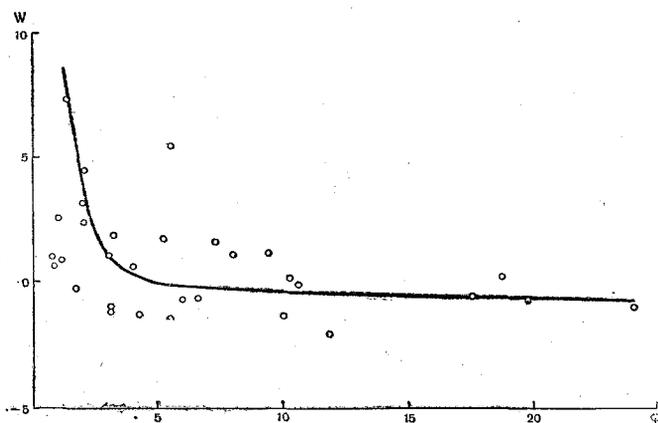


Рис. 2. Зависимость амплитуд внутренних волн от градиента плотности ( $\phi$ ).  $W$  — экстремальные амплитуды в относительных величинах (для июня)

Для выявления сезонной изменчивости внутренних волн были выбраны два десятиградусных квадрата — 182 и 146. Правильность полученных результатов расчета могла быть подтверждена только логическими доводами: обратной связью расчетной амплитуды и распределения градиента плотности (рис. 2), соответствием расположения экстремальных величин амплитуд и скоростей для отдельных теоретических волн и др.

На основании обратной зависимости амплитуд внутренних волн и градиента плотности наибольшим градиентом плотности должны соответствовать наименьшие амплитуды. На рис. 3 представлена эта зависимость. Полного совпадения этих глубин нельзя ожидать, так как на амплитуду, кроме градиента плотности, влияет еще стратификация вод. Проведенная проверка расчетов указала на их правильность.

Перейдем к рассмотрению пространственной изменчивости приливных внутренних вод и внутриволновых течений в Северной Атлантике. На рис. 4 а, б представлено распределение расчетных максимальных амплитуд внутренних волн и скоростей в слое 0—600 м для июня. Как уже отмечалось, по относительным величинам, в которых представлены амплитуда и скорости, можно судить только о качественной их изменчивости. На рис. 4 а ясно прослеживаются области с наибольшими и наименьшими максимальными амплитудами. Для июня почти для всей акватории Северной Атлантики характерны большие амплитуды внутренних волн со значительными районами наибольших максимальных амплитуд. Глубина залегания максимальных амплитуд также весьма изменчива: от 50 до 400 м. Наибольшие максимальные амплитуды расположены на больших глубинах (табл. 1). Попытаемся найти причины выявленной изменчивости. Анализ величины градиента плотности и его вертикального распределения, которое определяет стратификацию вод, показал, что в основном эти характеристики определяют изменчивость внутренних волн. Например, для районов с наибольшими максимальными амплитудами (табл. 1, расчетные точки 113, 7, 9) характерна большая глубина залегания этих амплитуд (> 400 м). На этих глубинах градиент плотности значительно меньше, наибольшего градиента.

Следствием вертикального распределения градиента плотности является и количество экстремальных амплитуд и их размах (табл. 1).

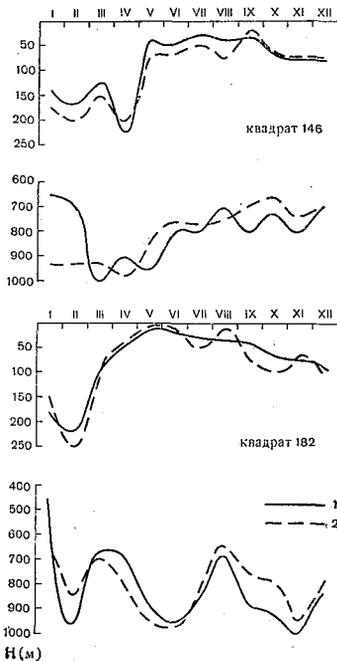
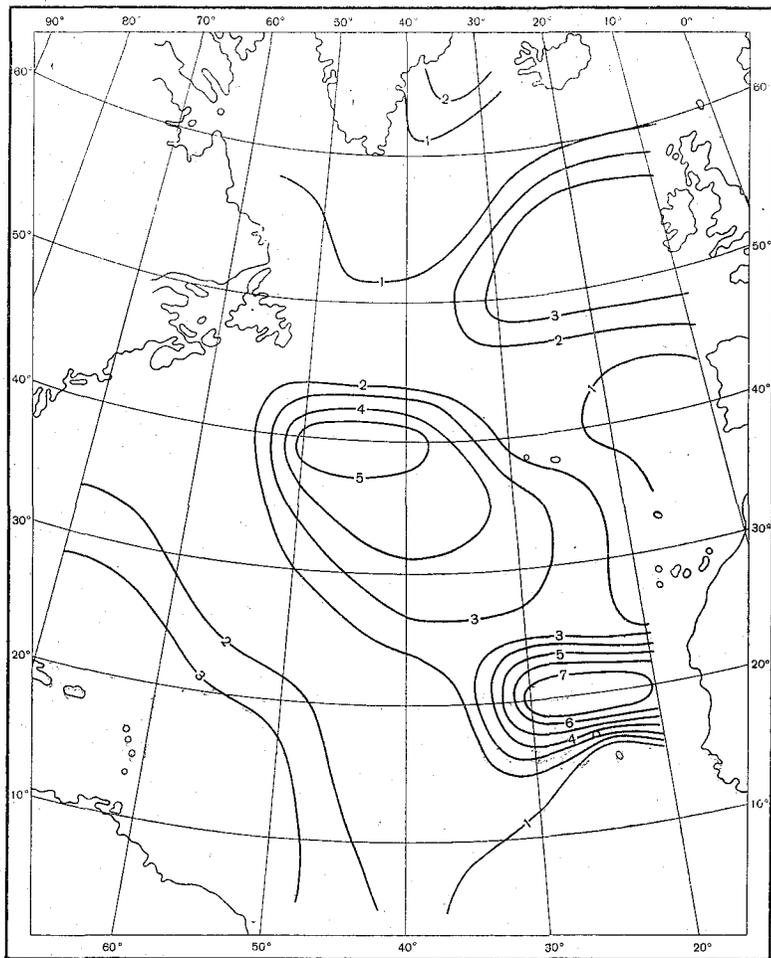


Рис. 3. Внутригодовая изменчивость глубин залегания наибольших градиентов плотности (I) и соответствующих им минимальных амплитуд (II) приливных внутренних волн

а)



б)

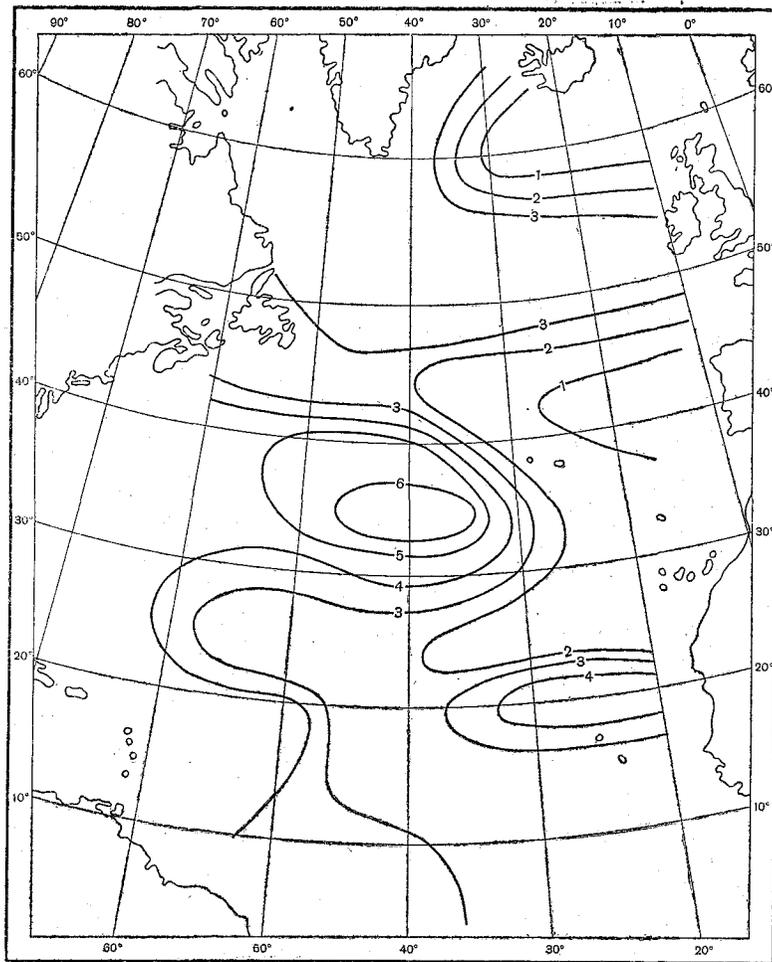


Рис. 4. Максимальные амплитуды приливных внутренних волн (а) и скорости приливных внутриволновых течений (б) в слое 0—600 м для июня. Цифры у изолиний обозначают соответственно амплитуду и скорость в относительных величинах

Таблица 1

Характеристики вертикального распределения расчетных внутренних волн для июня.  
Слой 0—1000 м

Номер расчетной точки	Координаты	Максимумы			Минимумы			Размах экстремальных величин
		Амплитуда в относительных величинах	Глубина залегания, м	Общее число пик	Амплитуда в относительных величинах	Глубина залегания, м	Общее число пик	
221	65° N	1,2	60	2	-0,3	160	2	3,6
	45° W	2,6	280		-1,0	520		
22	60° N	0,1	0	1	-2,4	400	1	2,5
	20° W							
185	55° N	0,9	140	1	-1,3	40	2	2,4
	45° W				-1,5	280		
19	50° N	1,1	50	1	-0,8	300	1	1,9
	40° W							
17	50° N	3,2	120	1	-1,4	10	2	5,6
	20° W				-2,4	480		
149	45° N	1,1	150	1	-0,6	35	2	1,7
	45° W				-0,3	320		
148	45° N	1,1	320	1	-0,7	50	2	1,8
	35° W				0,2	520		
13	40° N	5,5	200	1	-2,1	50	2	9,3
	40° W				-3,8	515		
11	20° N	0,8	320	1	-0,7	50	2	1,5
	60° W				-0,1	630		
115	35° N	1,7	120	1	-3,0	440	1	4,7
	65° W							
113	35° N	2,8	70	2	0,7	220	2	6,9
	45° W	4,5	440		-2,4	750		
78	25° N	1,9	400	1	-1,5	110	2	4,8
	55° W				-2,9	710		
75	25° N	2,4	420	1	-1,0	70	2	3,4
	25° W				0,2	650		
9	20° N	1,2	70	2	-1,4	225	2	6,2
	60° W	4,7	640		1,5	800		
7	20° N	1,9	60	2	-1,2	180	2	12,9
	30° W	7,4	475		-5,5	900		
40	15° N	1,6	120	1	-4,2	360	1	5,8
	35° W							
39	15° N	0,5	150	1	-1,0	40	2	3,4
	25° W				-2,9	400		
5	5° N	2,7	180	1	-0,7	60	2	3,4
	45° W				-0,5	400		

Однако, следует отметить, что при сравнении амплитуд на большой акватории зависимость амплитуд внутренних волн от градиента плотности и стратификации вод не всегда бывает обратной. В некоторых случаях для установления такой зависимости необходимо учитывать еще некоторые факторы, например толщину слоя скачка, глубину его залегания и др. Несомненно, что на характеристики внутренних волн оказывает влияние и глубина.

Как можно было ожидать, пространственная изменчивость внутриволновых течений в основных чертах совпадает с изменчивостью внутренних волн. Однако имеются некоторые различия. Области больших максимальных скоростей занимают всю акваторию Северной Атлантики, районы малых скоростей совсем незначительны (рис. 4, б). Для течений в слое 0—1000 м имеются в основном два максимума скорости (табл. 2). Наибольшая максимальная скорость (второй максимум) расположена на больших глубинах, глубже 600 м. Первый максимум скорости находится на глубине 50—250 м. Таким образом, для внутриволновых течений характерна большая изменчивость по глубине, чем для амплитуд. Изменчивость внутриволновых течений тоже тесно связана с величиной градиента плотности и стратификацией вод.

Как пример, рассмотрим для двух десятиградусных квадратов сезонную изменчивость приливных внутренних волн и внутриволновых течений для среднего года. На рис. 5 представлено для одного из квадратов изменение вертикальных распределений амплитуд внутренних волн от месяца к месяцу. Как видно из этого рисунка, амплитудам внутренних волн характерна внутрigoдовая изменчивость. Эту изменчивость можно представить несколькими типами вертикального распределения амплитуд: I тип — характерен для января и февраля; II тип — для марта и апреля; III тип — для мая—августа и IV тип — для октября—декабря. Сентябрь оказался переходным месяцем. Можно отметить, что по времени представленная типизация почти совпадает с гидрологическими сезонами.

Если обратить внимание на экстремальные амплитуды, то можно заметить, что в течение года меняется как их величина, так и глубина залегания. Наибольшие максимальные амплитуды встречаются в зимние и весенние месяцы. Они расположены на очень больших глубинах — 600—700 м. Летом амплитуды уменьшаются, но зато глубины их залегания находятся в деятельном слое. Максимальная амплитуда наиболее близко к поверхности располагается в сентябре. В осенние месяцы внутренние волны слабо развиты.

Для квадрата 182, расположенного севернее квадрата 146, сезонная изменчивость несколько отлична, особенно, для января—апреля. Однако, следует иметь в виду, что в эти месяцы для квадрата 182 было мало наблюдений.

В слое 0—1000 м амплитуда внутренних волн имеет два минимума. Глубина залегания минимальных амплитуд представлены на рис. 3.

Таблица 2

Характеристики расчетных внутриволновых течений для июня. Слой 0—1000 м

Номер расчетной точки	Координаты	Максимумы			Минимумы			Размах экстремальных величин
		Скорость в относительных величинах	Глубина залегания, м	Общее число пик	Скорость в относительных величинах	Глубина залегания, м	Общее число троп	
221	65° N	3,5	20	3	-2,7	100	2	6,2
	45° W	1,9 1,1	200 850		-2,0	400		
22	60° N 20° W	2,3	850	1	-0,9	60	1	3,2
185	55° N	3,6	80	2	-1,4	220	1	5,5
	45° W	4,1	600					
19	50° N	3,6	0	2	-1,0	200	1	4,6
	40° W	3,4	600					
17	50° N	3,2	0	2	-1,4	320	1	5,3
	20° W	3,9	750	1				
149	45° N	2,4	80	2	-1,1	225	1	5,3
	45° W	4,2	570					
148	45° N	1,2	120	2	-0,5	420	1	3,2
	35° W	2,7	770					
13	40° N	5,7	120	2	-4,5	400	1	10,2
	40° W	5,0	750					
11	20° N	0,8	150	2	-0,4	520	2	4,8
	60° W	2,6	920		-2,2	0		
115	35° N	2,5	0	2	-2,0	360	1	7,2
	65° W	5,2	760					
113	35° N	9,7	0	3	-1,4	140	2	13,3
	45° W	2,8 5,2	350 950		-3,6	600		
78	25° N	2,3	260	2	-1,8	550	1	8,0
	55° W	6,2	1000					
75	25° N	1,8	300	2	-1,3	520	1	5,2
	25° W	3,9	900					
9	20° N	4,3	20	4	-2,2	120	3	7,3
		3,0	290		-1,0	450		
	60° W	1,8 3,0	600 920		-3,0	680		
7	20° N	4,6	20	2	-4,1	100	2	9,1
	30° W	4,9	280		-4,2	680		
40	15° N	2,5	60	2	-2,8	250	1	6,9
	35° W	4,1	600					
39	15° N	2,9	80	2	-1,8	270	1	7,2
	25° W	5,4	765					
5	5° N	3,7	140	2	-2,2	265	1	5,8
	45° W	2,8	750					

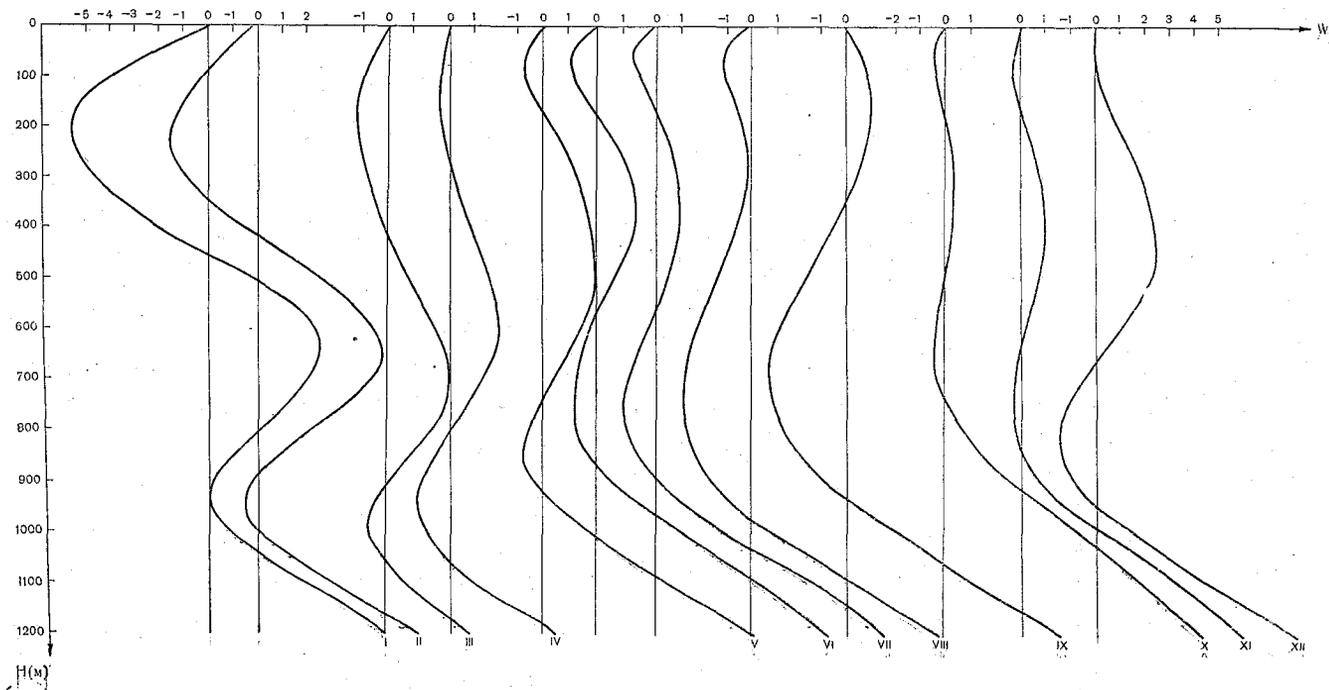


Рис. 5. Сезонная изменчивость амплитуд приливных внутренних волн для квадрата 146:  
 Римские цифры – месяцы;  $W$  – амплитуда в относительных величинах

Заметное резкое изменение этих глубин отмечается от января—апреля к маю — декабрю. Как видно из рис. 6, внутриволновые течения имеют в основном подобную внутренним волнам изменчивость. Максимальные скорости течений залегают в более высоких слоях, чем максимальные амплитуды внутренних волн.

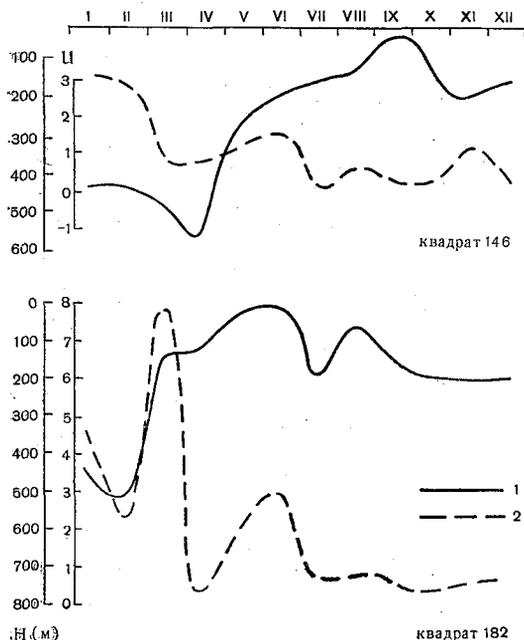


Рис. 6. Внутригодовая изменчивость максимальной скорости приливных внутриволновых течений и глубины ее залегания:

1 — глубина залегания; 2 — максимальная скорость в относительных величинах

Если обратиться к вертикальному распределению градиента плотности, то, как и при рассмотрении пространственной изменчивости внутренних волн, на основании этой характеристики можно дать объяснение сезонной изменчивости внутренних волн. Например, в зимние и ранние весенние месяцы в поверхностных слоях градиент плотности наименьший и стратификация вод слабо выражена — в этот период отмечаются наибольшие амплитуды внутренних волн и наибольшие скорости течения.

Летом образуется подповерхностный мощный слой скачка, стратификация вод ярко выражена, как следствие, амплитуды заметно уменьшаются. Однако наименьшие амплитуды встречаются осенью, когда слой скачка постепенно размывается, но градиент плотности в слое скачка еще не настолько мал, как зимой.

Поскольку выявлена достаточно четкая зависимость вертикального распределения амплитуд и скоростей внутренних волн и их пространственной и сезонной изменчивости от величины градиента плотности и стратификации вод, то можно предположить, что выводы, полученные в данной работе для приливных внутренних волн, можно отнести ко всем другим типам внутренних волн. Разумеется, количественные характеристики амплитуд и фаз этих волн будут различными. Следует

также отметить, что выявленная пространственная и сезонная изменчивость амплитуд и скоростей внутренних волн может быть распространена и на другие характеристики внутренних волн. Например, по изменчивости амплитуд можно составить представление об изменчивости вертикальной составляющей внутриволновых течений, энергии внутренних волн и др.

В заключение остановимся на основных выводах, полученных в работе.

1. Предлагается и обосновывается качественный анализ изменчивости расчетных внутренних волн и внутриволновых течений.

2. На примере Северной Атлантики выявлена пространственная и сезонная изменчивость приливных внутренних волн и течений для среднего года.

3. Изменчивость внутренних волн и течений тесно связана с величиной градиента плотности и стратификацией вод.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борис Л. И. О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане. Тр. ЛГМИ, вып. 32, 1969.
2. Fjeldstad E. Interne wellen. Geofysiske Publikasjoner Vol X, № 6, Oslo, 1933.
3. Основные черты гидрологии Атлантического океана. Под. ред. А. М. Муромцева. Гидрометеоздат, 1963.

## СРЕДНЯЯ КАРТИНА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В НОРВЕЖСКОМ И ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЯХ

*Л. Д. Берендяева, И. П. Карпова*

Исследование динамики вод в последнее время не ограничивается изучением только горизонтальной циркуляции, но зачастую включает расчеты вертикальной составляющей скорости течения. Несмотря на малые абсолютные величины вертикальной составляющей, значение ее в процессе вертикального обмена представляется значительным, так как способствует обогащению поверхностных вод питательными солями, а глубинных — кислородом. Это в свою очередь является одним из важных факторов, обуславливающих жизнедеятельность планктона — основного корма ряда промысловых рыб. Именно поэтому во многих случаях расчеты вертикальных движений вод приурочены к важным в промысловом отношении районам. К одному из таких районов относятся Норвежское и Гренландское моря. Получение схем вертикальной компоненты скорости течения является целью данной работы.

До настоящего времени для этого района известен один расчет градиентно-конвекционной составляющей скорости течения, выполненный Н. Ф. Палием на разрезе по 63° с. ш. от Фарерских островов до 2° з. д. [1]. Для этого расчета были использованы материалы гидрологических наблюдений, полученные экспедицией АтлантНИРО 18—19 января 1962 г.

В настоящей работе проделан расчет градиентно-конвекционной и ветровой вертикальных составляющих скорости течения для всей акватории Норвежского и Гренландского морей. Градиентно-конвекционные течения, сравнительно мало меняющиеся в течение года, создают тот основной фон циркуляции вод, на который накладывается более изменчивая ветровая часть. Расчет проделан для средних многолетних условий.

Помимо вышеназванной основной задачи проведено исследование правильности формулы для расчета вертикальной составляющей скорости течения  $W_g$ , приведенной к работе К. Хидака [2]. В данной работе градиентно-конвекционная составляющая вертикальной скорости рассчитана двумя путями:

1) по формуле Хидака [2], но с обратным знаком:

$$W_g = \frac{\int_0^z g \frac{\partial \rho(z_1)}{\partial x} (z - z_1) dz_1 - \frac{z}{h} \int_0^h g \frac{\partial \rho(z_1)}{\partial x} (h - z_1) dz_1}{2\omega R \cos \varphi \sin^2 \varphi \rho(z)}. \quad (1)$$

Ось  $Z$  направлена вертикально вниз, таким образом  $+W_g$  соответствует опусканию вод,  $-W_g$  — подъему вод;  $h$  — глубина,  $\rho$  — плотность.

2) по формуле, полученной путем использования уравнения неразрывности и уравнений геострофического движения жидкости и учета  $\beta$ -эффекта, т. е. постановка задачи аналогична той, которую рассмотрел Хидака [2]:

$$W_g = \frac{\beta}{f} \int_0^z V_g dz, \quad (2)$$

где  $V_g$  — меридиональная составляющая скорости геострофического течения, рассчитанная ранее [3],  $f$  — параметр Кориолиса.

Поскольку в работе [3] содержится постановка задачи и вывод расчетной формулы (1), приводить ее здесь вновь нет необходимости. Зависимость (2) получена путем применения к уравнениям геострофического движения операции вихря, т. е. соответствующего дифференцирования их по  $y$  и по  $x$  и вычитания из первого уравнения второго, с последующим использованием уравнения неразрывности. Исходным материалом для расчета по формулам (1) и (2) послужили средние многолетние поля плотности вод Норвежского и Гренландского морей [3].

Наиболее простая формула для расчета вертикальной составляющей скорости дрейфового течения  $W_d$  на глубине трения  $D$  была предложена А. Н. Гезенцевей [4]. Используя эту зависимость, полученную без учета изменения параметра Кориолиса с широтой, Б. И. Тюряков проделал расчет  $W_d$  для трех типов атмосферной циркуляции [5]. В настоящей работе расчет вертикальной составляющей скорости дрейфового течения был проделан по формуле:

$$W_d = -\frac{1}{f} \text{rot}_z \tau - \frac{\beta}{f^2} \tau_x. \quad (3)$$

Зависимость (3) получена из уравнений движения для чисто дрейфового течения, т. е. при учете только вертикального турбулентного обмена количеством движения и силы Кориолиса, путем тех же преобразований, с помощью которых получена зависимость (2). Последний член формулы (3) учитывает изменение параметра Кориолиса с широтой. Была проделана оценка необходимости учета этого члена формулы для данного района. Величина  $\frac{\beta}{f^2}$  для широт  $60-66^\circ$  имеет порядок  $10^{-5}$  сек/см, севернее —  $10^{-6}$  сек/см;  $\tau_x$  имеет порядок  $10^0-10^{-1}$  дин/см<sup>2</sup>;  $\frac{1}{f} \text{rot}_z \tau = 10^{-4}$  дин·сек/см<sup>3</sup>. Таким образом, член

$\frac{1}{f} \operatorname{rot}_z \tau$  не менее, чем на порядок превышает член  $\frac{\beta}{f^2} \tau_x$ . Поэтому для полярных районов, расположенных, в частности, севернее  $60^\circ$  с. ш. при расчете  $W_d$  можно не учитывать влияния изменений параметра Кориолиса с широтой и ограничиться только первым членом выражения (3). Учет обоих членов правой части выражения (3) при расчете  $W_d$  необходим в умеренных и тропических районах (на экваторе это формула неприменима).

Кроме того, для расчета ветровой составляющей вертикальной циркуляции использована зависимость, предложенная В. А. Коробовой [6]:

$$\begin{aligned}
 W_d = & \frac{1}{f} \operatorname{rot}_z \tau \left( e^{-az} \cos az - 1 + \frac{z}{h} \right) - \frac{1}{f} \operatorname{div} \tau e^{-az} \sin az + \\
 & + \frac{\beta}{f^2} \tau_x \left( e^{-az} \cos az - 1 + \frac{z}{h} \right) + \frac{\beta}{f^2} \tau_y e^{-az} \sin az + \\
 & + \frac{1}{f} \frac{\partial a}{\partial x} z e^{-az} [\tau_x (\sin az - \cos az)] + \frac{\beta}{f^2} \tau_y e^{-az} \sin az + \\
 & + \frac{1}{f} \frac{\partial a}{\partial y} z e^{-az} [\tau_x (\sin az + \cos az) + \tau_y (\sin az - \cos az)], \quad (4)
 \end{aligned}$$

где  $a = \frac{\pi}{D}$ ;  $\tau$  — тангенциальное трение ветра.

Эта зависимость позволяет получить  $W_d$  в пределах слоя трения и на любом горизонте. Выбор ее обусловлен тем, что помимо неравномерности поля ветра и  $\beta$ -эффекта в выражении (4) учтено влияние пространственного изменения глубины трения в море. Необходимость учета глубины трения при расчете ветровой составляющей вертикальной циркуляции показана в работах [6, 7, 8]. Второй особенностью этой формулы является наличие слагаемого  $\frac{z}{h}$  в скобках первого и треть-

его членов (4), благодаря чему получается линейное уменьшение  $W_d$  ко дну. В ряде работ  $W_d$  принято неизменным от глубины  $D$  до придонных слоев [9]. По мнению В. А. Коробовой, для глубинных слоев результирующие схемы  $W$  в любом случае — при линейном уменьшении  $W_d$  с глубиной или его постоянстве — будут мало различаться между собой, так как ниже глубины трения основную роль играет  $W_g$ .

Пространственное изменение глубины трения имеет существенное влияние на величину  $W_d$  только в пределах слоя трения. Глубже  $D$  при расчете по формуле (4) можно ограничиться учетом тех членов, которые входят в зависимость (3), так как все величины, являющиеся сомножителями  $e^{-az}$  при  $Z \gg D$  оказываются пренебрежимо малыми по сравнению с остальными величинами.

Исходным материалом для расчета по формулам (3) и (4) послужило среднее многолетнее поле атмосферного давления [10]. Тангенциальное напряжение ветра рассчитано по методике А. И. Соркиной. Расчетная сетка образована параллелями и меридианами с шагами, равными  $1^\circ$  по широте,  $4^\circ$  по долготе при расчете по формуле (1) и  $2^\circ$  по долготе — при расчете по формулам (2), (3) и (4). Расчет гра-

диентно-конвекционной составляющей по формуле (1) и ветровой составляющей по формуле (4) реализован по программам, составленным В. А. Коробовой соответственно для ЭВМ М-20 и Раздан-2. Расчет по формуле (2) выполнен вручную от поверхности моря до глубины 1000 м, так как только до этой глубины ранее были рассчитаны горизонтальные компоненты скорости течения.

При рассмотрении вертикальной биологической зональности океан разделяют на два слоя: верхний (0—200 м) относят к продуцирующей зоне, глубоководную часть — к потребляющей [11]. Исходя из соображений вертикального обмена между продуцирующей и потребляющей зонами представляет интерес рассмотреть схемы вертикальной компоненты скорости течения на границе этих зон.

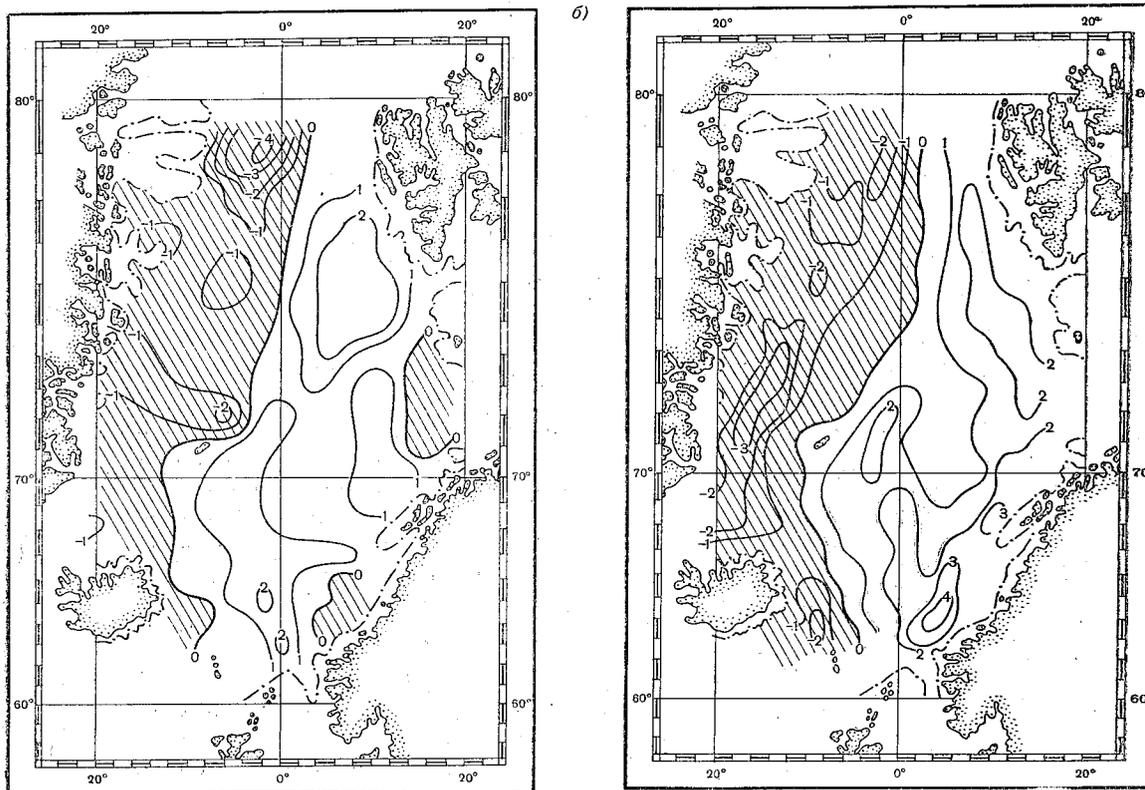


Рис. 1. Схема вертикальной компоненты скорости градиентно-конвекционного течения ( $W_g \cdot 10^4$  см/сек) на горизонте 200 м). Области подъема вод заштрихованы: а — по формуле (1); б — по формуле (2) (--- изобата 200 м)

Схемы вертикальной составляющей скорости градиентно-конвекционного течения на горизонте 200 м представлены на рис. 1, а по формуле (1) и на рис. 1, б по формуле (2). Обе схемы получены из уравнений геострофического движения жидкости, в котором вертикальную компоненту имеют потоки, направленные вдоль меридиана; широтная составляющая скорости не дивергирует. При выводе расчетных формул (1) и (2) не учтены силы горизонтального и вертикального трения, нелинейные члены, рельеф дна. Естественно, что это должно внести

существенную ошибку в расчеты  $W_g$  близ поверхности моря, в придонных горизонтах, прибрежной зоне. Поэтому прибрежная и придонная зоны здесь не рассматриваются. В поверхностных слоях важную роль играет вертикальный турбулентный обмен, поэтому для этих слоев была рассчитана ветровая часть  $W_d$  и, в предположении линейной взаимосвязи ветровой и градиентно-конвекционной вертикальной составляющих скорости, найдена результирующая величина  $W$ .

Условно, в соответствии с существующей в данном районе системой преобладающих течений, акваторию Норвежского и Гренландского морей можно разделить на две части: восточную, в которой преобладают теплые атлантические воды с северным генеральным направлением; и западную, где преобладают движущиеся на юг полярные воды. В соответствии с генеральной схемой течений в восточной части преобладает опускание вод, в западной — подъем. Характерные черты распределения вертикальной компоненты скорости градиентно-конвекционного течения подобны на обоих рисунках, что является одним из доказательств необходимости изменения знака в расчетной формуле для  $W_g$ , приведенной К. Хидака [2]. Некоторое различие в конфигурации изолиний  $W_g$  на рис. 1, а и б, очевидно, можно объяснить тем, что при расчете по формуле (1) шаг сетки взят вдвое крупнее, чем по формуле (2). Кроме того, при расчете по формуле К. Хидака величина вертикальной скорости на любом горизонте зависит от распределения плотности воды во всем слое от поверхности моря до дна [влияние второго члена формулы (1)], а при использовании формулы (2) в расчете участвует слой 0—1000 м, так как  $V_g$  рассчитана от отсчетной поверхности, равной 1000 м.

Распределение  $W_g$  по глубине характеризуется увеличением вертикальной компоненты от поверхности моря к глубинным слоям. Наибольшее значение  $W_g$  отмечено примерно на середине глубины, т. е.  $\frac{h}{2}$  для каждой расчетной точки; далее ко дну идет уменьшение.

Таким образом, районы, где максимальные абсолютные величины  $W_{g \max}$  наиболее заглублены, приурочены к глубоководным котловинам Норвежского и Гренландского морей, а изолинии  $W_{g \max}$  в какой-то мере повторяют очертания изобат. Порядок скоростей  $W_g$  в поверхностных слоях  $10^{-4}$  см/сек, а глубинных слоях  $10^{-3}$  см/сек.

Схема вертикальной составляющей скорости дрейфового течения на глубине трения, полученная по формуле (3) приведена на рис. 2, а.

На рис. 2, б приведено распределение  $W_d$  на глубине 200 м, полученное по формуле (4). Величины  $W_d$  сравнительно быстро увеличиваются от поверхности моря до  $\sim 0,8 D$  (примерно до глубин 30—40 м), где имеет место максимум вертикальной составляющей скорости ветрового происхождения, далее ко дну идет медленное, постепенное уменьшение  $W_d$ . Схема распределения  $W_d$  на горизонте 200 м очень мало отличается от полученной по формуле (4) схемы на глубине трения: полностью совпадает конфигурация основных зон подъема и опускания, близки по абсолютной величине значения  $W_{dD}$  и  $W_{d200}$ .

Для чисто ветровой составляющей вертикальной скорости характерны преимущественно восходящие движения в Норвежском море и нисходящие в Гренландском море. (Следует помнить, что речь идет о средней многолетней картине, полученной по среднему годовому полю барика, которое в основных чертах совпадает со средним для



скорости дают почти полностью противоположные по характеру процессы картины. В связи с этим схемы  $W$  будут в общих чертах напоминать схемы  $W_g$  или  $W_d$  в зависимости от преобладания на рассматриваемом горизонте градиентно-конвекционной или ветровой составляющих вертикальной скорости. Так, в пределах слоя трения преобладающее значение имеет ветровая часть  $W_d$  но уже к 200 м главную роль начинает играть  $W_g$ . Так же, как на рис. 1, на рис. 3 мы видим, что водная акватория как бы разделена на две половины — восточную и западную — с противоположными по направлению вертикальными движениями вод. Конфигурация изолиний  $W$  более сложная, чем  $W_g$ , порядок же величин тот же (до  $4 \cdot 10^{-4}$  см/сек). С глубиной основные зоны подъема и опускания остаются прежними, изменяются только абсолютные величины  $W$ .

Приведенные Б. И. Тюрковым [5] схемы  $W_d$  на глубине трения разительно различаются между собой. При восточном типе циркуляции атмосферы над западной частью рассматриваемой акватории располагается антициклон, над восточной — ложбина циклонов. В соответствии с барическим полем западная часть охвачена нисходящими движениями вод, восточная — восходящими. При меридиональном типе циркуляции атмосферы имеет место противоположное расположение основных барических систем, а именно: Исландский минимум значительно смещен на запад, а на западную часть рассматриваемого района простирается его северо-восточная ложбина; антициклон, расположенный над Англией, охватывает своим гребнем восточную часть Норвежского моря, другой отрог спускается с севера. Следствием такого расположения барических систем являются по преимуществу восходящие движения вод в западной части и нисходящие — в восточной. Западный тип циркуляции атмосферы характеризуется глубоким циклоном над Исландией и хорошо выраженной ложбиной в северо-восточном направлении, по обе стороны от которой наблюдается рост атмосферного давления. Характерной чертой вертикальной циркуляции в этом случае является зона восходящих движений, протянувшаяся от Исландии на северо-восток. Юго-восточная и северо-западная части рассматриваемого района охвачены нисходящими движениями вод.

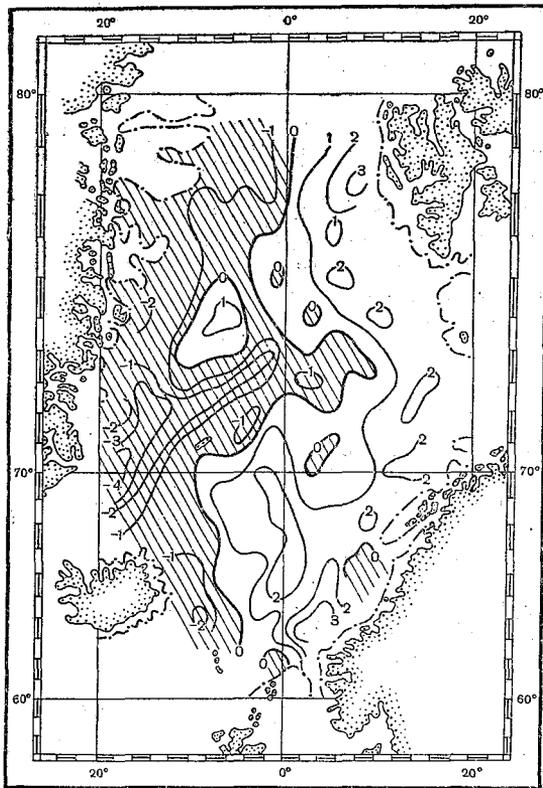


Рис. 3. Схема вертикальной компоненты скорости результирующего течения ( $W \cdot 10^4$  см/сек) на горизонте 200 м. Области подъема вод заштрихованы. (---) — изобата 200 м)

Схема  $W_d$  (рис. 2, а) качественно имеет общие черты со схемами при западном и восточном типах атмосферной циркуляции. Расположение основных зон подъема и опускания вод при меридиональном типе противоположно представленному на рис. 2, а. Количественное сравнение затруднительно, так как тангенциальное напряжение ветра в данной работе и у В. И. Тюрякова [5] рассчитано по различной методике. Кроме того, различен шаг расчетной сетки. (В работе [5] выбрана сеточная область, образованная параллелями и меридианами с шагами, равными  $2,5^\circ$  по меридиану и  $5^\circ$  по параллели.)

Рассматривая схемы  $W_g$  (рис. 1) как основной фон, на который накладывается дрейфовая циркуляция, приходим к следующему выводу. Для восточной части Норвежского и Гренландского морей, где проходят основные пути миграции промысловых рыб, благоприятные условия для поступления питательных солей в фотический слой за счет вертикальной компоненты скорости течения будут иметь место при восточном и западном типах атмосферной циркуляции; для меридионального типа циркуляции атмосферы характерно опускание вод в этом районе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Палий Н. Ф. О вертикальной циркуляции вод. Сб. Норвежское море, Калининград, 1963.
2. Hidaka K. Calculation of upwelling. Records of ocean. Works in Japan, v. 6, № 1, 1961.
3. Беляева И. П. Поверхностные геострофические течения Норвежского и Гренландского морей. Тр. ЛГМИ, вып. 24, 1967.
4. Гезенцвей А. Н. Дивергенция дрейфовых потоков и перенос тепла течениями в северной части Тихого океана и северной Атлантике. Тр. ИОАН, т. IX, 1954.
5. Тюряков Б. И. Опыт освещения изменчивости дрейфовой циркуляции Северной Атлантики расчетным путем. Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Выпуск 3—4, Гидрометеиздат, 1961.
6. Коробова В. А., Кольцов В. Ф. О расчете вертикальной скорости дрейфового течения в северной части Атлантического океана. Тр. ЛГМИ, вып. 24, 1967.
7. Ichiye T. A short note on the vertical current in the ocean. Oceanogr. mag. v. 7 № 1, 1955.
8. Земцов Г. С., Каган Б. А. О расчете вертикальной составляющей скорости чисто дрейфового течения в слое трения океана. Тр. ЛГМИ, вып. 24, 1967.
9. Чекотилло К. А. Вертикальные движения вод в океане. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. «Океанология», № 17, 1966.
10. Прик З. М. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике. Тр. ААНИИ, т. 217, 1959.
11. Беляев Г. М. и др. О схеме вертикальной биологической зональности океана. ДАН СССР, т. 129, № 3, 1959.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ РАЗРАБОТКИ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ВЕТРОВОГО ДРЕЙФА ЛЬДА

К. Л. Егоров

Настоящая статья является продолжением разработки теории ветрового дрейфа льда, освещенной в работах М. Е. Швеца [1], В. В. Шулейкина [2], Д. Л. Лайхтмана [3], А. И. Фельзенбаума [4], Б. А. Кагана [8] и других авторов.

Во всех работах перечисленных авторов, кроме [4], рассматривается модель ветрового дрейфа льда без учета образования градиентных течений в море. В работе [4] учтены градиентные течения, но используется модель с априорно задаваемым, постоянным по всей глубине моря коэффициентом турбулентности, что, вероятно, более или менее справедливо лишь для малых глубин моря.

В предлагаемой постановке задачи вся глубина моря разбивается на три слоя: верхний подледный слой трения толщины  $h_2$  с коэффициентом турбулентного трения  $k_2$ , придонный слой трения толщины  $h_3$  с коэффициентом турбулентного трения  $k_3$  и слой градиентного течения без трения. Вся взаимодействующая система включает в себя еще слой на поверхности моря толщины  $l$ , равной толщине льда, и пограничный слой атмосферы высоты  $h_1$  с коэффициентом турбулентного трения  $k_1$ .

Так как нас будет интересовать только дрейф льда, а не распределение скоростей в слоях трения по вертикали, то введение некоторого среднего по слою трения коэффициента турбулентного трения допустимо; такая постановка вполне удовлетворительно описывает передачу кинетической энергии из слоев трения ко льду. Значения этих коэффициентов будут отыскиваться в ходе решения задачи.

Используя оси координат, как указано на рис. 1, и направляя ось  $OX$  по направлению геострофического ветра в свободной атмосфере, запишем систему уравнений, описывающих установившееся и однородное по горизонтали движение в каждом из перечисленных слоев.

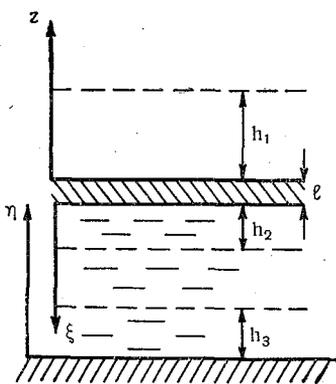


Рис. 1. Схема взаимодействующей системы.

Уравнения движения в пограничном слое атмосферы:

$$\lambda v_1 + k_1 \frac{d^2 u_1}{dz^2} = 0, \quad (1)$$

$$-\lambda (u_1 - U_1) + k_1 \frac{d^2 v_1}{dz^2} = 0. \quad (2)$$

Уравнения движения дрейфующего льда:

$$\lambda \rho_2 \cdot l \cdot v_0 + k_1 \rho_1 \left. \frac{du_1}{dz} \right|_{z=0} + k_2 \rho_2 \left. \frac{du_2}{d\zeta} \right|_{\zeta=0} = 0, \quad (3)$$

$$-\lambda \rho_2 \cdot l \cdot u_0 + k_1 \rho_1 \left. \frac{dv_1}{dz} \right|_{z=0} + k_2 \rho_2 \left. \frac{dv_2}{d\zeta} \right|_{\zeta=0} = 0. \quad (4)$$

Уравнения движения в трех слоях моря:

$$\lambda (v_2 - V_2) + k_2 \frac{d^2 u_2}{d\zeta^2} = 0, \quad (5)$$

$$-\lambda (u_2 - U_2) + k_2 \frac{d^2 v_2}{d\zeta^2} = 0, \quad (6)$$

$$V_2 = -\frac{g}{\lambda} \frac{\partial \sigma}{\partial x}, \quad (7)$$

$$U_2 = \frac{\rho_1}{\rho_2} U_1 + \frac{g}{\lambda} \frac{\partial \sigma}{\partial y}, \quad (8)$$

$$\lambda (v_3 - V_2) + k_3 \frac{d^2 u_3}{d\eta^2} = 0, \quad (9)$$

$$-\lambda (u_3 - U_2) + k_3 \frac{d^2 v_3}{d\eta^2} = 0. \quad (10)$$

$U_1$  — геострофический ветер в атмосфере;

$u_0, v_0$  — составляющие скорости дрейфа льда;

$U_2, V_2$  — составляющие скорости градиентного течения в море;

$\sigma$  — отклонение нижней поверхности льда от ее невозмущенного горизонтального положения  $\zeta = 0$ ;

$\lambda$  — параметр Кориолиса ( $\lambda = 2 \omega_z$ );

$\rho_1$  — плотность воздуха.

Здесь плотность льда принята равной плотности воды  $\rho_2$ , поэтому уравнения (3)—(4) применимы не только для движения сплошного ледяного покрова, но и для движения поверхности со сплоченностью льда меньше единицы и справедливы до тех пор, пока скорость воды во всем слое  $l$  можно считать равной скорости льда.

В общем случае уравнения (3), (4) должны содержать еще по одному слагаемому, соответственно  $-g\rho_2 l \frac{\partial \sigma}{\partial x}$  и  $-g\rho_2 l \frac{\partial \sigma}{\partial y}$ , которые для случая ветрового дрейфа льда малы по сравнению с остальными членами уравнений и могут быть отброшены, как это сделано, например, в [4].

Граничные условия с учетом того, что для каждого из слоев трения условие  $z, \zeta, \eta \rightarrow h_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) равносильно условию  $z, \zeta, \eta \rightarrow \infty$ , запишутся в следующем виде:

$$u_1|_{z=\infty} = U_1, \quad v_1|_{z=\infty} = 0, \quad (11)$$

$$u_1|_{z=0} = u_2|_{\zeta=0} = u_0, \quad v_1|_{z=0} = v_2|_{\zeta=0} = v_0, \quad (12)$$

$$u_2|_{\zeta=\infty} = u_3|_{\eta=\infty} = U_2, \quad v_2|_{\zeta=\infty} = v_3|_{\eta=\infty} = V_2, \quad (13)$$

$$u_3|_{\eta=0} = v_4|_{\eta=0} = 0. \quad (14)$$

Будем рассматривать ограниченный бассейн без источников и стоков водных масс, тогда в качестве замыкающих уравнений используем условие равенства нулю полных потоков по координатам  $OX$  и  $OY$ :

$$u_0 l + \int_0^H \tilde{u} d\zeta = 0, \quad (15)$$

$$v_0 l + \int_0^H \tilde{v} d\zeta = 0, \quad (16)$$

где

$$\begin{aligned} \int_0^H \tilde{u} d\zeta &= \int_0^{h_2} u_2 d\zeta + \int_{h_2}^{h_3} U_2 d\zeta + \int_0^{h_3} u_3 d\eta = \int_0^\infty (u_2 - U_2) d\zeta + \\ &+ \int_0^\infty (u_3 - U_2) d\eta + U_2 H. \end{aligned} \quad (17)$$

Аналогично получаем:

$$\int_0^H \tilde{v} d\zeta = \int_0^\infty (v_2 - V_2) d\zeta + \int_0^\infty (v_3 - V_2) d\eta + V_2 H, \quad (18)$$

где  $H$  — глубина моря.

Для определения неизвестных (но постоянных по слою трения) коэффициентов турбулентной вязкости  $k_1$ ,  $k_2$  и  $k_3$  можно использовать уравнение баланса энергии в форме, предлагаемой в [6], для каждого из трех слоев трения:

$$\int_0^{h_i} k_i \left[ \left( \frac{du_i}{dz_i} \right)^2 + \left( \frac{dv_i}{dz_i} \right)^2 - \frac{g}{T_{0i}} \frac{d\theta_i}{dz_i} \right] dz_i - \varepsilon_i h_i = 0, \quad (19)$$

$$\varepsilon_i = C_1 \frac{b_i^2}{k_i}; \quad k_i = C_2 h_i \sqrt{b_i}; \quad h_i = N \sqrt{\frac{k_i}{\omega_z}}, \quad (20)$$

где  $\Theta_i$  — потенциальная температура;

$h_i$  — глубина слоя трения;

$b_i$  — средняя энергия турбулентных пульсаций;

$C_1$  и  $C_2$  — константы, численные значения которых приводятся в работе [6]:  $C_1 = 5$ ;  $C_2 = 3,6 \cdot 10^{-2}$ .

Таким образом, система уравнений (1) — (10), (15) — (16) и (19) — (20) является замкнутой относительно неизвестных скоростей движения, наклона уровня и коэффициентов турбулентной вязкости.

Решения уравнений (1) — (2), (5) — (6), (9) — (10) при соответствующих граничных условиях имеют вид:

$$\left. \begin{aligned} u_1 &= U_1 + e^{-a_1 z} [v_0 \sin a_1 z - (U_1 - u_0) \cos a_1 z], \\ v_1 &= e^{-a_1 z} [v_0 \cos a_1 z + (U_1 - u_0) \sin a_1 z], \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

$$\left. \begin{aligned} u_2 &= U_2 + e^{-a_2 \zeta} [(u_0 - U_2) \cos a_2 \zeta + (v_0 - V_2) \sin a_2 \zeta], \\ v_2 &= V_2 + e^{-a_2 \zeta} [(v_0 - V_2) \cos a_2 \zeta - (u_0 - U_2) \sin a_2 \zeta], \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

$$\left. \begin{aligned} u_3 &= U_2 - e^{-a_3 \eta} [U_2 \cos a_3 \eta + V_2 \sin a_3 \eta], \\ v_3 &= V_2 - e^{-a_3 \eta} [V_2 \cos a_3 \eta - U_2 \sin a_3 \eta], \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

где  $a_i = \sqrt{\frac{\omega_z}{k_i}}$  ( $i = 1, 2, 3$ ).

Если определять высоту пограничного слоя атмосферы и глубину слоев трения в океане по Экману [5], т. е. полагать, что на границах слоев трения модули скоростей отличаются в  $e^{-\pi}$  раз, то из решений (21) — (23) вытекает, что

$$N = a z_i = \pi. \quad (24)$$

Следовательно, известное значение величины  $N$ , входящей в (20), позволяет определить величины  $h_i$  и выразить коэффициенты турбулентной вязкости из системы (19) — (20) с использованием решений (21) — (23) в следующем виде:

$$k_1 = \frac{C_2^4}{C_1} \pi^3 \cdot \frac{(U_1 - u_0)^2 + v_0^2}{\omega_z} \left( 1 + A_1 \frac{P_{01}}{(U_1 - u_0)^2 + v_0^2} \right), \quad (25)$$

$$k_2 = \frac{C_2^4}{C_1} \pi^3 \cdot \frac{(v_0 - V_2)^2 + (u_0 - U_2)^2}{\omega_z} \left( 1 + A_2 \frac{P_{02}}{(v_0 - V_2)^2 + (u_0 - U_2)^2} \right), \quad (26)$$

$$k_3 = \frac{C_2^4}{C_1} \pi^3 \cdot \frac{U_2^2 + V_2^2}{\omega_z} \left( 1 + A_3 \frac{P_{03}}{U_2^2 + V_2^2} \right), \quad (27)$$

где  $A_1 = \frac{g\pi}{2\omega_z T_{01} \rho_i c_{pi}}$ ;  $P_{0i} = \left| k_i \rho_i c_{pi} \frac{\partial \Theta_i}{\partial z_i} \right|_{z_i \rightarrow 0}$ .

$$A_{2(3)} = \frac{g\pi}{2\omega_z \rho_{2(3)}} \Big|_{z_{2(3)} > 0}; \quad P_{02(3)} = k_{2(3)} \frac{\partial \rho_{2(3)}}{\partial z_{2(3)}} \Big|_{z_{2(3)} > 0}$$

$P_{01}$  — поток тепла (массы) у подстилающей поверхности, положительный, если направлен вверх, и отрицательный, если направлен вниз; величина его должна быть известна на основании наблюдений;

$T_{01}$  — температура подстилающей поверхности;

$c_p$  — удельная теплоемкость воздуха.

Подставляя решения (21)—(23) в уравнения (3)—(4) и (15)—(16), получим следующие четыре уравнения:

$$\left. \begin{aligned} \lambda \rho_2 l v_0 + k_1 \rho_1 a_1 (U_1 - u_0 + v_0) + k_2 \rho_2 a_2 (v_0 - u_0 + U_2 - V_2) &= 0, \\ -\lambda \rho_2 l u_0 + k_1 \rho_1 a_1 (U_1 - u_0 - v_0) + k_2 \rho_2 a_2 (U_2 + V_2 - u_0 - v_0) &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

$$\left. \begin{aligned} 2u_0 l + \frac{1}{a_2} (u_0 + v_0 - U_2 - V_2) - \frac{1}{a_3} (V_2 + U_2) + 2U_2 H &= 0, \\ 2v_0 l - \frac{1}{a_2} (u_0 - v_0 - U_2 + V_2) + \frac{1}{a_3} (U_2 - V_2) + 2V_2 H &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

Алгебраическая система уравнений (25)—(29) является замкнутой относительно указанных выше неизвестных  $u_0$ ,  $v_0$ ,  $U_2$ ,  $V_2$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$ , но аналитически трудно разрешима и может быть решена численно, если предварительно выразить из системы уравнений (28)—(29) составляющие скорости дрейфа льда  $u_0$  и  $v_0$  следующим образом:

$$u_0 = -U_1 \frac{BN + AM}{A^2 + B^2}, \quad (30)$$

$$v_0 = -U_1 \left[ \frac{B}{A} \cdot \frac{BN + AM}{A^2 + B^2} - \frac{N}{A} \right], \quad (31)$$

где  $A = 2l + \frac{1}{a_2} - \frac{1}{2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} - 2H \right) \cdot \left( \frac{\lambda l}{k_2 a_2} + 2 \frac{k_1 \rho_1 a_1}{k_2 \rho_2 a_2} + 2 \right) -$   
 $-\frac{1}{2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} \right) \frac{\lambda l}{k_2 a_2};$

$$B = \frac{1}{a_2} + \frac{1}{2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} - 2H \right) \frac{\lambda l}{k_2 a_2} - \frac{1}{2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} \right) \left( \frac{\lambda l}{k_2 a_2} + 2 \frac{k_1 \rho_1 a_1}{k_2 \rho_2 a_2} + 2 \right);$$

$$M = \frac{k_1 \rho_1 a_1}{k_2 \rho_2 a_2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} - 2H \right);$$

$$N = \frac{k_1 \rho_1 a_1}{k_2 \rho_2 a_2} \left( \frac{1}{a_2} + \frac{1}{a_3} \right).$$

Составляющие скорости градиентного течения выражаются через составляющие скорости дрейфа льда следующим образом:

$$U_2 = -u_0 \frac{l}{H} - v_0 \frac{l + \frac{1}{a_2}}{H} - \frac{1}{H} \cdot \frac{\frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1}{1 + \left(\frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1\right)^2} \times$$

$$\times v_0 \left[ l - \left( l + \frac{1}{a_2} \right) \left( \frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1 \right) \right] -$$

$$- u_0 \left[ l + \frac{1}{a_2} + l \left( \frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1 \right) \right], \quad (32)$$

$$V_2 = - \frac{v_0 \left[ l - \left( l + \frac{1}{a_2} \right) \left( \frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1 \right) \right] -$$

$$- u_0 \left[ l + \frac{1}{a_2} + l \left( \frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1 \right) \right]}{H \left[ 1 + \left( \frac{1}{a_2 H} + \frac{1}{a_3 H} - 1 \right)^2 \right]}. \quad (33)$$

Имея выражения для составляющих скорости градиентного течения, можно найти угол наклона поверхности моря относительно уровня  $z = 0$ , используя уравнения (7) и (8).

При  $l = 0$  выражения (30) и (31) могут быть использованы для определения установившихся поверхностных течений в океане, а выражения (32) и (33) для определения градиентных течений при известных скоростях поверхностного течения. Анализ выражения (31) при  $l = 0$  показывает, что величина  $v_0$  всегда положительна ( $v_0 > 0$ ), т. е. при наличии градиентного течения поверхностное дрейфовое течение отклоняется от направления геострофического ветра в атмосфере в левую сторону.

Для выяснения характера и качественной оценки влияния градиентного течения на дрейф льда можно определить величины составляющих скорости градиентного течения по формулам (32), (33), используя в качестве первого приближения значения  $u_0$  и  $v_0$ , из работы [3], полученные без учета градиентных течений:

$$u'_0 = 2U_1 \frac{1 + a_2 l}{\frac{\rho_2}{\rho_1} \sqrt{\frac{k_2}{k_1}} [1 + (1 + 2a_2 l)^2]}, \quad (34)$$

$$v'_0 = -2U_1 \frac{a_2 l}{\frac{\rho_2}{\rho_1} \sqrt{\frac{k_2}{k_1}} [1 + (1 + 2a_2 l)^2]}. \quad (35)$$

Подставляя  $U_2$  и  $V_2$ , найденные с использованием (34) и (35), в уравнения (28), нетрудно получить:

$$u_0 = u'_0 \left( 1 + \frac{\alpha_1}{2} \cdot \frac{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 - \frac{\alpha_1}{1 + a_2 l}}{\alpha_1 - \alpha_1^2 - \alpha_2^2 - \alpha_1 \cdot \alpha_2} \right), \quad (36)$$

где  $\alpha_1 = \frac{1}{a_2 H}$ ;  $\alpha_2 = \frac{1}{a_3 H}$ .

Результаты решения системы уравнений (25)–(27), (30)–(33) приводят к следующим оценкам:

$$\alpha_1 \sim 10^{-1} \div 10^{-2}; \quad \alpha_2 \sim 10^{-3} \div 10^{-4}.$$

Исходя из приведенных оценок и пренебрегая величиной  $\frac{l}{H}$  по сравнению с  $\alpha_1$ , с достаточной точностью можем написать:

$$u_0 = u'_0 \left[ 1 - \frac{1}{2 a_2 H (1 + a_2 l)} \right]. \quad (37)$$

Аналогичным образом получим выражение:

$$v_0 = v'_0 \left[ 1 - \frac{1 + 5 a_2 l}{2 H l a_2^2} \right]. \quad (38)$$

Из выражения (38) следует, что значение  $v_0$  может быть не только отрицательным, но и положительным, а это означает, что возможно отклонение направления дрейфа льда не только вправо от изобары, как это следует из работы [3], но и влево.

Результаты расчета с использованием системы уравнений (25)–(27), (30)–(33) показывают также, что величины  $u_0 - U_2$  и  $v_0 - V_2$  для заданных значений  $G_1$  и  $l$  сохраняются постоянными независимо от глубины моря  $H$ , т. е.

$$\left. \begin{aligned} (u_0 - U_2)_{H_1} &\approx (u_0 - U_2)_{H_2}, \\ (v_0 - V_2)_{H_1} &\approx (v_0 - V_2)_{H_2}. \end{aligned} \right\} \quad (39)$$

С другой стороны, из выражений (32) и (33) следует, что при  $H \rightarrow \infty$ :  $U_2 \rightarrow 0$ ,  $V_2 \rightarrow 0$ , что очевидно и из физических соображений, так как конечная величина количества движения, передаваемая от атмосферы океану за конечный промежуток времени, не может привести в движение бесконечную массу воды. Тогда из (39) следует:

$$\left. \begin{aligned} U_2|_H &= u_0|_H - u_0|_{H=\infty}, \\ V_2|_H &= v_0|_H - v_0|_{H=\infty}. \end{aligned} \right\} \quad (40)$$

Но  $u_0|_{H=\infty}$  и  $v_0|_{H=\infty}$  есть решения, полученные в работе [3], т. е.  $u'_0$  и  $v'_0$  [выражения (34), (35)].

Тогда, учитывая (37) и (38), получим следующие приближенные выражения для расчета составляющих скорости градиентного течения:

$$U_2 = -u'_0 \frac{1}{2a_2 H(1+a_2 l)} = -U_1 \frac{\rho_1}{\rho_2} \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \frac{1}{a_2 H [1+(1+2a_2 l)^2]}, \quad (41)$$

$$V_2 = -v'_0 \frac{1+5a_2 l}{2a_2 H \cdot l \cdot a_2^2} = U_1 \frac{\rho_1}{\rho_2} \sqrt{\frac{k_1}{k_2}} \frac{1+5a_2 l}{a_2 H [1+(1+2a_2 l)^2]}, \quad (42)$$

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{V_2}{U_2} = -(1+5a_2 l). \quad (43)$$

Используя выводы (39), выражение (26) можно переписать в виде:

$$k_2 = \frac{C_2^4}{C_1} \pi^3 \frac{u_0'^2 + v_0'^2}{\omega_z} \left( 1 + A_2 \frac{P_{02}}{u_0'^2 + v_0'^2} \right), \quad (44)$$

а коэффициент турбулентного трения для атмосферы, согласно тому, что скорость дрейфа льда в 50÷100 раз меньше скорости геострофического ветра с достаточной точностью будет определяться выражением:

Таблица

Значения величины  $k_2 \cdot 10^2 \text{ м}^2/\text{сек}$

$G_1,$ м/сек	$l$ [м]			
	0,5	1	2	3
10	2,1	2,05	1,92	1,83
15	4,72	4,61	4,48	4,29
20	8,4	8,3	8,08	7,84

$$k_1 = \frac{C_2^4}{C_1} \pi^3 \frac{U_1^2}{\omega_z} \left( 1 + A_1 \frac{P_{01}}{U_1^2} \right). \quad (45)$$

Результаты расчета всех интересующих нас величин с использованием соотношений (27), (34), (35), (37), (38), (41)–(45) приведены на графиках (рис. 2÷5) и в таблице, и дают хорошее совпадение с результатами расчетов, полученных с использованием соотношений (25)–(27), (30)–(33) (см. на тех же рисунках).

Как видно из полученных результатов, возникающие под влиянием наклона уровня градиентные течения почти не сказываются на величину скорости дрейфа льда ( $V_0 = \sqrt{u_0^2 + v_0^2}$ ), а влияют только на направление дрейда, отклоняя его влево по отношению к направлению дрейфа при отсутствии градиентного течения. Это влияние быстро убывает при увеличении глубины моря и при  $H \geq 5000$  м практически уже не сказывается на ветровом дрейфе льда.

По результатам расчета величина ветрового коэффициента  $\frac{V_0}{G_0}$ , где  $G_0$  — скорость приземного ветра ( $G_0 \approx (0,6 \div 0,7) G_1$ ), получается несколько завышенной ( $\frac{V_0}{G_0} \approx 0,05$ ) по сравнению с наблюдаемой величиной (по данным станций СП-2, СП-3, СП-4, СП-5 эта величина  $\approx 0,018 \div 0,023$ ; см., например, [7]).

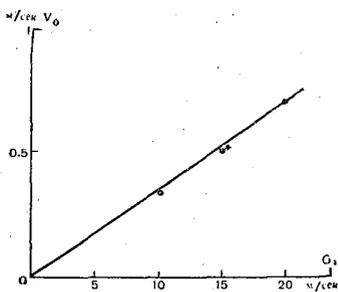


Рис. 2. Зависимость модуля скорости дрейфа льда от величины скорости геострофического ветра.

\* — значение, рассчитанное с использованием соотношений (25) — (27), (30) — (33),  
( $\lambda = 0,7 \cdot 10^{-4}$ )

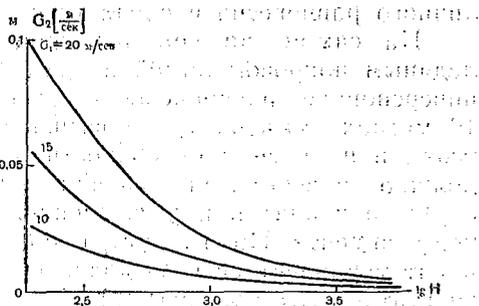


Рис. 3. Зависимость модуля скорости градиентного течения от глубины моря при различных значениях геострофического ветра.  
( $\lambda = 0,7 \cdot 10^{-4}$ )

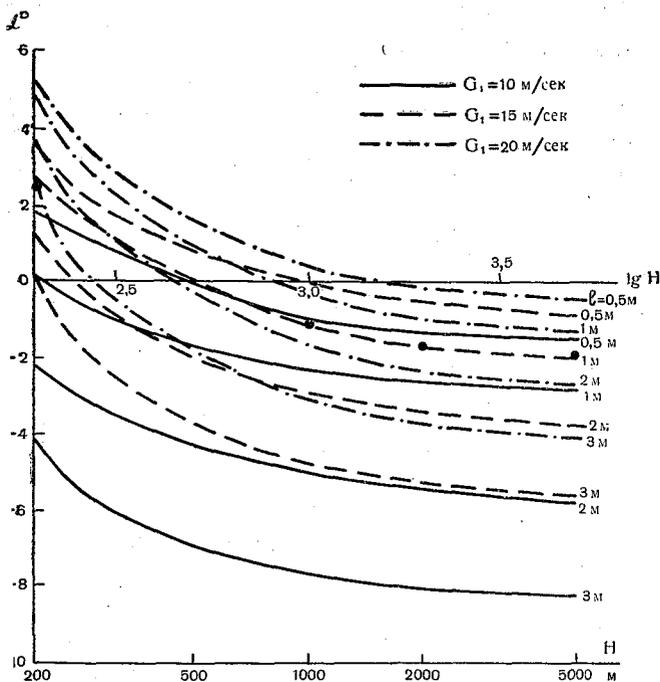


Рис. 4. Изменение угла отклонения дрейфа льда от направления геострофического ветра в зависимости от глубины моря при различных значениях скорости геострофического ветра и толщины льда.

Точками нанесены значения, рассчитанные с использованием соотношений (25) — (27), (30) — (33) для случая  $G_1 = 15$  м/сек,  $l = 1$  м, ( $\lambda = 0,7 \cdot 10^{-4}$ )

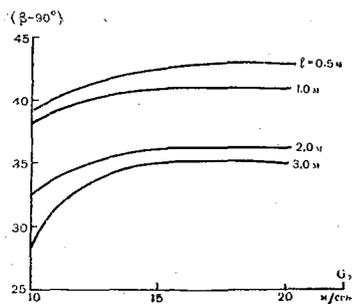


Рис. 5. Зависимость направления градиентного течения от величины геострофического ветра при различных значениях  $l$

Это объясняется тем, что расчет проводился на случаях безразличного равновесия в слоях трения, т. е.  $P_{01} = P_{02} = P_{03} = 0$ .

На самом же деле в пограничном слое атмосферы над снежно-ледяным покровом зимой и даже в ясную погоду летом наблюдается инверсионное распределение температуры, причем зимой в первых 10 метрах температура повышается на  $1 \div 3^\circ$ . Следовательно, поток тепла направлен к поверхности вниз, в выражении (45)  $P_{01} < 0$ , что должно привести к уменьшению коэффициента турбулентности в атмосфере, а значит и к уменьшению скорости дрейфа льда и ветрового коэффициента. Подо льдом, наоборот,  $P_{02} > 0$ , следовательно, коэффициент турбулентности  $k_2$  должен возрасти, что приведет к тем же результатам, что и уменьшение  $k_1$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Швец М. Е. К гидромеханической теории дрейфа ледяных полей. «Метеорология и гидрология», 1946, № 6.
2. Шудейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, 1953.
3. Лайхтман Д. Л. О ветровом дрейфе ледяных полей. Тр. ЛГМИ, вып. 7, 1958.
4. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы расчета дрейфа льдов в Центральном Арктическом бассейне. ДАН СССР, т. 113, № 2, 1957.
5. Ekman V. On the influence of earth's rotation on ocean currents. Ark. f. Mat. Astr. Och. Phys., V. 2, № 11, 1905.
6. Лайхтман Д. Л. и Мельникова И. И. Определение интегральных характеристик пограничного слоя атмосферы. Метеорология и гидрология, № 1, 1969.
7. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льда в Центральном Арктическом бассейне. Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в Северной Атлантике», вып. 3—4, Гидрометеониздат, 1961.
8. Каган Б. А. О термодинамическом взаимодействии в системе море—лед—атмосфера. Труды ГГО, вып. 144/40, 1963.

## ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНАЛОГОВОЙ МОДЕЛИ ДРЕЙФОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

А. Б. Мензин

Модель интегрального по вертикали переноса, явившегося следствием действия тангенциального напряжения ветра, может быть приближенно описана уравнением вида:

$$\frac{K}{\rho} \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) + \beta h \frac{\partial \psi}{\partial x} = - \frac{1}{\rho} \operatorname{rot} \tau, \quad (1)$$

где  $\psi$  — функция тока;

$\tau$  — тангенциальное напряжение ветра;

$\beta$  — изменение параметра Кориолиса с широтой,  $\beta = 2\omega \frac{\partial (\sin \varphi)}{\partial y} \approx \operatorname{const}$ ;

$h$  — глубина интегрального потока;

$\rho$  — плотность;

$K$  — коэффициент трения о дно или о нижний слой воды, принятый за неподвижный.

Уравнение (1) применимо к бассейнам небольших размеров, для которых возможно использовать прямоугольную систему координат (ось  $x$  направлена на восток, ось  $y$  — на север,  $z$  — вверх). Уравнение выведено в предположении стационарности движения, постоянства плотности и наличия гидростатического равновесия по вертикали. При выводе были опущены нелинейные члены и «горизонтальное трение».

Если  $\beta = 0$ , (1) превращается в уравнение Пуассона

$$K \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) = - \operatorname{rot} \tau, \quad (2)$$

конечно-разностная форма которого для точки  $O$  при равных шагах сетки имеет вид:

$$K \sum_{i=1}^4 \frac{\psi_i - \psi_0}{n^2} = \frac{\Delta \tau_x - \Delta \tau_y}{2n}, \quad (3)$$

где  $n$  — шаг сетки;

$\Delta \tau_x, \Delta \tau_y$  — изменения тангенциального напряжения ветра соответственно по осям  $x$  и  $y$  (рис. 1, а).

Аналогом лапласиана в электрической системе является сетка, составленная из сопротивлений одного знака (в данном случае из омических), правая же часть уравнения (3) аппроксимируется током, поданным в узловые точки сетки [1] (рис. 1, б).

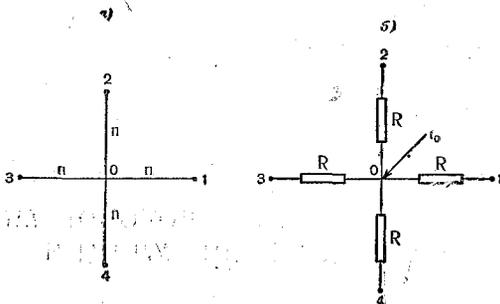


Рис. 1

Напишем закон Кирхгофа для точки  $O$ :

$$\sum_{i=1}^4 \frac{V_i - V_0}{R} + I_0 = 0, \quad (4)$$

где  $V$  — потенциал, пропорциональный искомой функции тока;  
 $R$  — сопротивление между соседними узлами сетки;  
 $I_0$  — ток, поданный в узловую точку.

Введём константы подобия:

$$C_V = \frac{\psi}{V}, \quad (5)$$

$$C_I = \frac{\Delta\tau_y - \Delta\tau_x}{2n I_0}, \quad (6)$$

$$C_R = \frac{n^2}{KR}. \quad (7)$$

Подставляя их в (4) и сравнивая полученное уравнение с (3), получаем выражение для индикатора подобия

$$\frac{C_V}{C_R C_I} = 1. \quad (8)$$

Равенство (8) является обуславливающим при выборе параметров электрической модели и при переходе от данных эксперимента к натуре.

В случае  $\beta \neq 0$  построение модели усложняется. Конечно-разностное представление (1) для точки  $O$  имеет вид:

$$\begin{aligned} \left(\frac{1}{n^2} + \frac{\alpha}{2n}\right)(\psi_1 - \psi_0) + \left(\frac{1}{n^2} - \frac{\alpha}{2n}\right)(\psi_3 - \psi_0) + \frac{\psi_2 + \psi_4 - 2\psi_0}{n^2} = \\ = \frac{1}{K} \frac{(\Delta\tau_x - \Delta\tau_y)_0}{2n}, \end{aligned} \quad (9)$$

а для точки 1

$$\left(\frac{1}{n^2} + \frac{\alpha}{2n}\right)(\psi_5 - \psi_1) + \left(\frac{1}{n^2} - \frac{\alpha}{2n}\right)(\psi_0 - \psi_1) + \frac{\psi_6 + \psi_7 - 2\psi_1}{n^2} =$$

$$= \frac{1}{K} \frac{(\Delta\tau_x - \Delta\tau_y)_1}{2n}, \quad (10)$$

где  $\alpha = \frac{\beta\rho h}{K}$  (см. рис. 2, а).

Закон Кирхгофа для точки 0 выражается как

$$\frac{V_1 - V_0}{R_{xk}} + \frac{V_3 - V_0}{R_{x(k-1)}} + \frac{V_2 + V_4 - 2V_0}{R_{yk}} + I_0 = 0, \quad (11)$$

а для точки 1 как

$$\frac{V_5 - V_1}{R_{x(k+1)}} + \frac{V_0 - V_1}{R_{xk}} + \frac{V_6 + V_7 - 2V_1}{R_{y(k+1)}} + I_1 = 0 \quad (\text{см. рис. 2, б}). \quad (12)$$

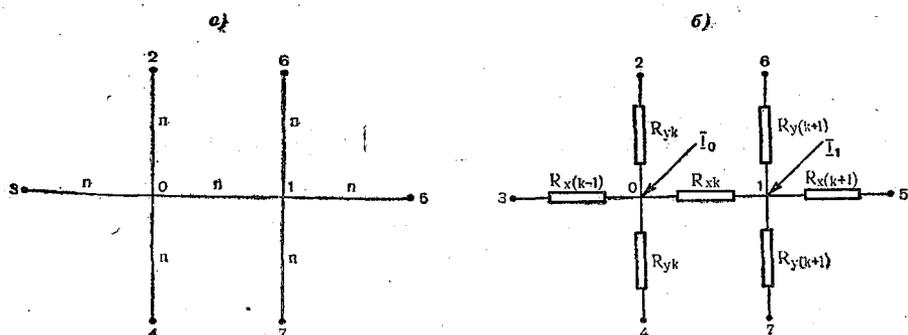


Рис. 2

Сравнивая уравнения (9) и (11), а также (10) и (12), обнаруживаем, что сопротивление  $R_{xk}$  в положительном направлении оси  $x$  отлично от сопротивления  $R_{xk}$  в отрицательном направлении оси  $x$ . Аналогичные сравнения для других узловых точек показывают, что величина сопротивления зависит от того, является ли оно правым или левым по отношению к рассматриваемой узловой точке.

Для устранения этого противоречия умножим уравнение (9) на соответствующий множитель [2]

$$N = \frac{\frac{1}{n^2} - \frac{\alpha}{2n}}{\frac{1}{n^2} + \frac{\alpha}{2n}}. \quad (13)$$

Теперь оба значения для  $R_{xk}$  становятся идентичными. Эту операцию умножения нужно проделать со всеми уравнениями, составленными для каждой узловой точки по оси  $x$ . Нетрудно заметить, что

с каждым шагом по оси  $x$  сопротивления изменяются в  $N$  раз, а токи — в  $\frac{1}{N}$  раз. Введем коэффициенты подобия для этого случая:

$$C_V = \frac{\psi}{V}, \quad (14)$$

$$C_{I_k} = \frac{\Delta\tau_y - \Delta\tau_x}{2nI} N^k, \quad (15)$$

$$C_{R_k} = \frac{N^{-k}}{\left(\frac{1}{n^2} + \frac{\alpha}{2n}\right)KR_{x_0}} = \frac{n^2N^{-k}}{KR_{y_0}}, \quad (16)$$

где  $k$  — порядковый номер узловой точки в положительном направлении оси  $x$  (обобщенная координата);  $R_{x_0}$  и  $R_{y_0}$  — произвольно выбираемые «опорные» сопротивления, связь между которыми дается соотношением

$$\frac{R_{x_0}}{R_{y_0}} = \frac{\frac{1}{n^2}}{\frac{1}{n^2} + \frac{\alpha}{2n}}. \quad (17)$$

Подставляя коэффициенты подобия (14) — (16) в выражение закона Кирхгофа, составленное для любой узловой точки модели, и сравнивая полученное уравнение с конечно-разностным представлением уравнения (1) для той же точки, получаем индикатор подобия

$$\frac{C_V}{C_{R_k} C_{I_k}} = 1, \quad (18)$$

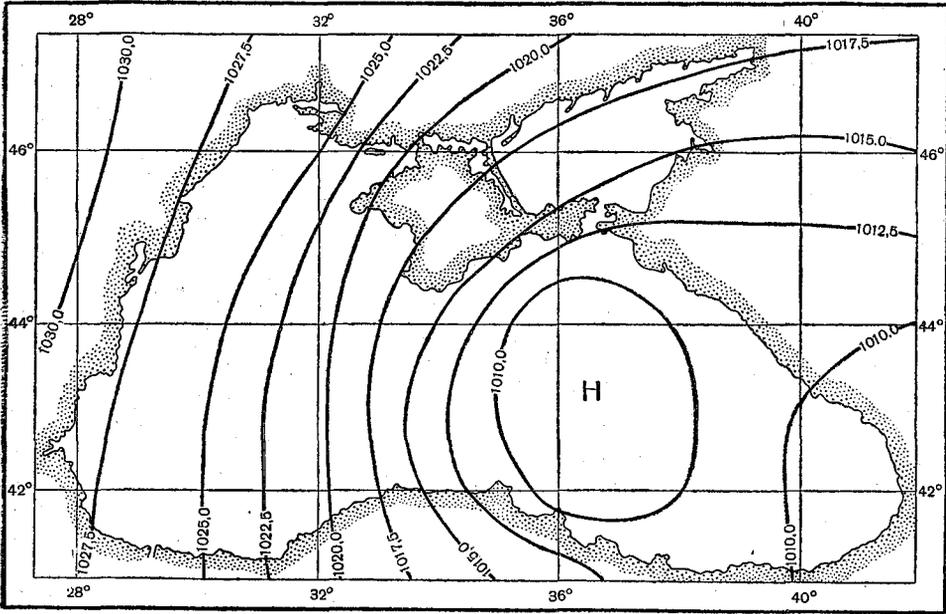
вид которого идентичен выражению (8), хотя коэффициенты подобия  $C_{R_k}$  и  $C_{I_k}$  меняются с изменением обобщенной координаты по оси  $x$ .

В качестве примера была создана электрическая аналоговая модель дрейфовой циркуляции в Черном море. При этом принимались следующие значения величин:  $\beta = 1,6 \cdot 10^{-13} \text{ см}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}$ ;  $h = 15 \cdot 10^3 \text{ см}$ ;  $\rho = 1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ;  $K \sim 10^{-2} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сек}^{-1}$ .

Граничным условием являлось условие непротекания жидкости через береговую черту, т. е. принятие на твердой стенке  $\psi = \text{const}$ . Моделировались схемы ветровой циркуляции, соответствующие синоптическим обстановкам 22—24, 29—30 ноября 1961 г. (карты приземного давления изображены на рис. 3, а и б).

На рис. 4, а и б показаны схемы дрейфовой циркуляции 22—24 и 29—30 ноября 1961 г. в случае  $\beta = 0$ , а на рис. 5, а и б — эти же схемы, но при  $\beta \neq 0$ . Как и следовало ожидать, принятие  $\beta \neq 0$  в случае anomalously больших величин правой части уравнения (1) мало изменило картину циркуляции (рис. 4, а и 5, а). В противоположность этому учет изменения параметра Кориолиса с широтой на модели 29—30 ноября 1961 г. привел к уменьшению циркуляции в восточной части моря и тем самым к относительной интенсификации течений у западных берегов.

a)



b)

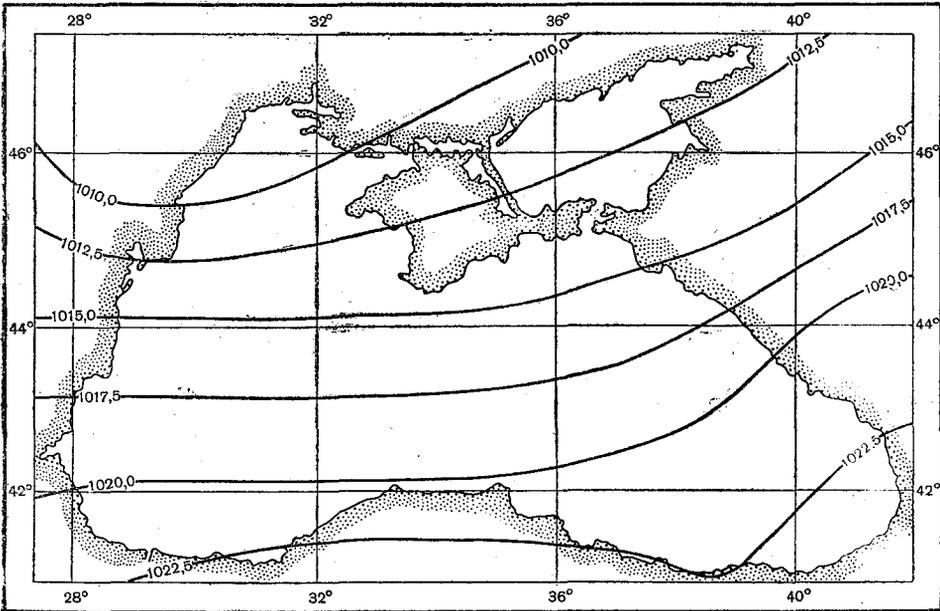
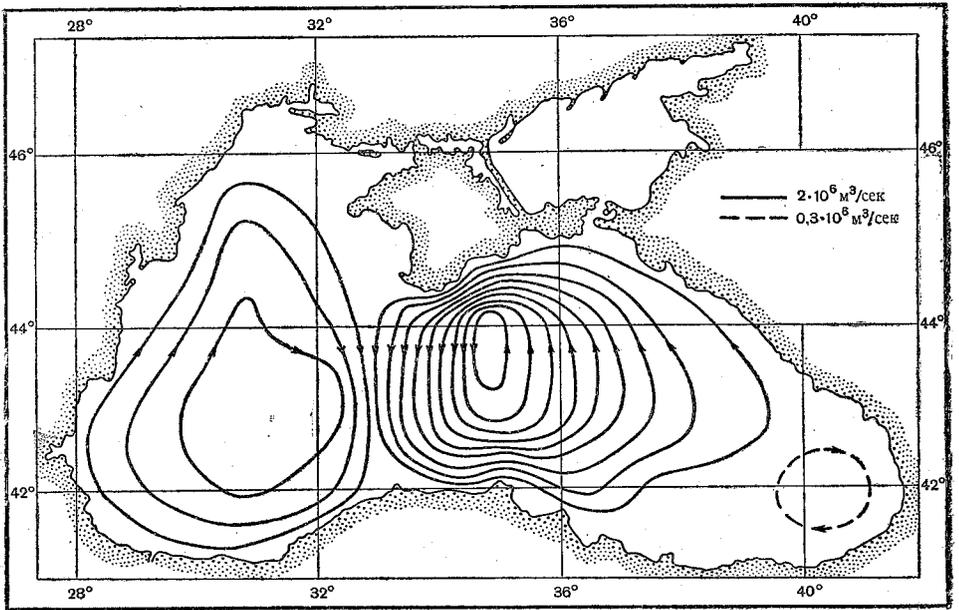


Рис. 3

a)



б)

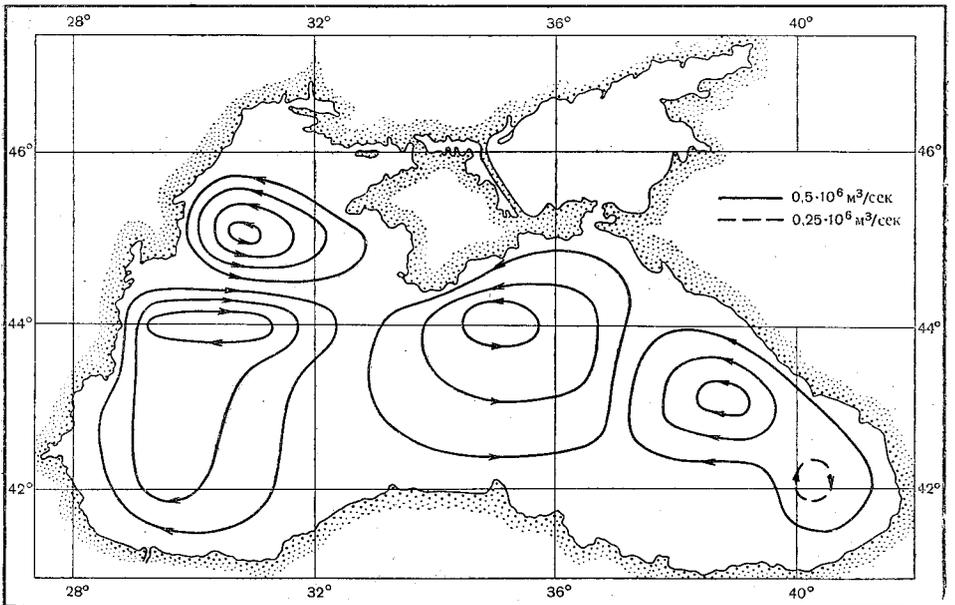
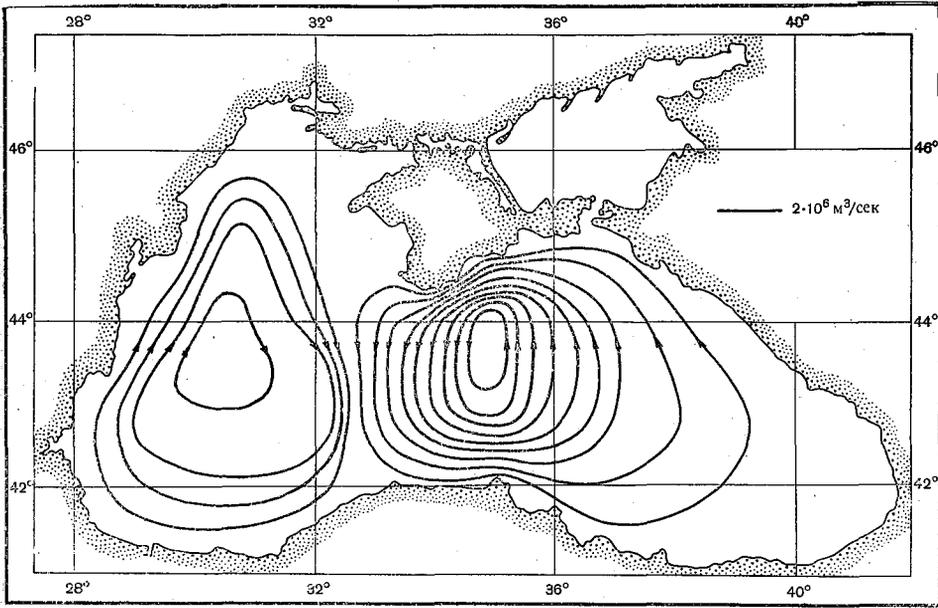


Рис. 4

a)



b)

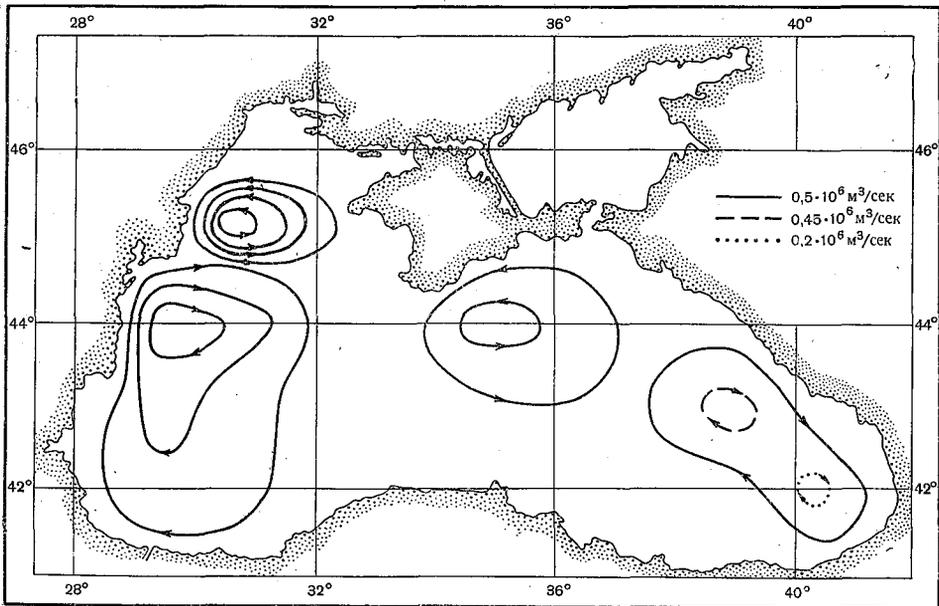


Рис. 5

Простота задания граничных условий на модели, быстрота получения результатов и возможность быстрого перехода к новым изучаемым объектам, несмотря на вышеуказанные допущения, свидетельствуют о перспективности использования электрических аналогов для моделирования морских течений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волынский Б. А., Бухман В. Е. Модели для решения краевых задач. Физматгиз, 1960.
  2. Карплюс У. Моделирующие устройства для решения задач теории поля. Изд-во иностр. лит., 1962.
-

---

## К РАСЧЕТУ ВЕТРА НАД ОКЕАНОМ ПО ПОЛЮ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

*Р. В. Абрамов, И. А. Розенблит*

### Введение

Для решения ряда задач динамической и физической океанографии, в частности для выяснения закономерностей связи морских течений и ветра, необходимы сведения о ветре над океаном. В настоящее время данные о приповерхностном ветре получают по полю атмосферного давления [1, 2, 3], рассчитывая по последнему градиентный (геострофический, геострофический) ветер. Переход от градиентного ветра к ветру, дующему в непосредственной близости к поверхности моря, осуществляется с учетом сведений об устойчивости стратификации атмосферы [1]; о температурной стратификации атмосферы можно судить по величине разности температур между водой и воздухом; величина этой разности обычно имеется на синоптических картах.

В данной работе сравниваются результирующий ветер, рассчитанный по полю осредненного атмосферного давления и фактический результирующий ветер, полученный на основе осредненных судовых наблюдений. До сих пор таких сопоставлений, насколько известно, не производилось.

### Исходный материал

Источником сведений об атмосферном давлении над океаном служил Морской климатический атлас [4]. В этом атласе на каждый месяц года приводятся карты атмосферного давления на уровне океана. Изобары проведены через 2,5 мб. Для составления атласа использовано 4 000 000 судовых наблюдений атмосферного давления.

Данные о фактическом ветре над акваторией взяты из Штурманских карт [5]. Сведения о количестве использованных наблюдений и о их продолжительности на этих картах, как известно, не приводятся, однако, есть основания полагать, что они сравнимы с упомянутыми для Климатического атласа, так как в пояснении к Штурманским картам указано, что для их составления использованы все доступные судовые наблюдения.

Наблюдения над ветром обычно производятся на ходовом мостике, поэтому не будет ошибкой считать среднюю высоту наблюдений над ветром равной 6 м. Сведения о ветре обобщены по 16 румбам в пределах  $5 \times 5^\circ$  трапеций (квадратов), что в значительной степени определило методику расчетов.

## Методика

Над акваторией северной части Атлантического океана были выбраны 22 квадрата  $5 \times 5^\circ$ , таким образом, чтобы они возможно более полно покрывали акваторию и были достаточно удалены от берегов континентов, где может сказаться искажающее влияние местных условий. Выбранные квадраты расположены примерно в шахматном порядке (рис. 1). Расчет производился для четырех характерных месяцев (январь, апрель, июль, октябрь), являющихся срединными месяцами соответствующих сезонов.

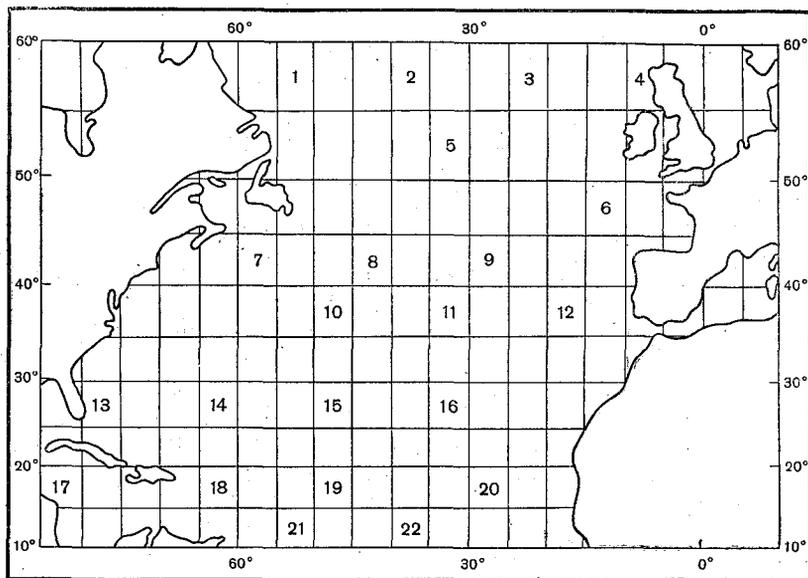


Рис. 1. Расположение  $5 \times 5^\circ$  квадратов, по которым производилось сравнение расчетного и фактического ветра

На картах атмосферного давления [4], предварительно разбитых на квадраты  $5 \times 5^\circ$  путем линейной интерполяции через 1 мб были проведены промежуточные изобары. По четырем точкам, находящимся на серединах сторон выбранного квадрата, вычислялся градиент давления  $\frac{\partial p}{\partial n}$  для центра квадрата, т. е. для той точки, к которой отнесена роза ветров. Скорость градиентного ветра  $V_g$  определялась по формуле:

$$V_g = \frac{1}{161,84\rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (1)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха;

$\varphi$  — географическая широта;

161,84 — числовой коэффициент в соответствии с выбранными единицами измерения ( $V_g$  — в м/сек;  $\rho$  — в г/см<sup>3</sup>;  $\frac{\partial p}{\partial n}$  — мб/1° меридиана); угловая скорость вращения Земли =  $7,29 \cdot 10^5 \text{ сек}^{-1}$ .

Плотность воздуха была вычислена по средним для данной параллели давлению и температуре. Переход от градиентного ветра к ветру на среднем уровне ходового мостика судна (6 м) осуществлялся по А. И. Соркиной [1]. При этом скорость приповерхностного ветра, рассчитанного по барике  $V_b$ , определяется как

$$V_b = V_g K, \quad (2)$$

где  $k$  зависит от скорости градиентного ветра (две градации для данной широты) и устойчивости стратификации атмосферы в зависимости от разности температур воды и воздуха (4 градации): Сведения о разности температур воды и воздуха выбирались по  $5 \times 5^\circ$  квадратам из Атласа климатических карт [6]; для квадрата 4 (рис. 1) сведения взяты из [4].

Направление приповерхностного ветра определялось по формуле:

$$\gamma = \beta + 90^\circ - \alpha, \quad (3)$$

где  $\beta$  — угол между горизонтальным градиентом давления и меридианом, причем

$$\beta = \arctg \left[ \frac{\partial p}{\partial x} / \frac{\partial p}{\partial y} \right], \quad (4)$$

а  $\alpha$  — отклонение приповерхностного ветра от изобары, определяемое в зависимости от стратификации атмосферы.

Сведения о фактическом приповерхностном ветре, представленные в исходном материале по 16 румбам в виде роз ветров, были пересчитаны в векторы результирующего ветра путем геометрического сложения осредненных меридиональной и зональной составляющих в пределах соответствующего  $5 \times 5^\circ$  квадрата. Переход от баллов Бофорта к м/сек осуществлялся с учетом нелинейности шкалы Бофорта.

### Результаты

В районах, над которыми располагались центральные части циклонов и антициклонов, градиент давления по четырем точкам определить не удалось, поэтому сравнение производится не по 88, а по 65 парам значений. Составленные по данным табл. 1 гистограммы (рис. 2) показывают, что распределение отклонений рассчитанной по барическому полю скорости ветра от фактической, по-видимому, близко к нормальному, однако оно явно несимметрично. Ветер, рассчитанный по барике  $\gamma$ , отклоняется влево от фактического  $A$  вдвое чаще, чем вправо, т. е. преобладают отрицательные значения разности  $\gamma - A$ .

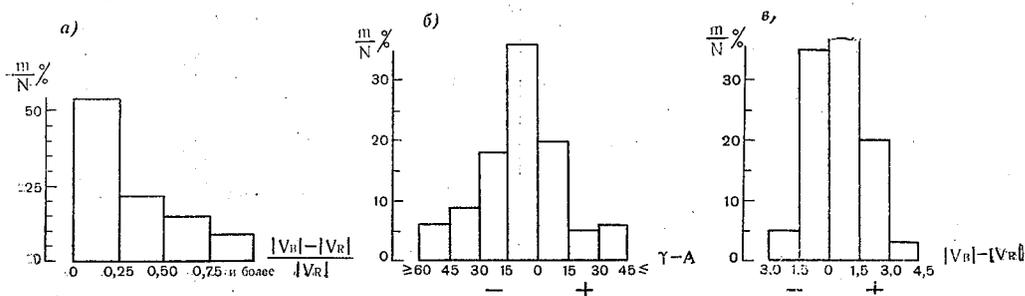


Рис. 2. Гистограммы отклонения ветра, рассчитанного по барическому полю от фактического:

а — относительное отклонение  $\frac{|V_b| - |V_R|}{|V_R|}$ ; б — отклонение направления расчетного ветра  $\gamma$  от фактического  $A$ ; в — абсолютное отклонение  $|V_b| - |V_R|$ .

## Сравнение результирующего ветра, рассчитанного

№ трапеции (квadrата)	Январь				Апрель			
	$V_B$		$V_R$		$V_B$		$V_R$	
	$\gamma$	$V$	$A$	$V$	$\gamma$	$V$	$A$	$V$
1	314	5,7	—	—	—	—	—	—
2	260	1,0	216	2,6	—	—	339	1,0
3	230	4,6	250	6,8	—	—	268	3,2
4	220	6,5	245	4,6	—	—	263	2,0
5	244	7,2	257	5,2	—	—	263	2,1
6	213	5,4	250	3,2	344	2,0	296	1,9
7	286	3,5	275	4,2	269	2,5	295	2,2
8	265	7,0	271	5,5	249	2,9	259	2,6
9	202	5,4	246	3,4	233	2,8	264	2,4
10	204	4,6	266	6,0	209	5,1	259	2,1
11	230	2,0	239	2,4	239	3,5	256	1,4
12	—	—	300	0,6	304	3,7	346	2,3
13	80	1,6	47	1,5	—	—	88	1,2
14	—	—	49	0,4	113	1,9	94	0,5
15	—	—	60	1,3	—	—	99	1,3
16	—	—	89	1,7	—	—	69	2,2
17	111	7,7	55	3,2	62	8,4	87	3,8
18	81	7,0	73	5,2	78	4,7	85	5,0
19	84	7,0	76	4,3	76	5,9	81	6,2
20	85	5,9	63	5,2	56	5,0	57	5,5
21	80	8,4	65	5,6	77	5,5	73	6,2
22	45	8,5	61	6,3	27	7,0	54	5,8

$\gamma$ ,  $A$  — направление, град;  $v$  — скорость, м/сек.

Таблица 1

по полю давления  $V_B$ , и фактического  $V_R$ 

Июль				Октябрь			
$V_B$		$V_R$		$V_B$		$V_R$	
$\gamma$	$V$	$A$	$V$	$\gamma$	$V$	$A$	$V$
162	2,7	161	0,7	—	—	—	—
236	1,6	248	2,5	—	—	278	3,3
251	1,8	256	2,6	260	3,0	273	3,2
—	—	270	1,5	238	2,0	250	2,4
216	3,0	260	2,7	249	3,0	272	3,3
262	2,4	285	2,5	260	3,0	268	1,9
219	3,9	231	2,8	258	1,8	305	2,0
231	3,2	246	2,8	241	3,0	295	2,5
262	3,2	265	3,1	255	2,2	276	2,1
—	—	227	2,7	231	2,5	267	1,0
—	—	279	1,0	—	—	278	3,3
359	3,7	11	2,8	309	0	336	1,5
152	2,6	146	1,6	80	2,0	50	2,0
145	1,9	151	2,2	108	2,8	104	1,1
—	—	102	2,5	123	0,5	108	1,8
52	3,0	54	3,5	—	—	58	1,3
—	—	83	4,7	—	—	56	1,5
94	6,4	85	5,7	94	4,1	92	4,0
77	6,0	79	6,0	96	4,5	95	4,7
37	4,4	45	4,6	47	3,8	64	5,0
85	8,3	75	6,0	75	4,2	90	4,0
66	7,4	75	5,0	75	4,2	81	4,3

Скорость ветра, рассчитанного по барическому полю, в 60% случаев оказалась выше фактической.

Относительное отклонение (без учета знака) в половине исследованных случаев не превышает 0,25 скорости фактического ветра. Наибольшие отклонения, естественно, соответствуют малым значениям модуля. Есть признаки, указывающие на рост абсолютного отклонения при возрастании модуля скорости ветра.

Таблица 2

Отклонение ветра, рассчитанного по полю давления, от фактического

Месяц	Отклонение		
	абсолютное, <i>м/сек</i>	относительное, %	по направлению, <i>град</i>
Январь	1,8	42	25
Апрель	1,2	48	23
Июль	0,8	38	11
Октябрь	0,6	36	19

Зимой и осенью отклонение рассчитанного ветра от фактического больше, чем весной и летом (табл. 2). Коэффициент корреляции, вычисленный для 65 пар значений фактического и рассчитанного ветра составляет по модулю  $0,75 \pm 0,9$  и по направлению  $0,86 \pm 0,05$  при 5%-ном уровне значимости.

### Обсуждение

Полученный результат, показывающий некоторое несоответствие между скоростью ветра, рассчитанной по полю давления, и фактически измеренной скоростью ветра не является неожиданным. Ю. А. Романов [7] отмечал, что средние квадратические ошибки определения скорости геострофического ветра могут достигать 5—10 *м/сек*; если их отнести к средней скорости геострофического ветра, то это составит 50—100%. В связи с этим он поднял вопрос о нецелесообразности исправления коэффициента  $k$  (см. выше) поправкой, учитывающей стратификацию атмосферы, так как последняя не превышает 15—20%.

Наши результаты показывают, что относительное отклонение 50% и более наблюдается в  $\frac{1}{4}$  рассмотренных случаев (рис. 2, а).

Не следует упускать из вида, что мы сопоставляем средние многолетние поля ветра и давления. Сопоставление поля давления и ветра в конкретных синоптических ситуациях, выполненное и подробно исследованное А. И. Соркиной [1], на наш взгляд, не нуждается в пересмотре.

Скорость ветра, рассчитанная по полю давления, завышена. Сравнение расчетных и фактических данных показывает (рис. 2, в), что такие случаи наблюдаются вдвое чаще, чем противоположные.

Направление ветра, рассчитанное по полю давления, в половине всех случаев отклоняется от направления фактического ветра не боль-

ше, чем на  $15^\circ$ , что подтверждается достаточно высоким значением коэффициента корреляции (см. выше). Однако возникает сомнение в целесообразности исправления градиентного ветра поправкой, учитывающей стратификацию атмосферы. В большинстве рассмотренных случаев вектор рассчитанного ветра находится внутри угла, образованного вектором градиентного ветра и вектором фактического ветра, т. е. в большинстве случаев  $\gamma - A < 0$ .

Нами было проведено сравнение направлений градиентного и фактического ветра для января и июля на более обширном материале. Направление градиентного ветра с помощью навигационного транспорта снималось (в каждом квадрате) непосредственно с карты изобар. Направление фактического ветра было взято из Штурманских карт. Сравнение производилось по всей акватории Северной Атлантики по  $5 \times 5^\circ$  квадратам, было рассмотрено 260 пар значений. Результаты сравнения (рис. 3) показывают, что в 50% случаев отклонения градиентного ветра от фактического не превышают  $15^\circ$ . Распределения рис. 2, б и 3 зеркально аналогичны, т. е. в большинстве случаев разность направлений градиентного и фактического ветра положительна.

Таким образом, расчет направления приповерхностного ветра по выражениям (3) и (4), хотя и является физически обоснованным, но, будучи более трудоемким, не дает преимуществ в точности по сравнению с определением приповерхностного ветра на основе простого допущения, что градиентный ветер дует вдоль изобар, а приповерхностный ветер отклоняется от последнего влево на постоянный угол, равный  $15^\circ$ .

### Выводы

Применение к средним многолетним полям давления методики, разработанной в Государственном океанографическом институте для расчета приповерхностного ветра по полю атмосферного давления в конкретных синоптических ситуациях показало, что такое применение правомерно; это подтверждается достаточно высокими значениями коэффициентов корреляции. При работе с осредненными полями, по-видимому, можно пренебречь реальной стратификацией атмосферы, вводя в направление градиентного ветра постоянную поправку; при этом направление последнего достаточно надежно снимается с карты изобар посредством навигационного транспорта.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов. Тр. ГОИН, вып. 44, 1958.
2. Соркина А. И. Типы атмосферной циркуляции и ветровых полей над северной частью Атлантического океана. Тр. ГОИН, вып. 84, 1965.

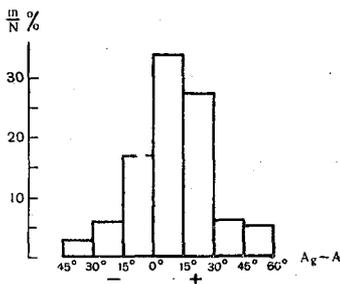


Рис. 3. Гистограмма отклонений направления градиентного ветра  $A_g$  от фактического  $A$ . Направление градиентного ветра снято непосредственно с карт изобар с помощью транспорта

3. Тюряков Б. И. К расчету ветровых течений в Северной Атлантике. Исследования северной части Атлантического океана. Тр. ЛГМИ, вып. 20, сб. 4, 1965.
  4. Marine Climatic Atlas of the World. Vol. I. North Atlantic Ocean. Published by Direction of the Chief of Naval Operations. W., 1955.
  5. Pilot charts of the North Atlantic ocean. W., 1947.
  6. McDonald W. F. Atlas of climatic charts of the ocean. W., 1938.
  7. Романов Ю. А. О точности расчета поля ветра над морем по полю изобар. «Океанология», т. 1, № 1 1962.
-

---

## ВЛИЯНИЕ ТЕХНИЧЕСКИХ И ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКИХ СУДОВ НА ПЛОТНОСТЬ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

*В. М. Шапаев*

Известно, что многие корабли транспортного и промыслового флота используют как своеобразные плавучие платформы для производства попутных гидрометеорологических наблюдений штурманским составом во время нахождения судов на океанских и морских акваториях. Роль таких кораблей в сборе гидрометеорологической информации очень существенна, потому что судовые наблюдения представляют почти единственный источник поступающих от года к году массовых сведений о погоде над океанами и морями, а также о состоянии их поверхности. В первом приближении объем гидрометеорологической информации, собираемой от транспортных и промысловых судов, можно представить в виде:

$$H = f(K, S, n), \quad (1)$$

где  $H$  — количество гидрометеорологической информации,

$K$  — число судов на той или иной акватории или судоходном маршруте, зависящее от интенсивности перевозок,

$S$  — число суток пребывания корабля в море,

$n$  — число сроков наблюдений за сутки.

Соотношение (1) показывает, что тот или иной объем судовых гидрометеорологических наблюдений является функцией концентрации кораблей в локализованных районах океанов и морей или на судоходных маршрутах, пролегающих на их акваториях, времени нахождения судов в плавании и числа сроков наблюдений. Тем не менее функциональная связь между объемом судовой гидрометеорологической информации и остальными параметрами выдерживается далеко не всегда. Одна из причин этого — все возрастающий технический уровень морского флота. Увеличивается грузоподъемность судов транспортного флота, значительная часть которых является специализированными — танкеры, сухогрузные и пассажирские корабли. Это обуславливает различную продолжительность стояночного времени судов в портах под разгрузочно-погрузочными операциями, что в свою очередь влияет на рейсообразиваемость кораблей и в зависимости от этого на количество гидрометеорологической информации. Наряду с грузоподъемностью и специализацией судов, увеличивается мощность котельно-турбинных и дизельных силовых установок, а следовательно, растет скорость хода судов [4].

Другой причиной является совершенствование эксплуатационной деятельности флота, главным образом сухогрузных судов, которые в своей основной массе переводятся на работу регулярного линейного плавания (3). Линейное судоходство способствует увеличению провозной способности судов и вместе с тем требует выбора линии (маршрута) между портами отхода и захода [1]. Кроме того, прогрессирующее внедрение в практику мореплавания нового направления в навигации — использование наивыгоднейших путей, разработка которых ведется с учетом прогнозируемого и фактического состояния погоды, а также поверхности Мирового океана (волнения) показала, что происходит заметная экономия ходового времени судов [6].

Все эти факторы влияют на сбор гидрометеорологической информации, объем которой с той или иной судоходной трассы зависит от ее протяженности и от скорости корабля, совершающего по ней плавание. Такая зависимость возникает потому, что попутные гидрометеорологические наблюдения на борту кораблей производятся в течение суток через определенные интервалы времени. Поэтому чем длиннее маршрут плавания корабля, тем больше судно затратит времени для перехода и, следовательно, количество попутных гидрометеорологических наблюдений будет больше. Однако уменьшение времени, затрачиваемого на переход в связи с прогрессирующим ростом скорости движения судов, а также более частыми стоянками в портах, при неизменных сроках наблюдений в течение суток, может вызвать изменения в объеме гидрометеорологической информации, особенно на коротких судоходных трассах.

Принимая во внимание изложенное выше, число суток нахождения корабля в море ( $S$ ), можно представить в следующем виде:

$$S = \frac{L}{v}, \quad (2)$$

где  $L$  — протяженность маршрута в морских милях,  
 $v$  — скорость хода судна в узлах.

С учетом формулы (2) некоторая приближенная оценка количества гидрометеорологической информации, поступающей с того или иного судоходного маршрута при данном количестве судов, плавающих с различной скоростью, выражается формулой

$$H = \frac{L}{v} Kn. \quad (3)$$

Различная скорость судов, находящихся на определенном судоходном маршруте, приводит к изменению расстояний между точками наблюдений, которые производятся через постоянные интервалы времени. Тогда формула (3) примет несколько иной вид, а именно:

$$H = \frac{L}{24v} Kn, \quad (4)$$

где  $\frac{L}{24v}$  — промежуток времени, необходимый для прохождения кораблем того или иного маршрута различной протяженности  $L$ , длина отрезка которого в сутки, равная  $24v$ , зависит от скорости хода судна в течение указанного периода. Кроме этих параметров, на сбор гидрометеорологической информации влияет стояночное время, сокращающее последнюю, так как на борту судна, находящегося в порту, наблю-

дения не производятся. В общем виде зависимость количества данных о погоде и состоянии поверхности моря от грузоподъемности судна, его скорости, протяженности маршрута и стояночного времени характеризуется формулой:

$$H = \left( \frac{L}{24v} - T \right) Kn, \quad (5)$$

где  $T$  — стояночное время в портах, которое определяется по следующей формуле:

$$T = \frac{2P \cdot D \cdot a'}{M_0}, \quad (6)$$

где  $P$  — количество погрузок корабля,  
 $D$  — средняя грузоподъемность судна,  
 $a'$  — коэффициент загрузки судна, равный отношению количества груза, имевшегося на судне в момент отхода из порта к чистой грузоподъемности судна, т. е. легшему дедвейту за вычетом веса средних запасов снаряжения и снабжения судна;  
 $M_0$  — валовая норма грузовых работ, выражаемая в тоннах за сутки и, включающая не только погрузочно-разгрузочные, но и вспомогательные операции [6].

Используя формулы (5) и (6), приближенно оценим сравнительные вариации возможного количества попутных гидрометеорологических наблюдений при различных условиях.

Расчет производился применительно к танкеру и сухогрузному судну. Грузоподъемность первого была принята равной 45 000 т, второго 12 000 т, что более или менее соответствует средней грузоподъемности судов этих категорий.

Допускалось, что указанные суда имеют скорости хода 13, 15, 17, 20, 23, 27 и 32 узла. Это отражает существующий и перспективный диапазон скорости движения судов нефтеналивного и сухогрузного флота [9].

Стояночное время для танкера указанной грузоподъемности равно 1,7 сут (41 ч), так как  $P = 1$ ,  $M_0 = 27\,350$  т/сут. Валовая норма погрузочно-разгрузочных работ для танкера вычислена без подразделения затрат времени на налив и слив нефтепродуктов. Исходными данными были мощность насосов, равная 10% грузоподъемности судна, коэффициент технической производительности насосов, равный 0,62, и удельный вес нефтепродуктов, составляющей 0,85. Для танкера  $P = 1$ , потому что нефтеналивное судно везет груз только в одном направлении и в случае регулярного линейного плавания между двумя портами, танкер на обратном пути в порт отхода часто идет в балласте.

Стояночное время для сухогрузного судна принятой грузоподъемности составляет 11,2 сут (269 ч) при условии, что  $a' = 0,7$ , т. е. средней для данной категории судов как линейных, так и трамповых, а  $M_0 = 15\,000$  т/сут. При определении стояночного времени сухогрузного судна, считалось что оно совершает регулярное линейное плавание по определенному маршруту той или иной протяженности между портами отхода и прихода, без промежуточных заходов. При этом допускалось, что в каждом порту судно нагружалось и разгружалось, т. е.  $P = 2$ . При расчете валовых норм погрузочно-разгрузочных работ использовались нормативы Министерства Морского флота СССР, причем

для обоих типов судов коэффициент разрыва норм принимался равным 0,5. Предусматривалось также, что обработка нефтеналивного и сухогрузного судов в порту производится круглосуточно. Считалось, что стояночное время как нефтеналивного, так и сухогрузного судов остается постоянным.

Было выбрано 14 океанских путей [7] между портами отхода и захода, имеющих различную протяженность. При этом принималось во внимание, чтобы длина их максимально приближалась к определенным градациям с целью более удобной сравнительной характеристики влияния отмеченных выше технических и эксплуатационных характеристик транспортного флота на количество попутных гидрометеорологических наблюдений (табл. 1).

Таблица 1

Протяженность океанских путей (в морских милях)

Номер маршрута	Океанские пути	Протяженность
1	Неаполь—Генуя . . . . .	335
2	Сингапур—Сайгон . . . . .	645
3	Владивосток—Шанхай . . . . .	990
4	Ленинград—Лондон . . . . .	1495
5	Ресифи—Рио-де-Лаплата . . . . .	2065
6	Бомбей—Момбас . . . . .	2400
7	Гибралтар—Нью-Йорк . . . . .	3255
8	Аден—Сингапур . . . . .	3622
9	Гибралтар—порты Мексиканского залива . . . . .	4130
10	о. Гуам—Сан-Франциско . . . . .	5065
11	Аден—Аделаида . . . . .	6133
12	Аден—Сидней . . . . .	6928
13	о. Гуам—Панама . . . . .	8013
14	Гавань Панама—Шанхай . . . . .	9018

За исходный интервал времени принимался месяц (30 сут = 720 ч). Это позволило иметь одну исходную точку для нефтеналивного и сухогрузного судна, проходивших самый длинный маршрут с наименьшей скоростью в течение 29,2 сут, а кроме того, материалы подсчетов, полученные для одного месяца, давали возможность перейти в дальнейшем к рассмотрению объема гидрометеорологической информации, меняющейся от месяца к месяцу в течение годового цикла из-за чередования времени нахождения судна в рейсе и на стоянке в порту. Отсчет начинали с января. Произведенные расчеты при заданных условиях позволили выяснить, каким образом отражается на количестве попутных гидрометеорологических наблюдений, а следовательно, и плотности соответствующей информации влияние, с одной стороны, переменных параметров, таких, как скорость хода судна и протяженность маршрута, а с другой стороны, постоянных параметров, т. е. числа сроков наблю-

дений в сутки, выполняемых на корабле во время плавания, и стояночного времени для танкера и сухогрузного судна соответственно.

Возрастание скорости хода корабля, в диапазоне 13—32 узла, когда он совершает плавание по каждому из выбранных 14 океанских путей, обуславливает увеличение расстояний на маршруте между каждым сроком попутных гидрометеорологических наблюдений:

Скорость корабля, узлы . . . . .	13	15	17	20	23	27	32
Длина отрезков пути (морские мили)	78	90	102	120	138	162	192

Отсюда видно, что по сравнению с длиной пути корабля, который идет со скоростью 13 узлов, протяженность «межсрочного» маршрута его увеличивается на 50% при скорости 20 узлов и более чем в 2,4 раза, если судно совершает плавание со скоростью 32 узла. Очевидно, с возрастанием скорости движения корабля, при постоянных сроках попутных гидрометеорологических наблюдений, происходит пространственное «разряжение» гидрометеорологической информации на том или ином судоходном маршруте. Оно выражается в уменьшении количества наблюдений, вследствие удлинения «межсрочного» отрезка пути и вообще сокращения времени плавания корабля на том или ином маршруте в связи с ростом скорости хода его. В общем виде, такое уменьшение количества наблюдений должно быть обратно пропорциональным скорости хода судна и проявляется тем заметнее, чем короче маршрут плавания корабля. Однако противоположное влияние на количество попутных гидрометеорологических наблюдений таких факторов как скорость хода корабля, длина маршрута и стояночное время в портах, различное для сухогрузного и нефтеналивного судов, обуславливают довольно сложную изменчивость числа наблюдений, во время регулярного линейного плавания этих кораблей.

На рис. 1 четыре семейства кривых (I—IV) для танкера и сухогрузного судна характеризуют колебания числа наблюдений, выраженных в виде дополнений до 100% относительно количества их, приравненных к 100% при скорости хода корабля, равной 13 узлов. В данном случае последние принимаются за нормальную плотность гидрометеорологической информации на каждом из 14 выбранных судоходных маршрутов.

Как следует из рис. 1, несмотря на сложную форму зависимости изменения количества попутных наблюдений от указанных выше параметров, все же можно отметить, что в общем происходящее сокращение числа наблюдений при плавании судов со скоростью 32 узла по сравнению со скоростью 13 узлов, во всех четырех семействах кривых оказывается значительно меньшим у танкера, чем у сухогрузного судна, причем эти различия в какой-то степени зависят от величины скорости хода судов и протяженности маршрута.

Так, на судоходных маршрутах длиной 335, 990 и 4130 морских миль наибольшие различия в количестве наблюдений отмечаются в градациях скоростей 27—32 узла, когда «потери» наблюдений на сухогрузном судне увеличиваются по сравнению с танкером на 14—22%, 14—15% и 24—28%, т. е. становятся большими по мере увеличения длины пути. На маршрутах 2400, 3255 и 3622 морских миль возрастает не только диапазон скоростей (20—32 узла на первых двух и 23—32 узла — на третьем), в которых особенно заметно расхождение в количестве наблюдений, но и сами расхождения становятся весьма ощутительными, т. е. потери наблюдений у сухогрузного судна по сравнению с танкером уже составляют 29—39, 20—36 и 23—37% соответ-

ственно. На маршрутах 2065, 8013 и 9108 морских миль максимальное снижение числа наблюдений у сухогрузного судна по сравнению с танкером приходится на скорости 20—27 узлов, достигая 21—29, 22—27 и 32—34% соответственно. Судоходные пути длиной 1495 и 5055 морских миль показывают заметное снижение числа наблюдений на борту сухогрузного судна относительно танкера при скоростях 17 узлов на

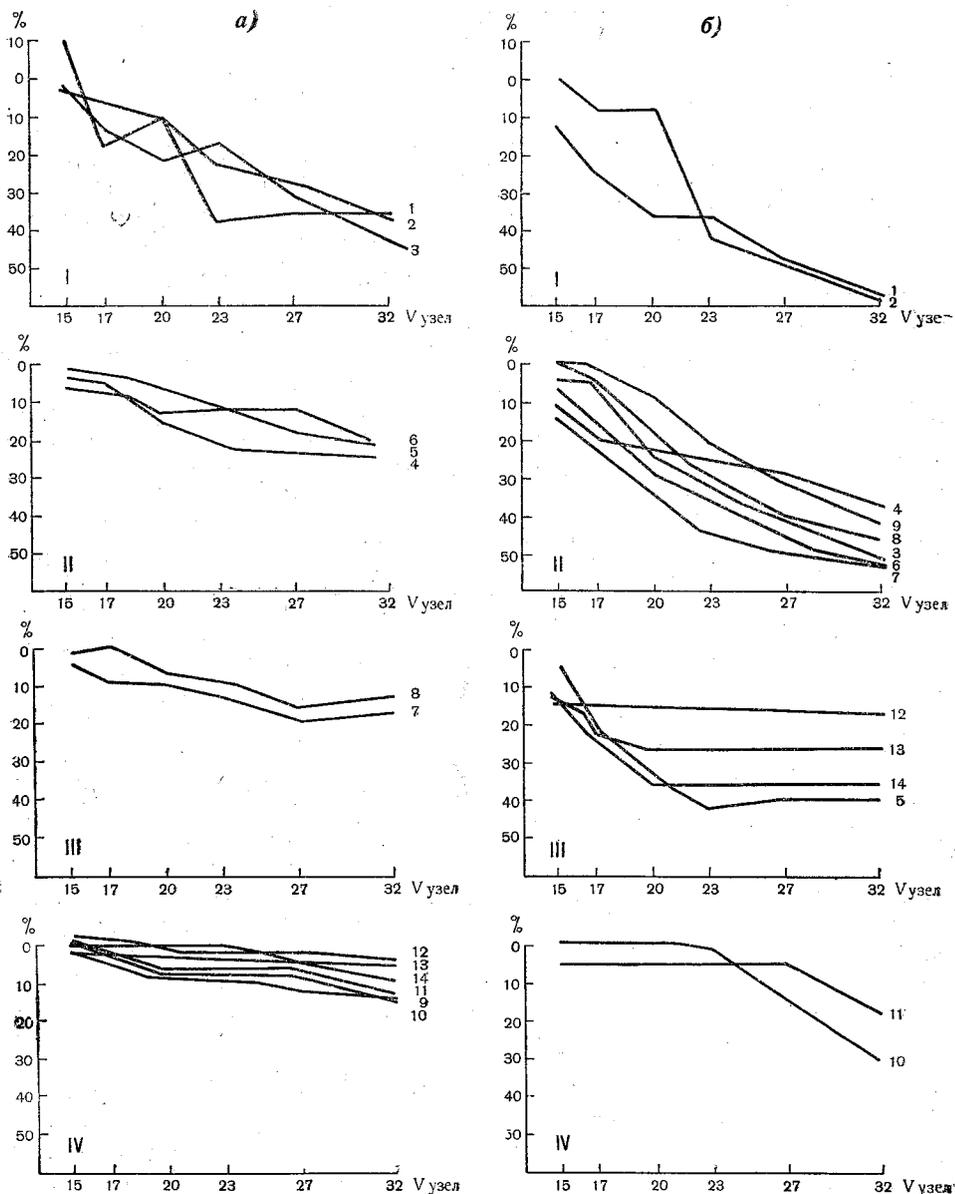


Рис. 1. Месячные колебания числа гидрометеорологических наблюдений в зависимости от различной скорости хода морских судов. Протяженность маршрутов и величин стояночного времени, выражены в виде дополнений до 100% относительно их принятых за норму при скорости хода нефтеналивных и сухогрузных судов, равной 13 узлов: а — танкер; б — сухогрузное судно. Цифры у линий зависимости соответствуют длине маршрутов, согласно табл. 1.

первом и при 32 узлах на обоих трассах (13, 12—18%). Из этих данных видно, что почти на всех рассмотренных маршрутах, возрастание скорости хода судов от 20 узлов и выше приводит к существенному снижению ценности сухогрузного судна, как плавучей платформы для попутных гидрометеорологических наблюдений, вследствие продолжительного стояночного времени, роль которого в снижении числа наблюдений растет с увеличением скорости хода. Это увеличивает рейсообразимость сухогрузного судна и обуславливает более частые заходы в порты, когда, как отмечалось, гидрометеорологические наблюдения не производятся.

Однако, как показывают выполненные расчеты, встречаются и такие неблагоприятные маршруты, где заметные расхождения в количестве наблюдений между танкером и сухогрузным судном появляются во всем диапазоне скоростей от 15 до 32 узлов. Это, в частности, судходный путь протяженностью 645 морских миль, где потери наблюдений у сухогрузного судна по сравнению с танкером колеблются в пределах 11—15%, достигая при скоростях хода 23—27 узлов максимальной величины 19—20%. С другой стороны, судходная трасса, протяженностью 6133 морских мили оказывается наиболее выгодной для сухогрузного судна, так как здесь в диапазоне скоростей 15—17 и 32 узла оно показывает снижение наблюдений всего на 5—6% по сравнению с танкером. При скоростях же хода 20—27 узлов сухогрузное судно оказывается в равном или в более выгодном положении, чем танкер, так как различие в числе наблюдений между обоими судами в пользу сухогрузного судна составляет 1%.

В приведенном сравнении потери числа наблюдений нефтеналивным и сухогрузным судами показывают, что танкеры наиболее подходят для использования их в качестве плавучих платформ для попутных гидрометеорологических наблюдений. Преимущество танкеров состоит в очень непродолжительной стоянке в портах, позволяющей этой категории судов значительную часть времени, в пределах рассматриваемого периода (один месяц), находится в плавании и тем больше, чем выше скорость хода корабля и, следовательно, выполнять в большем количестве попутные гидрометеорологические наблюдения.

В зависимости от той или иной комбинации скорости движения корабля, протяженности маршрута и стояночного времени, изменения количества попутных гидрометеорологических наблюдений отличаются некоторыми специфическими особенностями, характерными как для танкера, так и для сухогрузного судна.

**А. Танкер.** Кривые I группы показывают колебания числа наблюдений на 1-, 2-ом, и 3-ем маршрутах протяженностью до 1000 морских миль (335, 645 и 990 морских миль), т. е. самыми короткими. На первом маршруте, несмотря на сложный характер изменчивости количества гидрометеорологических наблюдений, общее число их убывает с возрастанием скорости движения танкера до 32 узлов на 36% относительно скорости 13 узлов и на 45% по сравнению со скоростью 15 узлов. Если же танкер следует со скоростями 15 и 20 узлов, то число наблюдений не только не уменьшается, но даже увеличивается на 9 и 7% соответственно по сравнению с нормой (т. е. числом наблюдений при скорости хода 13 узлов). Это можно объяснить благоприятным сочетанием стояночного времени и скоростями танкера, когда число рейсов по времени превышает число и продолжительность стоянок в портах (в пределах принятого интервала, т. е. 30 сут). Примерно то же самое происходит, если танкер следует по данному маршруту со скоростями от 23 до 32 узлов. В данном случае судно совершает

большее число рейсов между портами отхода и захода, чем это было бы возможно при плавании с меньшей скоростью, и тем самым перекрывает затраты времени на стоянки в портах. Что касается переходов танкера по этому же маршруту со скоростями 17 и 20 узлов, то здесь число рейсов и стоянок в порту одинаковое и поэтому в условиях все возрастающей скорости хода корабля, компенсация отрицательного влияния других факторов не происходит. В результате возникают «потери» гидрометеорологических наблюдений на 27 и 28% относительно соседних градаций скоростей (15 и 20 узлов).

На втором маршруте в общем тоже происходит уменьшение гидрометеорологических наблюдений, составляя 44% относительно нормы при скорости 13 узлов. Заметно выражена эта тенденция в диапазоне скоростей до 17 узлов (на 14%) и особенно резко проявляется в градации скоростей 23—32 узла (на 27%). В первом случае число рейсов и стоянок в порту при заданном стояночном времени равно. Однако удлиняющийся «межсрочный» отрезок пути в связи с ростом скорости хода танкера ведет к снижению числа наблюдений. Во втором случае увеличение рейсов из-за все возрастающей скорости хода судна позволяет танкеру затрачивать очень мало времени на переход по заданному маршруту и наряду с этим способствует росту числа стоянок в порту. В результате происходит дальнейшее снижение количества гидрометеорологических наблюдений.

Заслуживает внимание и то обстоятельство, что начиная со скорости хода танкера, равной 17 узлам, наблюдается «зеркальность» в положении изменчивости количества наблюдений на обоих маршрутах. Кроме того, на втором маршруте в интервале скоростей 20—23 узла количество наблюдений несколько возрастает (на 5%). Вообще говоря, зеркальность хода кривых указывает, что большое значение в сборе гидрометеорологической информации имеет протяженность маршрута, ибо увеличение длины второго на 310 миль, по сравнению с первым вносит очень существенные поправки в количество наблюдений, изменяя соотношение между интервалами времени, приходящимися на плавание танкера и его стоянки в портах.

Более четко выступает зависимость уменьшения количества наблюдений с возрастанием скорости движения танкера на третьем маршруте. В данном случае проявляется обратно пропорциональная связь между всем диапазоном скоростей хода корабля и длиной пути. В частности, на скоростях 20—23 узла изменение количества наблюдений противоположно изменчивости их на первом маршруте. Общее же сокращение числа наблюдений на третьем маршруте достигает 37% относительно нормы при скорости 13 узлов. Эти изменения количества наблюдений происходят потому, что число рейсов и время, затрачиваемое на них, несколько превышают число посещений порта с заданным стояночным временем. В результате сокращающегося времени плавания по маршруту и увеличению межсрочного интервала пути, число наблюдений заметно снижается. Все это вызывает зависимость между скоростью хода танкера и длиной маршрута, а значит и соответствующее изменение количества наблюдений в наиболее «чистом» виде.

Таким образом, на первых трех коротких маршрутах, несмотря на различный характер изменчивости количества наблюдений, происходят наибольшие «потери» гидрометеорологической информации. Это означает, что океанские и морские пути, протяженностью до 1000 морских миль являются мало пригодными для сбора гидрометеорологической информации с борта танкера.

Семейство кривых II группы характеризует изменение количества гидрометеорологических наблюдений на более удлиненных маршрутах: 4-, 5- и 6-ом (1495, 2065 и 2400 морских миль), т. е. в пределах до 2500 морских миль. Общим для них является уменьшение потерь наблюдений относительно нормы, которые составляют 25, 21 и 22% при скорости хода танкера, равной 32 узла. В этом уже сказывается роль протяженности маршрута, преодоление которого танкерами, в рассматриваемом диапазоне скоростей хода, требует больших затрат времени, а значит сокращений потерь наблюдений по сравнению с тремя предыдущими маршрутами. Однако, на каждом из трех рассматриваемых маршрутов при скорости хода танкера в пределах 20—27 узлов создаются площадки с одинаковым количеством наблюдений, а на 4- и 5-ом маршрутах происходит даже небольшое увеличение числа наблюдений (на 1—3%) по сравнению со скоростями 20—23 узла. Подобное явление объясняется стабильностью числа стоянок танкера в портах, что благоприятствует постоянству или даже росту количества наблюдений во время рейсообразиваемости корабля.

Семейство кривых III группы показывает особенности изменения числа наблюдений на борту танкера во время переходов по еще более удлиненным маршрутам — 7- и 8-му (3255 и 3622 морских миль), т. е. свыше 3500 миль. В данном случае общее снижение числа наблюдений уже составляет только 18 и 14%, когда танкер следует со скоростью 27 узлов. Эти потери гидрометеорологической информации еще меньше по сравнению с рассмотренными выше, что объясняется возросшей протяженностью маршрутов. Однако, при скорости движения танкера в диапазоне скоростей 15—17 узлов по 8-му маршруту происходит рост числа наблюдений на 1%, что также объясняется снижением удельного веса стояночного времени по сравнению с тем, которое используется на переходы в связи с ростом скоростей танкера и более частым пребыванием корабля в море. Необходимо отметить, что в условиях прогрессирующей скорости хода судна между 27 и 32 узлами число наблюдений на обоих маршрутах возрастает соответственно на 1—2%. Это тоже объясняется более частым пребыванием танкера в море по сравнению со стоянками в портах. В результате возрастающей рейсообразиваемости происходит до некоторой степени возмещение потерь гидрометеорологической информации, обусловленных стояночным временем.

Семейство кривых IV группы является наиболее многочисленным. Она объединяет маршруты 9—14 (от 4130 до 9018 морских миль), т. е. расстояние в пределах 4000—9110 миль. Для этих маршрутов, отличающихся большой протяженностью, включая и наиболее длинный, характерным является сравнительно малая изменчивость количества наблюдений как от маршрута к маршруту, так и в зависимости от возрастания скоростей перехода танкера по каждому из них. В первом случае различие не превышает 7% на скорости 32 узла, во втором уменьшение числа наблюдений на указанной скорости составляет 13% (9—11 маршруты), 6—5% (12—13 маршруты) и 8% (14 маршрут) относительно нормы (13 узлов). Эти данные указывают на то, что рейсообразиваемость танкеров, следующих со все возрастающей скоростью компенсирует на маршрутах, отличающихся большой протяженностью, потери наблюдений за время стоянки судна в портах. Такое положение особенно заметно на 12- и 13-ом маршрутах (6928 и 8013 морских миль), где число наблюдений на скорости 32 узла уменьшается всего на 6—5% по сравнению с нормой. Очевидно, для

танкеров маршруты протяженностью в 4000 и 7000—9000 морских миль наиболее подходящие для нейтрализации отрицательного влияния роста скорости хода корабля и стоянок в порту на количество наблюдений и, следовательно, сохранения стабильной гидрометеорологической информации.

**Б. Сухогрузный корабль.** По сравнению с танкером здесь имеет место иная группировка кривых изменчивости количества гидрометеорологических наблюдений и другие закономерности колебания их в зависимости от скорости хода судна, длины маршрута и стояночного времени.

Кривые I группы показывают уменьшение числа наблюдений на 1- и 2-ом маршрутах, как известно, наиболее коротких. На этих маршрутах при скорости 32 узла количество наблюдений сокращается на 58%, что является максимальным по сравнению со всеми остальными маршрутами сухогрузного судна и танкера. На 1-ом маршруте сокращение числа наблюдений очень резко выражено в диапазоне скоростей 20—23 узла (на 33%), а на втором в градациях 13—17 узлов (12—13%), что объясняется увеличением числа стоянок в портах при одном и том же количестве рейсов. Наряду с этим на обоих маршрутах имеются площадки скоростей 17—20 узлов (1-й маршрут) и 20—23 узла, где число наблюдений остается постоянным, что объясняется перекрывающим влиянием скорости хода корабля тех потерь наблюдений, которые образуются вследствие стоянок судна в порту.

Семейство кривых II группы наиболее многочисленно для этого типо-размера корабля. Оно включает в общей сложности шесть маршрутов (3, 4, 6, 7, 8 и 9), протяженность которых колеблется от 990 до 1495 морских миль и от 2400 до 4130 морских миль. Столь различные по длине маршруты объединяет одна общая закономерность — это более или менее плавное уменьшение числа наблюдений по мере возрастания скорости хода сухогрузного судна, составляющие 53, 52, 49, 41 и 37% соответственно на 7, 3—6, 8, 9 и 4-ом маршрутах (при скорости движения судна, равной 32 узла, по сравнению со скоростью 13 узлов).

Из этих данных видно, что протяженность маршрутов 3255, 990, 2400 и 3622 морских миль для данного типо-размера сухогрузного судна невыгодна для получения гидрометеорологической информации из-за больших ее потерь. Они происходят в результате неблагоприятного сочетания постоянного числа рейсов и прогрессивно возрастающего накопления стояночного времени. На 9-ом и особенно на 4-ом маршрутах потери времени на стоянку в портах по отношению к числу совершаемых рейсов меняются мало, что и обуславливает уменьшение сокращения потерь гидрометеорологической информации.

Семейство кривых III группы охватывает четыре маршрута (5, 12, 13, 14), отличающихся своеобразной изменчивостью количества гидрометеорологических наблюдений. Она заключается в том, что уменьшение их числа отмечается только в пределах определенных градаций скоростей (23, 20, 17 и 15 узлов на 5, 14, 13 и 12-ом маршрутах соответственно), составляя 42, 35, 27 и 13% на каждой из указанных скоростей. Такое положение складывается потому, что на 5-ом маршруте сухогрузное судно выполняет постоянное число рейсов, несмотря на возрастание скорости хода, ибо выигрывает во времени плавание влечет

за собой более частые заходы в порты и возрастание затрат времени на стоянку в них. На 13- и 14-ом и особенно 12-ом маршруте количество рейсового времени начинает превышать затраты его на количество стоянок в портах, что и приводит к сокращению потерь гидрометеорологической информации. В дальнейшем, начиная со скорости 15 узлов (12-й маршрут), 17 узлов (13-й маршрут), 20 узлов (14-й маршрут) и 23 узла (5-й маршрут) количество наблюдений практически остается неизменным или сокращается очень мало (6% на 12-ом, 1% на 14-ом и 0% на 13- и 5-ом маршрутах соответственно).

В данных условиях уравнивается число рейсов и количество стоянок в портах, следовательно, при возрастающей скорости хода судна происходит компенсация потерь гидрометеорологической информации за счет затрат времени на стоянку в портах.

Семейство кривых IV группы объединяет 10- и 11-й маршруты. Типичным для этой группы является постоянство количества наблюдений в пределах возрастания скоростей хода сухогрузного судна до 23 узлов (10-й маршрут) и 27 узлов (11-й маршрут), т. е. наблюдается практически полная противоположность тому, что отмечалось в III группе кривых. Такое положение обуславливается постоянным числом стоянок в порту, потери времени на которые покрываются более быстрым и, следовательно, более частым нахождением сухогрузного корабля в море. С возрастанием скорости хода, судно быстрее проходит маршрут и при мало меняющейся затрате времени на стоянку в портах, число гидрометеорологических наблюдений снижается на 31 и 19% для 10- и 11-го маршрутов соответственно.

Таким образом, анализ рис. 1 показывает, что для современной службы попутных гидрометеорологических наблюдений и при планировании ее дальнейшего развития целесообразно ввести понятие оптимального использования плавучих платформ для получения наибольшего эффекта в сборе гидрометеорологической информации. Это означает, что использование ныне действующих избранных и дополнительных, а также привлечение новых судов транспортного флота к попутным наблюдениям должно производиться не просто исходя из увеличения числа таких кораблей на соответствующих океанских и морских путях, где сеть судовых станций малочисленна, а с учетом их типо-размера, скорости хода и протяженности маршрута линейного плавания, т. е. подбора таких оптимальных условий, когда от каждого судна можно будет получить максимальное количество попутных гидрометеорологических наблюдений.

Принимая во внимание, что на акваториях Атлантического, Индийского и Тихого океанов судоходство осуществляется в течение года, можно ожидать смещения стояночного времени кораблей не только внутри одного календарного месяца, соответственно дате прихода корабля в порт, но и на соседний месяц. Это повлечет за собой изменение соотношения времени, используемого для плавания судов в море и на стоянки в портах. В результате произойдет колебание числа наблюдений в каждом из одиннадцати месяцев относительно начального, в данном случае января, выбранного для расчетов, в котором количество наблюдений принимается за 100%. Амплитуда таких колебаний в виде процентного отношения наименьшего числа наблюдений, приходящегося на любой из одиннадцати месяцев к количеству их в на-

чальном, в виде дополнения до 100%, вычисленного отдельно для танкера (Т) и сухогрузного судна (С) приводится в табл. 2.

Таблица 2

Максимальные амплитуды колебаний (%) числа гидрометеорологических наблюдений в годовом цикле с учетом скорости хода судна и протяженности маршрутов L.

L, мор- ские мили	Скорость судна, узлы													
	13		15		17		20		23		27		32	
	T	C	T	C	T	C	T	C	T	C	T	C	T	C
335	17	33	17	33	17	33	17	33	17	33	15	33	19	50
645	13	32	13	32	13	32	17	33	17	33	17	33	17	50
990	10	33	10	33	13	32	13	32	13	32	13	32	17	33
1495	12	20	10	22	10	22	10	33	10	33	13	32	13	32
2065	12	43	11	33	12	20	10	32	10	22	10	33	10	33
2400	13	44	12	43	11	33	12	20	10	22	10	22	10	33
3255	15	50	18	44	13	44	12	43	11	33	12	20	10	22
3622	13	40	15	50	18	44	13	44	12	43	11	33	12	20
4130	8	35	13	40	15	50	18	44	13	44	12	43	12	20
5055	16	20	14	30	13	40	11	40	18	44	13	44	12	43
6133	10	0	16	15	17	25	8	35	11	40	15	50	13	44
6928	10	14	10	10	16	15	17	25	8	35	11	40	18	44
8013	10	21	10	14	10	0	16	15	17	25	8	35	15	50
9018	4	34	10	25	10	14	10	10	16	20	14	30	13	40

Из табл. 3 видно, что наибольшие внутригодовые колебания количества гидрометеорологических наблюдений отмечаются у сухогрузного судна по сравнению с танкером. В большинстве случаев они в 2—3 раза превышают те, которые показывает танкер. Наряду с этим можно отметить, что иногда этот разрыв уменьшается или увеличивается и тогда максимальное изменение числа наблюдений от месяца к месяцу у сухогрузного судна превышает в 1,5—2 раза, а у танкера в 4 и больше раза непостоянство наибольшей изменчивости числа наблюдений. Указанные различия порождаются неодинаковой продолжительностью стояночного времени у обоих судов, и, как следствие этого, разным числом заходов в порты. Этим же фактором можно объяснить и то, что максимальная амплитуда изменчивости количества гидрометеорологических наблюдений от месяца к месяцу у танкера составляет 4—19%, а у сухогрузного судна она меняется в очень широких пределах — от 0 до 50%.

Приведенные данные позволяют подчеркнуть, что в течение годового цикла получение гидрометеорологической информации от танкера стабильнее по сравнению с сухогрузным судном, для которого характерна большая неустойчивость или изменчивость количества наблюдений, поступающих от месяца к месяцу. Очевидно, сухогрузные суда, являются таким образом главными «носителями» неравномерного распределения числа наблюдений как во времени, так и в пространстве, т. е. на том или ином маршруте плавания.

Общей же чертой, характерной как для нефтеналивного, так и сухогрузного судов, является то, что величины внутригодовой изменчивости количества наблюдений не имеют четко выраженной связи со-

скоростями хода кораблей и той или иной протяженностью маршрута, потому что зависимость от указанных параметров затушевывается сдвигами стояночного времени судов внутри каждого календарного и соседнего с ним месяца, обусловленными различной продолжительностью и числом рейсов танкера и сухогрузного судна между портами отхода и прихода.

Неустойчивость числа наблюдений от месяца к месяцу, вызываемая влиянием стояночного времени из-за увеличения интервала времени в годовом периоде, отражается не только на количестве наблюдений, но и на закономерностях их изменения в зависимости от скорости хода судна и протяженности маршрута по сравнению с месячным периодом, что, в свою очередь, влияет на плотность гидрометеорологической информации. Это отчетливо видно из рис. 2, на котором дана сравнительная характеристика изменчивости количества наблюдений за годовой и месячный интервалы времени, на всех 14 маршрутах и 7 диапазонах скоростей хода танкера и сухогрузного судна.

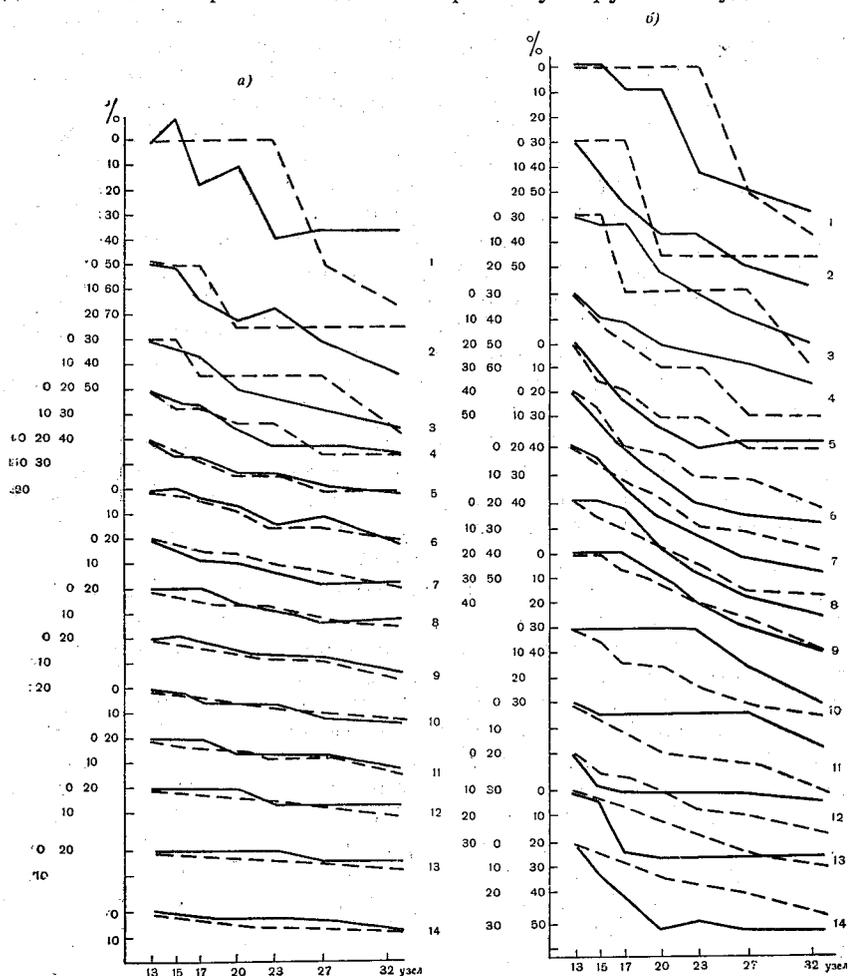


Рис. 2. Сравнительная характеристика изменчивости (%) количества гидрометеорологических наблюдений за месячный (сплошная линия) и годовой (пунктир) интервалы времени, в зависимости от скорости хода, протяженности маршрута и величины стояночного времени выраженная в виде дополнений до 100%, относительно количества их, принятых за норму при скорости хода нефтеналивных и сухогрузных судов, равной 13 узлов: а — танкер, б — сухогрузное судно

Как и следовало ожидать, почти 10-кратное увеличение периода обращения судов по маршрутам обусловило иные соотношения в изменении количества наблюдений в зависимости от скорости хода, протяженности маршрута плавания и величины стояночного времени. Наименьшие и более сглаженные отклонения от тех закономерностей, которые были обнаружены в месячном интервале, показывает танкер на 5—14-ом маршрутах (2065—9018 морских миль), где величины числа наблюдений изменяются в пределах от +6% до -5%. Это указывает на то, что непродолжительные стоянки танкера в порту не имеют существенного значения для потерь гидрометеорологических наблюдений, несмотря на увеличение периода обращения корабля, если он курсирует на длинных маршрутах, в рассматриваемом диапазоне скоростей. На более коротких маршрутах расхождения в закономерности уменьшения количества наблюдений за годовой период по сравнению с месячным интервалом начинают выступать все более и более отчетливо. Так, на 4-ом маршруте (1495 морских миль) образуются три площадки в диапазоне скоростей 15—17, 20—23 и 27—32 узла, в которых сочетание времени на плавание по маршруту и стоянки в портах уравнивают количество наблюдений, которое в указанных интервалах скоростей танкера остается постоянным, причем при скорости хода, равной 23 узла, отклонение от месячной нормы в сторону возрастания числа наблюдений достигает 10%. На еще более коротком 3-ем маршруте (990 морских миль) таких площадок с постоянным числом наблюдений образуется только две — на скоростях 13—15 узлов и 17—27 узлов. Наибольшая разница в количестве наблюдений между месячным и годовым периодом отмечается при скорости хода танкера 23—27 узлов, достигая +10% и +12% соответственно. На самых коротких маршрутах 1- и 2-ом (335 и 645 миль) возникают наиболее существенные отклонения в закономерностях потерь числа наблюдений за годовой цикл по сравнению с месячным. Увеличение периода обращения судна приводит к тому, что скорости хода его и промежутки стояночного времени уравнивают количество наблюдений, которое на 1-ом маршруте, в пределах изменения скоростей хода судна от 13—23 узлов, остается постоянным. В то же время число наблюдений больше по сравнению с месячным интервалом от +18 до 11% (если скорость хода 17—20 узлов) и на +39% при 23 узлах.

Дальше в годовом периоде, по-видимому, соотношение между рейсовым и стояночным временем складывается неблагоприятно для сохранения постоянным количества наблюдений на скоростях 27—32 узла, так как отмечается резкое уменьшение их на 14 и 31% соответственно по сравнению с месячным периодом. Это отчетливо прослеживается на 2-ом маршруте (645 морских миль). С одной стороны здесь при скоростях хода судна 13—17 узлов число наблюдений остается постоянным, превышая месячные величины на +1 и +14%. С другой стороны в диапазоне скоростей 20—23 узла число наблюдений за год уменьшается на 3—8% и затем возрастает от +6 до +19% на двух остальных градациях скоростей. Надо полагать, что причиной указанной изменчивости числа наблюдений являются те же соотношения рейсового и стояночного времени.

По сравнению с танкером, у сухогрузного судна колебание в количестве наблюдений и соответствующие отклонения от месячных кривых выражены более резко и специфично. Так, например, на маршрутах, отличающихся наибольшей протяженностью, как 8—9-й (3622—4130 морских миль) и 11—14-ый (6133—9018 морских миль), в годовом периоде отмечается более или менее заметное убывание числа наблю-

дений с возрастанием скорости хода сухогрузного судна. Это приводит к соответствующим расхождением с месячными величинами количества наблюдений, которые колеблются в пределах от 2 до 20%. Причиной такой изменчивости числа наблюдений в годовом периоде можно, вероятно, обнаружить в том, что накапливание стояночного времени и его миграция по календарным месяцам сглаживают особенности влияния скорости хода корабля на число наблюдений, выступающие в коротком промежутке времени.

На маршрутах 4—7- и 10-й (1495—3255 и 5055 морских миль соответственно) в общем сохраняются также тенденции к уменьшению числа наблюдений с возрастанием скорости хода сухогрузного судна, однако, здесь обнаруживаются площадки с постоянным числом наблюдений, образующиеся в интервале скоростей 20—23 узла (4—5-й маршруты), 23—27 узла (6-й маршрут) и 17—20 узлов (10-й маршрут). Учитывая такой ход изменчивости числа наблюдений, можно ожидать и существенных расхождений его с месячным интервалом, достигающих 12—26%.

Более сложное положение в годовом периоде складывается с изменчивостью числа наблюдений на 1—3-ем маршрутах (335—990 морских миль). Прежде следует отметить, что в данном случае формы кривых полностью дублирует те, которые характерны для танкера. Различие указанных кривых состоит только в степени уменьшения числа наблюдений с возрастанием скорости хода сухогрузного судна. Ввиду того, что формы кривых изменений числа наблюдений сухогрузного судна за месячный интервал не похожи на аналогичную кривую для годового цикла, различие в числе наблюдений выступает уже только применительно для сухогрузного судна, достигая 42, 25 и 27% соответственно на 1—3-ем маршрутах. По-видимому, на коротких маршрутах и у сухогрузного судна действуют те же соотношения между рейсовым и стояночным временем, как и у танкера, за исключением того, что больший объем стояночного времени у сухогрузного судна обуславливает и более интенсивную потерю числа наблюдений.

Общей особенностью изменчивости количества наблюдений танкера и сухогрузного судна с возрастанием скорости хода, являются потери гидрометеорологической информации, особенно резко проявляющиеся на коротких маршрутах плавания (до 1000 морских миль), которые составляют примерно 7% от общего количества океанских путей. В дальнейшем, принимая во внимание эксплуатационные характеристики нефтеналивных и сухогрузных судов, можно отметить, что для каждого из них имеются свои выгодные или невыгодные маршруты для сбора гидрометеорологической информации. Для танкера такими выгодными маршрутами являются с 9 до 14, т. е. которые имеют большую протяженность. Среди остальных океанских путей они составляют более 50%. Судходные пути меньшей протяженности (от 1000 до 4130), которых среди океанских путей более 40%, являются менее выгодными для танкера из-за возрастающей потери наблюдений в связи с ростом скорости хода судна.

Для сухогрузного судна наиболее выгодными маршрутами для сбора гидрометеорологической информации можно считать 10 и 11-й (5055 и 6133 морских миль). Они составляют приблизительно 17% от остальных океанских путей. До некоторой степени выгодным является и маршрут протяженностью 4130 морских миль (тоже примерно 15% от остальных океанских путей). Все другие маршруты, как отличающиеся всё возрастающей потерей наблюдений становятся соответственно все менее и менее выгодными.

Таким образом, приближенная оценка влияния скорости хода нефтеналивных и сухогрузных судов, протяженности маршрутов и различного стояночного времени, показала как для месячного, так и годового интервала времени, что происходят потери гидрометеорологической информации в связи с ростом технической оснащенности кораблей морского флота и улучшением их эксплуатационных показателей.

Возникающие в связи с этим разряжения плотности гидрометеорологической информации, неизбежно ставят вопрос о сохранении ее на каком-то определенном уровне. Если за такой уровень принять число наблюдений, получаемых от судов нефтеналивного и сухогрузного флота при скорости хода их, равной 13 узлам, то, очевидно, возникает задача пополнения утечки гидрометеорологической информации, возникающей от использования быстроходных судов. Указанная задача может быть решена двумя путями: увеличением сроков наблюдений на борту кораблей и увеличением числа судов, привлекаемых к попутным гидрометеорологическим наблюдениям.

Первый путь представляется мало подходящим, ибо рост скорости хода судов требует от штурманского состава уделять все больше и больше времени навигации и управлению кораблем. Кроме того, увеличение сроков наблюдений потребует автоматизации этого процесса на борту всех 4506 судов международной службы попутных наблюдений [8], что выполнить в сжатые сроки нереально.

Что касается увеличения числа кораблей для выполнения попутных гидрометеорологических наблюдений, то принимая во внимание быстрый количественный рост мирового торгового флота эта проблема представляется менее сложной. В качестве приближенной оценки потребного количества дополнительных судов, необходимых для покрытия утечки гидрометеорологической информации в связи с ростом скорости и различной протяженности маршрутов, приводится табл. 3, построенная на рассмотренных выше данных.

Из табл. 3. видно преимущество нефтеналивного флота перед сухогрузным, как плавучих платформ. Потребность в пополнении танкером, производящих попутные гидрометеорологические наблюдения в связи с ростом скорости хода возникает только на маршрутах, протяженностью меньше 3500 морских миль. Она постепенно увеличивается в зависимости от сокращения длины маршрута плавания и быстроходности судна, особенно на океанских путях, длиной до 1000 морских миль и при движении судна со скоростью 20 узлов. При этих условиях количество судов должно увеличиваться от 20 до 50% по сравнению с теми, которые следуют со скоростью 13 узлов и обеспечивают заданную плотность гидрометеорологической информации.

Для сухогрузного флота потребность в пополнении на покрытие потерь наблюдений более сложная. Во-первых, три маршрута, протяженностью 5000—7000 морских миль являются наиболее выгодными по устойчивости числа наблюдений. Пополнение на таких маршрутах сухогрузными кораблями целесообразно при скоростях 32 узла — на 20—33%. На более длинных океанских путях 8000—9000 морских миль компенсация утечки гидрометеорологической информации начинается с возрастанием скорости хода с 17 узлов, причем пополнение судами в пределах 25—33% сохраняется практически неизменными при дальнейшем повышении быстроходности судов.

На маршрутах от 4000 морских миль до 2100 морских миль пополнение состава судов должно начинаться с более малых скоростей, опускаясь до 17 узлов с одной стороны и вместе с тем увеличиваясь в размерах по привлечению новых судов от 20—33% (при быстроход-

ности 17—20 узлов) и до 50% — при движении со скоростями 27 и особенно 32 узла. На маршруты до 1000 морских миль потребность в пополнении колеблется от 25 до 33% (скорости хода до 23 узлов). В дальнейшем рост скорости в градации 27—32 узла обуславливает необходимость пополнения судами на 50%; причем на самом коротком маршруте (350 миль), начиная со скорости хода 23 узла потребность в пополнении составляет только 50%.

Таблица 3

Вероятная потребность (%) увеличения количества судов, выполняющих попутные гидрометеорологические наблюдения, необходимых для покрытия разряжения плотности информации

Танкер				Номера маршрутов по табл. 1	Сухогрузное судно				
Скорость хода в узлах					Скорость хода в узлах				
32	27	23	20		17	20	23	27	32
—	—	—	—	14	25	33	33	33	33
—	—	—	—	13	25	25	25	25	25
—	—	—	—	12	—	—	—	—	20
—	—	—	—	11	—	—	—	—	20
—	—	—	—	10	—	—	—	—	33
—	—	—	—	9	—	—	20	33	33
—	—	—	—	8	—	20	33	33	50
20	20	—	—	7	—	33	33	50	50
20	—	—	—	6	20	33	50	50	50
20	—	—	—	5	25	33	33	50	50
25	25	25	—	4	—	20	25	33	33
33	33	25	20	3	—	25	33	50	50
50	33	33	25	2	25	33	33	50	50
50	50	33	33	1	—	—	50	50	50

Произведенная оценка вероятного пополнения состава кораблей океанской службы погоды выполнена без учета роста комплексной механизации грузовых работ в портах и результатов все расширяющегося использования контейнерных и пакетных перевозок, что позволит значительно сократить стояночное время у сухогрузных судов [10]. В результате рейсообразиваемость указанных судов будет возрастать и соответственно снижаться возможная потребность в пополнении сухогрузными судами сети попутных наблюдений для сохранения заданной плотности гидрометеорологической информации.

Полученные в данной статье выводы, естественно, относятся к идеализированным условиям и для реальной оценки указанных выше параметров, необходимо рассчитывать их для каждого типо-размера судна, его скорости, регулярного линейного плавания по маршруту определенной длины и конкретного валового стояночного времени в портах отхода и захода. Это даст возможность выполнить оптималь-

ные условия использования плавучих платформ для производства попутных гидрометеорологических наблюдений и улучшить планирующие сети судовых станций.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Голдобенко А. В. Решительно улучшать коммерческую эксплуатацию флота. «Морской флот», 1967, № 3.
2. Греку Х. Линейное судоходство — важное средство для улучшения работы флота. «Морской флот», 1967, № 3.
3. Зотов Д. Привести в действие все резервы. Научно-техническое совещание, посвященное эффективному использованию производственных мощностей морского транспорта. «Морской флот», 1967, № 3.
4. Михайлов С. В. Экономика Мирового океана. Изд. «Экономика», М., 1964.
5. Морозова А. Г., Бухановский И. Л. «Сезонные рекомендованные пути плавания на Кубу». Техничко-экономическая информация. Серия «Судовождение и связь» № 6, ЦБНТИ ММФ СССР, М., 1967.
6. Конторович Я. Б. Экономика морского судна. Изд. «Транспорт», М., 1964.
7. Океанские пути мира, УГС ВМФ, 1962.
8. „International List of Selected and Supplementary Ships“, 1966 Edition WMO/OMM № 47, Tp/18. Secretariat of the World Meteorological organization. Geneva Switzerland.
9. Moynville „Les flottes de commerce en 1985?“, Revue de defense nationale 1967, № 3.
10. Orszulok W. „Perspektywy rozwoju Statkow transporto wych po 1970 roku“ Budownictwo Okretowe 1966, XII, № 12.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

### *Часть первая*

#### Региональные исследования

- Б. И. Тюряков.* Об использовании уравнений состояния морской воды при определении термохалинных течений по линейной теории бароклинного течения океана . . . . . 5
- В. Н. Яковлев.* Влияние местных метеорологических процессов на формирование гидрологических условий на шельфе юго-западной Африки . . . . . 14
- Л. И. Борис.* О пространственной и сезонной изменчивости внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане . . . . . 22
- Л. Д. Берендьева, И. П. Карпова.* Средняя картина вертикальной циркуляции Норвежского и Гренландского морей . . . . . 33

### *Часть вторая*

#### Теоретические и методические разработки

- К. Л. Егоров.* Некоторые вопросы теории ветрового дрейфа льда . . . . . 41
- А. Б. Мензин.* Об электрической аналоговой модели дрейфовой циркуляции . . . . . 51
- Р. В. Абрамов, И. А. Розенблит.* К расчету ветра над океаном по полю атмосферного давления . . . . . 59
- В. М. Шапаев.* Влияние технических и эксплуатационных характеристик морских судов на плотность гидрометеорологической информации . . . . . 67

## CONTENTS

Pp

### *Part I*

#### Regional investigations

<i>B. I. Tjuriakov.</i> On the using of the equations of state of sea water at determination of the thermohaline currents according to the linear theory of the baroclinic layer of the ocean. . . . .	
<i>V. N. Yakovlev.</i> The influence of local meteorological processes on the formation of hydrological conditions on the south-west African Shelf . . . . .	34
<i>L. I. Boris.</i> On the space and seasonal variability of internal tidal waves and associated currents in the ocean . . . . .	27
<i>L. D. Berendyaeva, I. P. Karpova.</i> The average condition of vertical circulation in the Norwegian and Greenland seas . . . . .	33

### *Part II*

#### Methods

<i>K. L. Yegorov.</i> On the theory of wind drift of ice . . . . .	41
<i>A. B. Menzin.</i> An electrical analog model for wind-driven circulation . . . . .	51
<i>R. V. Abramov, I. A. Rosenblit.</i> The calculation of wind over the ocean according to air pressure distribution . . . . .	59
<i>V. M. Shapayev.</i> The influence of technical characteristics of ships on the density of hydrometeorological information . . . . .	67