

SUMMARY

The ununiformity of the principle dynamical structures of the Atlantic and density fields of the surface layers which are responsible for the geographic distribution of bioproductivity is well expressed by the first derivative or density gradients of sea water with regard to the distance and depth.

The results of certain expeditions and average data reduced to the centres of 5°- and 1°-squares were used to estimate values of horizontal and vertical density gradients, maxima of vertical density gradients and distances from them to the sea surface. The results obtained indicate that the values of density gradients are closely related to the characteristics of biological conditions in the Atlantic.

УДК 551.465.(261.6)

ДИНАМИКА ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ И ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ ПИКНОКЛИНА

В. Н. Зырянов

В предлагаемой работе речь пойдет о двух районах Юго-Западной Атлантики — Фолклендско-Патагонском и море Скотия. Море Скотия — основной район распространения вод Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) после прохождения им пролива Дрейка, а в Фолклендско-Патагонском районе распространена его северная периферия, т. е. оба эти района находятся под влиянием вод одного и того же течения.

Численный расчет динамики вод моря Скотия был проведен ранее (Зырянов и др., 1976), а для Фолклендско-Патагонского района разными авторами были сделаны попытки рассчитать циркуляцию вод динамическим методом либо за пределами 200-мильной зоны (Ковалев и Федосеев, 1977), либо в некоторых участках района (Масленников и Парфенович, 1979). Результаты полного расчета течений этого района, частично освещенные Зыряновым и Северовым (1979), приведены ниже.

Диагностический расчет циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района. Расчет проводился в рамках обобщенной модели Экмана бароклинного океана (Зырянов и др., 1976). Это означает, что движение рассматривалось как установившееся, бездивергентное, нелинейные ускорения малы по сравнению с ускорением Кориолиса, учитывался только вертикальный турбулентный обмен количеством движения.

Исходная система уравнений имеет вид

$$A \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} + \Omega \vec{k} \times \vec{V} = g \nabla \left(-\xi + \frac{1}{\rho_n} \int_0^z \rho' dz \right), \quad (1)$$

$$(\nabla, \vec{V}) + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

где A — коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения ($A = 200 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$);

$\vec{V} = (u, v)$ — вектор горизонтальной скорости течения;

Ω — параметр Кориолиса;

$\vec{k} = (0, 0, 1)$ — единичный вектор, направленный вертикально вниз;

g — ускорение силы тяжести;

$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$ — вектор Гамильтона;

ξ — возвышение свободного уровня;
 ρ_n — средняя плотность воды в придонных слоях;
 $\rho' = (\rho - \rho_n)$ — аномалия плотности воды относительно ρ_n ;
 $(\cdot, \cdot)$, $\times$ — соответственно скалярное и векторное произведение векторов;
 ω — вертикальная компонента скорости.

Оси координат направлены: X — на север, Y — на восток, Z — вертикально вниз. Граничные условия: на поверхности океана $\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} = 0$ (отсутствие ветра), на дне $z = H(x, y)$ ставится условие прилипания. Уравнения (1), (2) с граничными условиями, сформулированными выше, сводятся (Зырянов и др., 1976) к решению эллиптического уравнения для функции полных потоков ψ :

$$\frac{\Omega_0}{2aH^2} \Delta \psi - I(\psi, \Omega/H) = \text{div}[(\Omega/H) \vec{S}^*], \quad (3)$$

где a — параметр Экмана ($a = \Omega_0/2A$)^{1/2};
 Δ — двумерный оператор Лапласа;
 I — якобиан двух функций.

Компоненты вектора $\vec{S}^*$, а также связь наклонов уровня $\partial \xi / \partial x$ и $\partial \xi / \partial y$ с компонентами вектора $\vec{S}^*$ и функцией полных потоков ψ выражаются следующими соотношениями:

$$\vec{S}^* = \frac{g}{\Omega \rho_n} (\vec{k} \times \nabla) \int_0^H (H-z) \rho' dz + \frac{g}{2\Omega \rho_n a} \int_0^H M(\nabla \rho') dz, \quad (4)$$

где M — матрица $\begin{pmatrix} 1 & 1 \\ -1 & 1 \end{pmatrix}$.

$$\nabla \xi = \frac{\Omega}{gH} \left[\left(\nabla \psi - \frac{1}{2aH} \vec{S}^* \right) + \vec{k} \times \left(\vec{S}^* + \frac{1}{2aH} \nabla \psi \right) \right]. \quad (5)$$

Внешний контур Γ_0 района ограничивался на севере параллелью 34°30' ю. ш., на юге — параллелью 55°30' ю. ш., на востоке — меридианом 48°30' з. д., на западе — 25-метровой изобатой. На жидких участках внешнего контура значения функции полных потоков задавались по формуле

$$\psi|_{\Gamma_0} = \frac{g}{\Omega \rho_n} \left[\int_0^H z \rho' dz + \frac{\rho'(H)}{(H-\tilde{H})} \int_{\tilde{H}}^{\tilde{H}} z(z-\tilde{H}) dz \right], \quad (6)$$

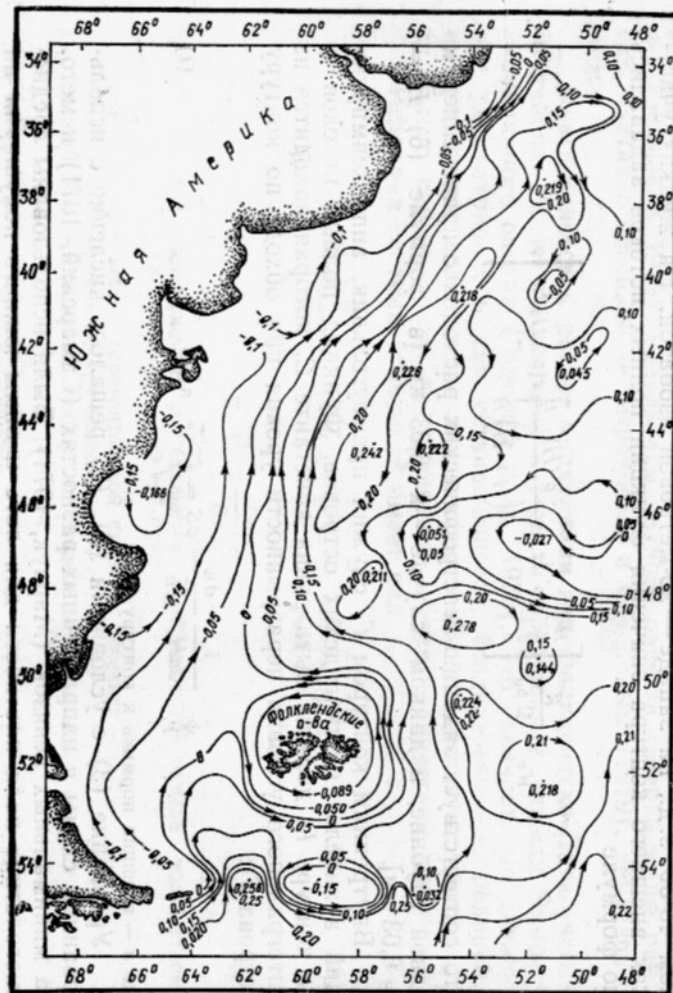
что соответствует заданию геострофических расходов с приведением к одной глубине, в данном случае — к 6,03 км [в формуле (6) $\tilde{H} = 6,03$ км].

Внутренним контуром Γ_1 служил прямоугольник, аппроксимирующий архипелаг Фолклендских островов. Функция полных потоков ψ на контуре Γ_1 должна быть равна константе C , которая находится из интегрального условия неразрывности уровня при обходе по контуру острова Γ_1 :

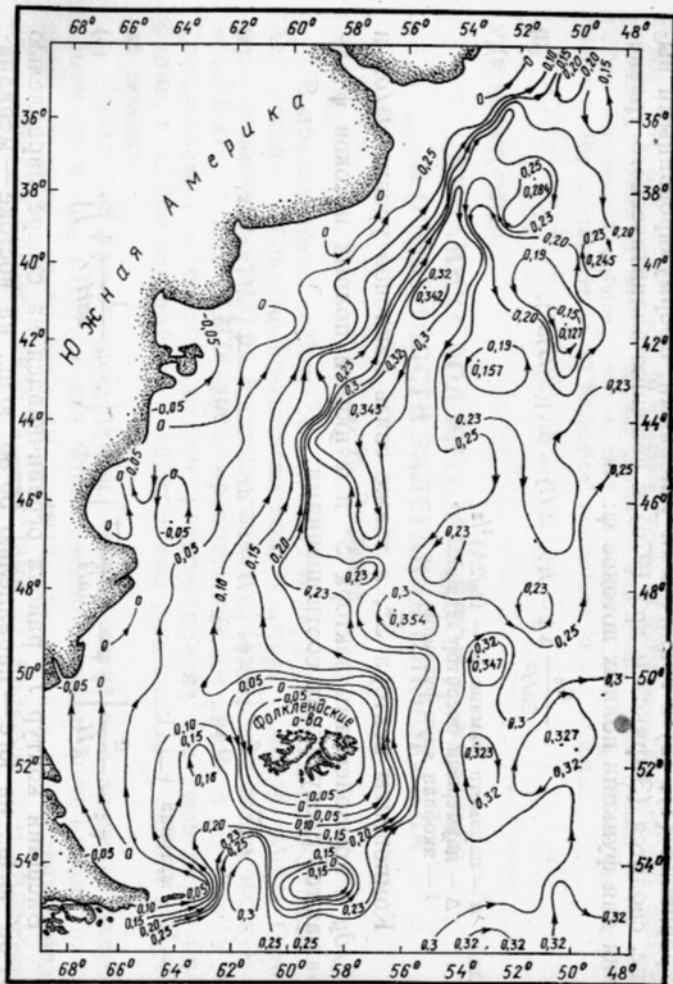
$$\oint_{\Gamma_1} \frac{1}{2aH} \frac{\partial \psi}{\partial n} dS = \oint_{\Gamma_1} (\vec{S}^*, n) dS, \quad (7)$$

где n — внешняя нормаль к контуру Γ_1 .

Уравнение (3) с условиями (6), (7) решалось численно с использованием схемы в направленных разностях (Самарский, 1971) и метода минимальных невязок (Марчук, 1974). Были использованы средне-многолетние поля плотности для лета и зимы южного полушария на



а



б

Рис. 1. Интегральная циркуляция (полные потоки) зимой (а), летом (б) (масштабный множитель равен $10^8 \text{ м}^3/\text{с}$).

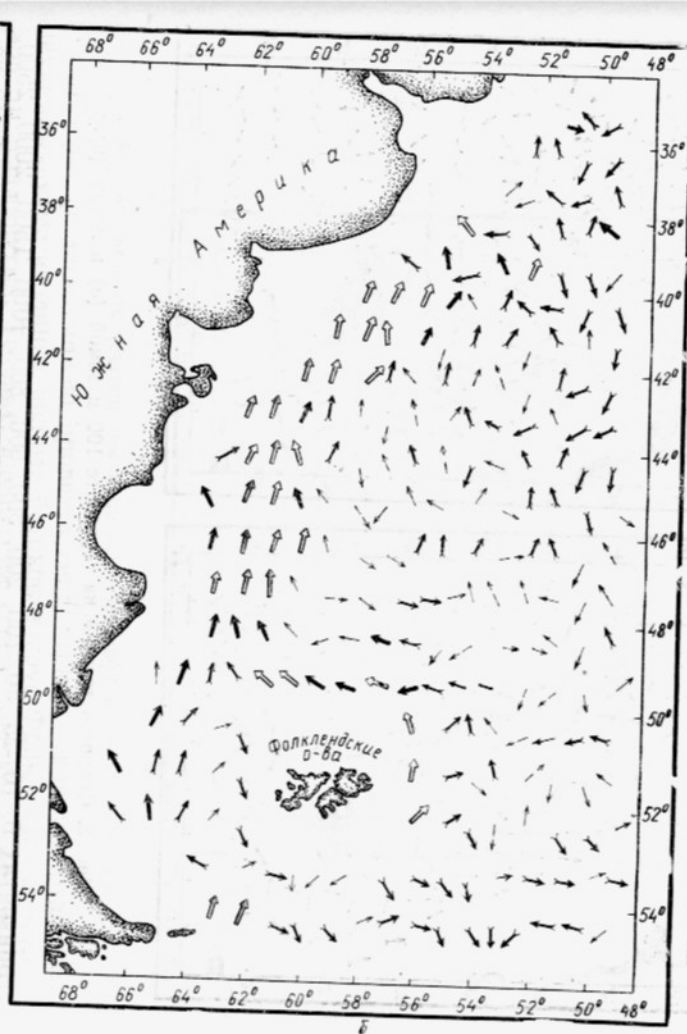
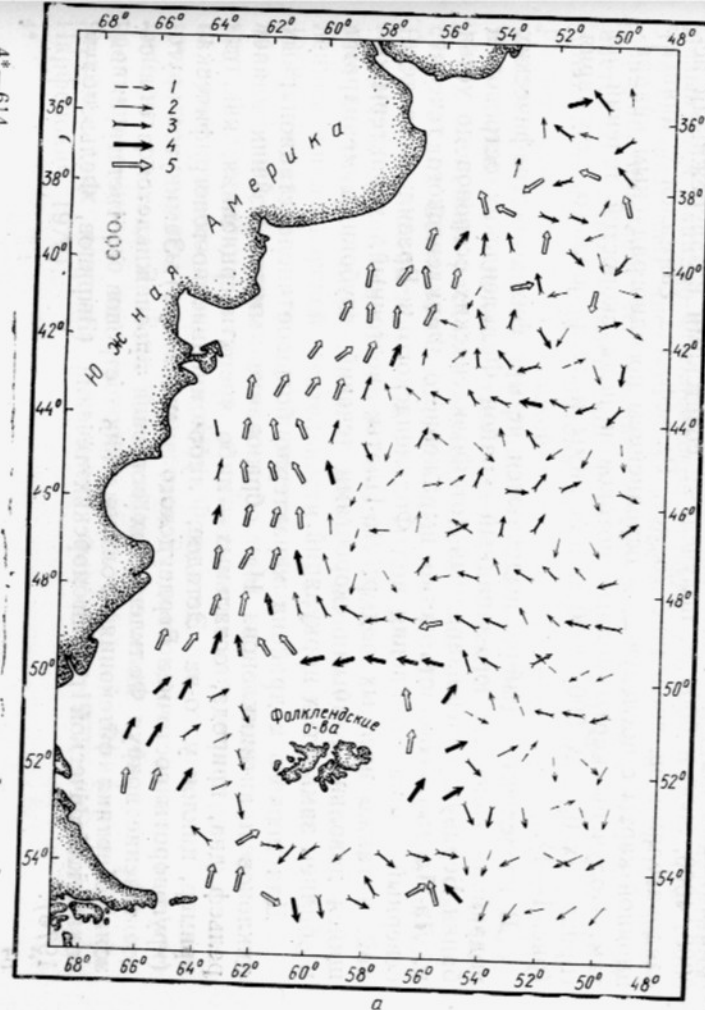


Рис. 2. Скорость течений на поверхности зимой (а), летом (б):

1 — < 5 см/с; 2 — 5–10 см/с;
3 — 10–20 см/с; 4 — 20–30 см/с; 5 — > 30 см/с.

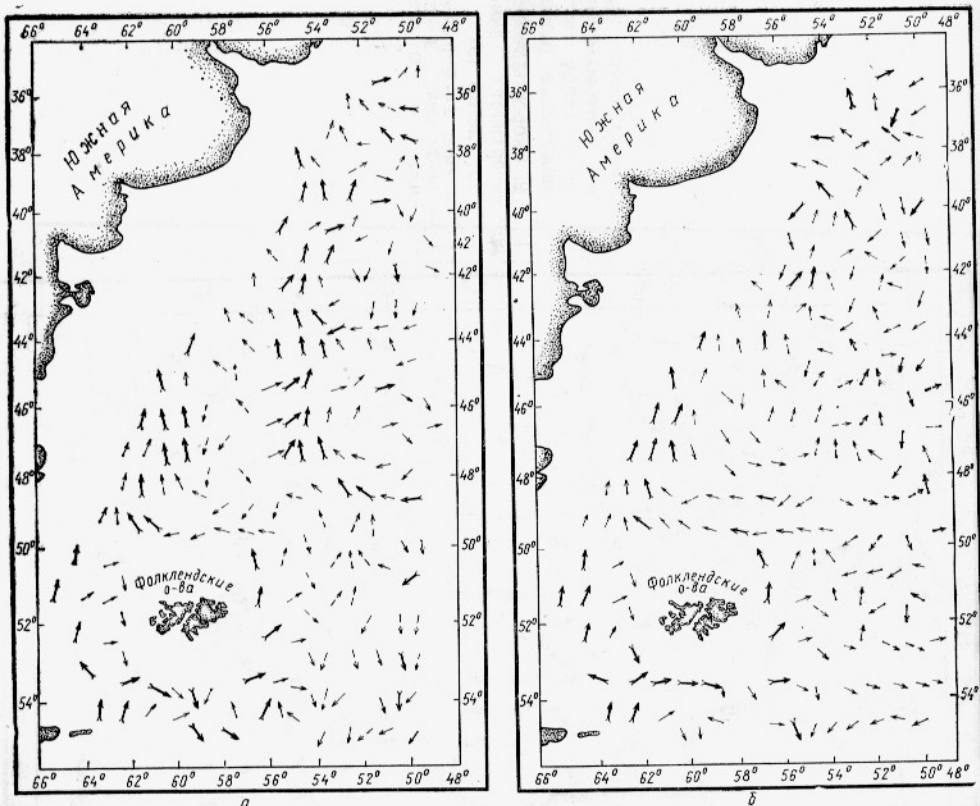


Рис. 3. Скорость течений на горизонте 100 м зимой (а) и летом (б).

горизонтах 0, 10, 25, 50, 100, 200, 500, 600, 800, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000, 5000 и 6000 м, полученные советскими и зарубежными исследователями за последние 75 лет. Рельеф дна снимался с навигационной карты с последующим осреднением по одноградусным квадратам. Получены карты полных потоков и поля скоростей течений на горизонтах 0, 100, 500, 3000 м для зимы и лета южного полушария (рис. 1—4).

В исследуемом районе выделяются четыре физико-географических подрайона (рис. 1): юго-западный — район Фолклендских островов и банки Бердвуд; северо-западный (от Фолклендских островов до устья р. Ла-Платы) — область четко выраженного Фолклендского течения; северный — зона схождения вод Фолклендского и Бразильского течений, а также пресных вод р. Ла-Платы; восточный, характеризующийся довольно слабыми скоростями течений, глубокими меандрами и обилием замкнутых циркуляций.

Для первого подрайона характерно большое число стационарных циклонов и антициклонов. На образование многих из них влияет рельеф дна, природа, остальных — либо чисто инерционная, как, например, циклон у о-ва Эстадос, либо инерционно-топографическая (круговороты восточнее Бердвудского антициклона). Замкнутое круговое течение вокруг Фолклендских островов прослеживается в оба сезона. Картина обтекания Фолклендских островов соответствует выводам классической теории морских течений (Зырянов, Фельзенбаум, 1976).

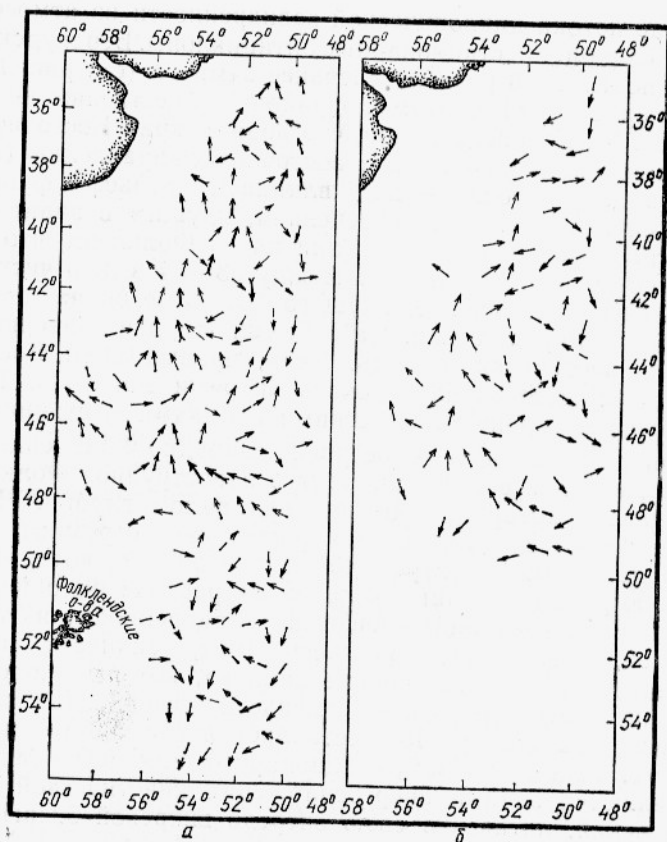


Рис. 4. Скорость течений зимой на горизонте 500 м (а), 3000 м (б).

На рис. 1 легко можно провести сепаратису — кривую, отделяющую замкнутые изолинии полных потоков вокруг Фолклендских островов от незамкнутых. Течение, идущее на север западнее сепаратисы, называется Западно-Фолклендской ветвью, а ближе к островам (внутри сепаратисы) идет круговое приостровное течение и поток имеет обратное направление. Течение, обтекающее острова с востока, называется Восточно-Фолклендской ветвью. Здесь направления кругового приостровного течения и потока за сепаратисой совпадают, поэтому расход Восточно-Фолклендской ветви больше расхода Западно-Фолклендской ветви вопреки утверждению Харта о том, что основной вклад в Фолклендское течение дает Западно-Фолклендская ветвь (Hart, 1946). Величины расходов течений составляют зимой и летом соответственно для Западно-Фолклендской ветви $1,0 \cdot 10^7$ и $0,9 \cdot 10^7$ м³/с, для Восточно-Фолклендской — $1,5 \cdot 10^7$ и $2,0 \cdot 10^7$ м³/с.

Итак, зимой усиливается Западно-Фолклендская ветвь и ослабевает Восточно-Фолклендская, а летом — наоборот, что связано с усилением циклонической деятельности в атмосфере зимой (Таубер, 1962). Вследствие этого усиливается циклоническая завихренность в поле течений и ослабевают антициклоны над банкой Бердвуд и вокруг Фолклендских островов, а также восточная периферия кругового приостровного течения вокруг Фолклендских островов. Седловая точка сепаратисы зимой сдвигается на восток, что приводит к увеличению расхода Западно-Фолклендского течения и более глубокому проникновению его вод на восток вдоль северной периферии шельфа Фолклендских островов (Ковалев, Федосеев, 1977; Масленников, Парфенович, 1979).

Усиление потока циклонической завихренности из атмосферы в океан зимой ослабляет стационарные антициклоны. Бердвудский антициклон летом почти в 1,5 раза интенсивнее зимнего (см. рис. 1). С глубиной характер течений в этом подрайоне существенно не изменяется (см. рис. 2 и 3). Из рис. 2 видно, что правый край Восточно-Фолклендской ветви сильно отклоняется в восточном направлении (под влиянием рельефа дна, а точнее — под влиянием рельефа функции Ω/H), сталкивается на $53-54^\circ$ з. д. с течением, идущим в западном направлении вдоль восточного продолжения плато Фолкленд, что приводит к образованию конвергентной зоны между $53-54^\circ$ з. д. и чисто компенсационного течения вдоль нее, идущего от 52° ю. ш. на юг и на север между 53 и 54 меридианами. На 52° ю. ш. эти две конвергентные зоны разделяет дивергентная область. Итак, правый край Восточно-Фолклендской ветви должен изобиловать вихрями масштаба 100—200 км, что было подтверждено космическими снимками со станции «Салют-6».

Севернее Фолклендских островов Западно-Фолклендская и Восточно-Фолклендская ветви сливаются в одноструйное Фолклендское течение, стержень которого проходит над валом глубин. На восточной периферии Фолклендского течения расположен огромный циклон планетарного масштаба с центром 45° ю. ш. и 50° з. д., который играет немаловажную роль в сезонных колебаниях расхода Фолклендского течения. Усиление потока циклонической завихренности из атмосферы в океан зимой, о чем уже говорилось выше, усиливает интенсивность этого мощного по протяженности циклона, который в свою очередь начинает интенсифицировать Фолклендское течение. Расход Фолклендского течения на широте 45° составляет летом $3,2 \cdot 10^7$ м³/с, зимой — $4,0 \cdot 10^7$ м³/с. Таким образом, стационарные циклоны и антициклоны в океане являются зонами энергоснабжения кинетической энергией основных течений, питаясь в свою очередь вихревой энергией ветра.

Продвигаясь далее на северо-восток, воды Фолклендского течения южнее устья р. Ла-Платы встречаются с водами Бразильского течения; картина взаимодействия вод этих двух течений усложняется выносом в этот район пресных вод р. Ла-Платы. Фолклендское течение не подныривает под Бразильское, как это утверждается иногда, а возникает сложное многослойное проникновение. В поле температуры здесь обнаружится слоистость (Lusguiños, Valdes, 1971). Район характеризуется большой неустойчивостью, подвижностью и большими градиентами физических характеристик, богатой ихтиофауной (Марти, Мартинсен, 1969); здесь максимальны значения кинетической энергии вихревого движения (Wyrтки et al., 1976). Из рис. 1 видно, что летом Бразильское течение встречается с Фолклендским значительно южнее, чем зимой, что подтверждает выводы работы (Hart, 1946).

В восточной части Фолклендско-Патагонского района (четвертый физико-географический подрайон) сталкиваются и взаимодействуют Бразильское и Фолклендское течения. Бразильское течение под влиянием вод Фолклендского течения отклоняется в юго-юго-восточном направлении и постепенно выходит за рамки рассматриваемого района. На наших рисунках захвачена только западная периферия Бразильского течения. Основной же поток вод Бразильского течения проходит несколько восточнее. Известно, что, дойдя до северного уступа восточного продолжения плато Фолкленд на $48-49^\circ$ ю. ш. (Le Pichon et al., 1971; Lusguiños, Valdes, 1971), Бразильское течение поворачивает на восток. Попадая на большие глубины, воды Бразильского течения теряют свою скорость, поток начинает сильно меандрировать, причем тем сильнее, чем больше становится глубина места (см. рис. 1). В обратном направлении под этим потоком глубже 2500 м вдоль северного уступа плато Фолкленд идет противотечение, которое носит название

Антарктического придонного течения (Le Pichon et al., 1971). Воды его, двигаясь вдоль изобат, поворачивают, следуя за ними, затем на северо-восток. Расход Антарктического придонного течения по Вюсту (Wüst, 1957) составил около $6,0 \cdot 10^7$ м³/с на параллели 41°, а по нашим расчетам — вдвое меньше $3,2 \cdot 10^7$ м³/с.

На рис. 4, б, где приведена циркуляция на горизонте 3000 м, это течение четко прослеживается зимой; летом оно ослабевает и его верхняя граница заглубляется ниже 3000 м. Зимой в этом подрайоне ярко выражены два циклона с координатами 47° ю. ш. — 51° з. д. и 41° ю. ш. — 53° з. д. (см. рис. 2, а), которые прослеживаются вплоть до глубины 3000 м (рис. 3, а, рис. 4). На глубине 100 м их западная периферия порождает усиленный подповерхностный поток северного направления (см. рис. 3, а), а в глубинных слоях — интенсифицирует Антарктическое придонное течение. Эти циклоны преобразуют вихревую энергию ветра в кинетическую энергию течения. Летом эти циклоны ослабевают вплоть до исчезновения (см. рис. 2, б).

Сезонный пикноклин. Особенности поведения и методика расчета.

Сезонный слой скачка плотности $\rho(z)$ (сезонный пикноклин) в океане играет важную роль как в физике, так и в биологии океана. Необходимо знать особенности его динамики. Обычно при попытках объяснить продуктивность тех или иных районов Мирового океана прибегают к расчетам вертикальных движений в океане и на их основе строят зоны подъема и опускания вод. Зоны подъема объявляются потенциальными в биопродуктивном отношении из-за возможного подъема биогенных элементов с глубинными водами. Однако надо учитывать, что горизонтальные скорости в этих зонах на 4—5 порядков больше вертикальных и, как правильно указывалось (Масленников, Гаврилов, 1971), частица воды, проходя эту зону, поднимается на какие-нибудь 5—7 м и затем снова опускается.

Процессы подъема воды могут играть важную роль в биологической жизни океана лишь в том случае, если они очень интенсивны (зоны апвеллинга) или если горизонтальный перенос вод таков, что лагранжева траектория частиц воды долгое время находится в области подъема, давая возможность частицам воды подняться достаточно высоко (стационарные циклоны, например). Во всех остальных случаях привлекать вертикальные движения для объяснения биопродуктивности тех или иных районов беспочвенно. Гораздо логичнее, на наш взгляд, изучать в этой связи динамику пикноклина — слоя скачка плотности. Кстати, все нюансы вертикальных движений в океане отражаются на положении слоя скачка плотности. Кроме того, для обитателей эпипелагиали пикноклин играет роль «жидкого дна», причем тем чувствительнее, чем больше его интенсивность (градиент) (Елизаров, 1977). Можно так сформулировать роль пикноклина в деятельности океана (минимаксный принцип): области, в которых глубина залегания пикноклина мала (сравнима, скажем, со слоем фотосинтеза), а интенсивность его велика, потенциально, вероятно, более биопродуктивны, чем районы с большей глубиной залегания пикноклина или меньшей интенсивностью (за исключением шельфовых районов океана). И раньше предпринимались попытки анализа горизонтальных неоднородностей вертикальной структуры (слоя максимальной устойчивости) в некоторых районах моря Скоттия (Хвацкий, 1974).

Основная методическая трудность расчета положения слоя скачка плотности состоит в необходимости по дискретным значениям плотности на стандартных горизонтах находить ее точку перегиба, что само по себе уже подразумевает непрерывное задание функции. Расчет по слоям между стандартными горизонтами совершенно неприемлем, так как сам слой максимального изменения $\rho(z)$ найти можем, а где в нем располагается точка перегиба кривой $\rho(z)$, определить нельзя.

Относить ее к середине слоя неправильно. Здесь предлагается для этих целей использовать сплайновую аппроксимацию (Ahlberg, 1967), причем можно либо аппроксимировать сплайном третьего порядка всю кривую распределения плотности $\rho(z)$ с условиями на поверхности и на дне для сплайна $\left. \frac{\partial \rho}{\partial z} \right|_0 = \left. \frac{\partial \rho}{\partial z} \right|_H = 0$, либо вначале найти слой максимального изменения $\rho(z)$ и внутри этого слоя аппроксимировать $\rho(z)$ сплайном третьего порядка. Первое требует решения громоздких систем алгебраических уравнений (количество неизвестных при такой сплайновой аппроксимации равно $4N$, где N — число слоев) и не позволяет поэтому обработать массовый материал. Второй путь, как объединение дискретного и непрерывного подходов, сильно сокращает расчет, и поэтому более приемлем.

Итак, алгоритм нахождения слоя скачка плотности следующий. Находим вначале слой $[z_i, z_{i+1}]$ наибольшего изменения плотности $\rho(z)$. Если максимальное изменение $\rho(z)$ захватывает несколько слоев, то под слоем $[z_i, z_{i+1}]$ понимается их объединение. Внутри слоя $[z_i, z_{i+1}]$ распределение $\rho(z)$ аппроксимируется сплайном третьего порядка

$$\rho(z) = a_0 z^3 + a_1 z^2 + a_2 z + a_3. \quad (8)$$

Для определения четырех коэффициентов a_i ($i = 0, 1, 2, 3$) должны быть привлечены граничные условия

$$\left. \begin{aligned} \rho(z) \Big|_{z=z_i} &= \rho_i; \\ \rho(z) \Big|_{z=z_{i+1}} &= \rho_{i+1}; \\ \frac{\partial \rho}{\partial z} \Big|_{z=z_i} &= \begin{cases} 0, & z_i = 0 \\ D_i = \frac{\rho(z_i) - \rho(z_{i-1})}{z_i - z_{i-1}}, & z_i > 0; \end{cases} \\ \frac{\partial \rho}{\partial z} \Big|_{z=z_{i+1}} &= \begin{cases} D_{i+1} = \frac{\rho(z_{i+2}) - \rho(z_{i+1})}{z_{i+2} - z_{i+1}}, & z_{i+1} < H. \\ 0, & z_{i+1} = H \end{cases} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

В результате получается система четырех алгебраических уравнений, которая легко решается (в отличие от системы 20 уравнений, скажем, при пятислойной аппроксимации). Приравнивая к нулю вторую производную от функции (8), получим точку перегиба функции $\rho(z)$, т. е. глубину залегания пикноклина $z_{\text{ск}}$

$$\frac{d^2 \rho}{dz^2} = 6a_0 z_{\text{ск}} + 2a_1 = 0, \quad (10)$$

откуда

$$z_{\text{ск}} = - \frac{a_1}{3a_0}.$$

Интенсивность слоя скачка или, другими словами, величину градиента плотности на глубине залегания пикноклина $z = z_{\text{ск}}$ дает первая производная от функции (8). Подставляя в нее значение выражения (10), получим формулу для расчета интенсивности пикноклина на глубине $z_{\text{ск}}$, т. е. максимальное значение градиента плотности в этой точке океана

$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{z=z_{\text{ск}}} = a_2 - a_1^2 / 3a_0. \quad (11)$$

Из системы (9) получаем следующие формулы для определения коэффициентов a_0, a_1, a_2 [коэффициент a_3 для наших целей не требуется, так как он не входит в равенства (10) и (11)]:

$$a_0 = -2[(z_i - z_{i+1})/(z_i - z_{i+1})^3 - 0,5(D_i + D_{i+1})/(z_i - z_{i+1})^2];$$

$$a_1 = 0,5[(D_i - D_{i+1}) - 1,5a_0(z_i^2 - z_{i+1}^2)]/(z_i - z_{i+1});$$

$$a_2 = D_i - 3a_0z_i^2 - 2a_1z_i.$$

По алгоритму была составлена программа на ЭВМ на языке «Фортран-4», по которой был обработан весь массив плотности по морю Скотия для лета и по Фолклендско-Патагонскому району для летнего и зимнего периодов и рассчитаны карты глубин залегания пикноклина и его интенсивности (рис. 5—7).

Особенности поведения пикноклина в море Скотия. Из рис. 5,а видно, что глубина залегания сезонного пикноклина в море Скотия колеблется от 10 до 87 м, однако в двух антициклонах (над банкой Бердвуд и у о-ва Эстадос) сезонный слой скачка плотности заглубляется до гораздо больших глубин (177 м). Характер изменения глубины залегания пикноклина по горизонтали имеет, если так можно выразиться, «сбросовый» вид — заглубления и поднятия имеют вид плато, а между ними глубина слоя скачка меняется очень быстро, почти скачкообразно. Весь район занимают участки заглубления пикноклина с характерными глубинами 35—38, 63—65, 85—90 м, а на глубины между этими характерными величинами приходится узкие области.

Отметим также меридиональную вытянутость форм возмущения рельефа пикноклина (см. рис. 5), что связано с характером циркуляции вод моря Скотия (Зырянов и др., 1976), с характерными меандрами Антарктического циркумполярного течения. Например, северный меандр этого течения на 55-м меридиане порождает циклоническую завихренность в поле течения и, как следствие, поджатие пикноклина и увеличение его интенсивности, южные меандры (на 52-м и 58-м меридианах) порождают антициклоническую завихренность течения и заглубления пикноклина. Интенсивность пикноклина в антициклонических меандрах также может увеличиваться (см. рис. 5,б). Стационарный антициклон с центром 49° з.д. и 54° ю.ш. порождает интенсивную зону опускания (см. рис. 5,а), в которой пикноклин заглубляется до 117 м. Таким образом, залегание пикноклина отражает характерные особенности крупномасштабной циркуляции вод района. Локальный максимум интенсивности пикноклина с координатами 38° з.д. и 58° ю.ш. (см. рис. 5,б), например, порождается небольшим циклоном в этом месте (Зырянов и др., 1976).

Одни, чисто динамические формы рельефа пикноклина наблюдаются в пределах одной модификации антарктической водной массы, другие, связанные с проникновением в исследуемый регион другой ее модификации — уэдделловской, особенно отчетливы восточнее Южных Оркнейских островов (по 43-му меридиану) и вдоль Сандвичевой дуги вплоть до 52° ю.ш., включая о-в Южная Георгия (см. рис. 5). Вдоль Южных Сандвичевых островов простирается «язык» 63—65-метровой заглубленности пикноклина и одновременно повышенной его интенсивности.

Сформулированный выше минимаксный принцип роли пикноклина в деятельности океана дает основание предполагать некоторые новые потенциально биопродуктивные районы, например, с координатами 47—50° з.д. и 54—56° ю.ш., а также южнее Сандвичевых островов. Наблюдается качественное совпадение в некоторых районах моря Скотия поведения пикноклина и областей подъема и опускания вод (Маслеников, Гаврилов, 1979).

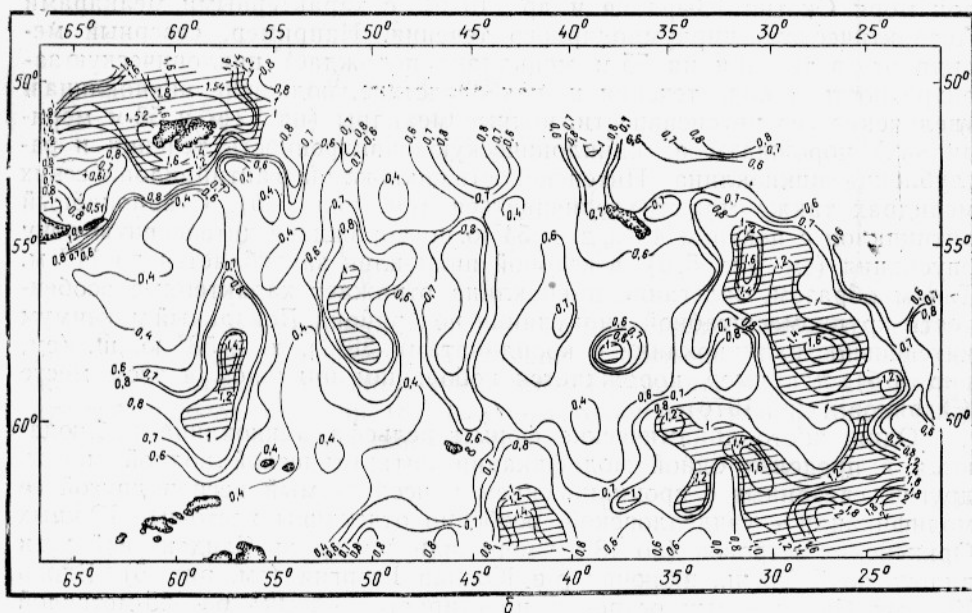
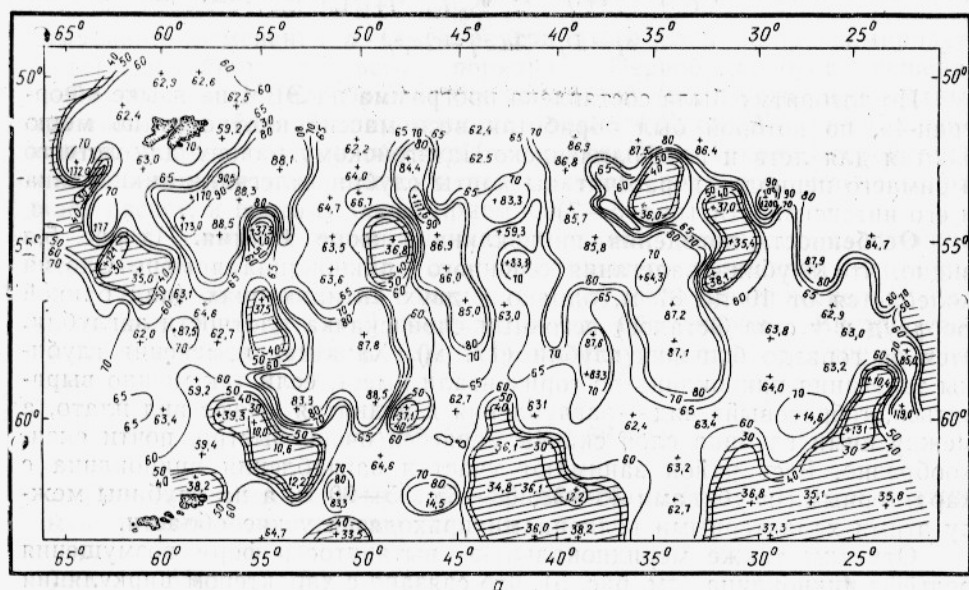


Рис. 5. Пикноклин в море Скотия летом:

a — глубина залегания пикноклина (заштрихованы области с глубиной залегания пикноклина не более 50 м), м; *б* — интенсивность пикноклина (масштабный множитель 10^{-7} г/см³; заштрихованы области с градиентами не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см³).

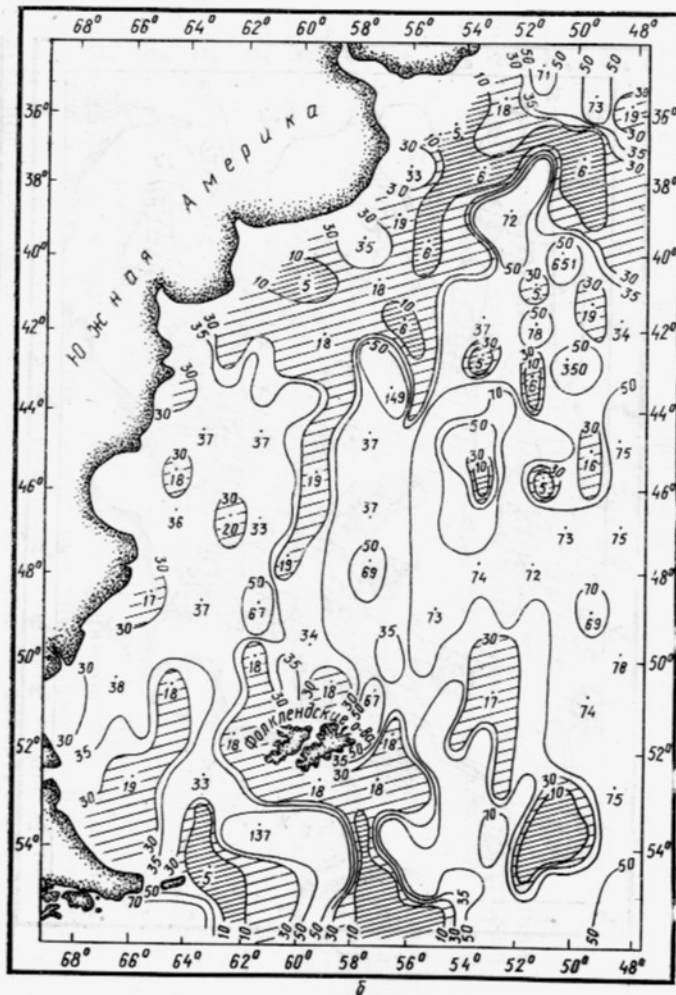
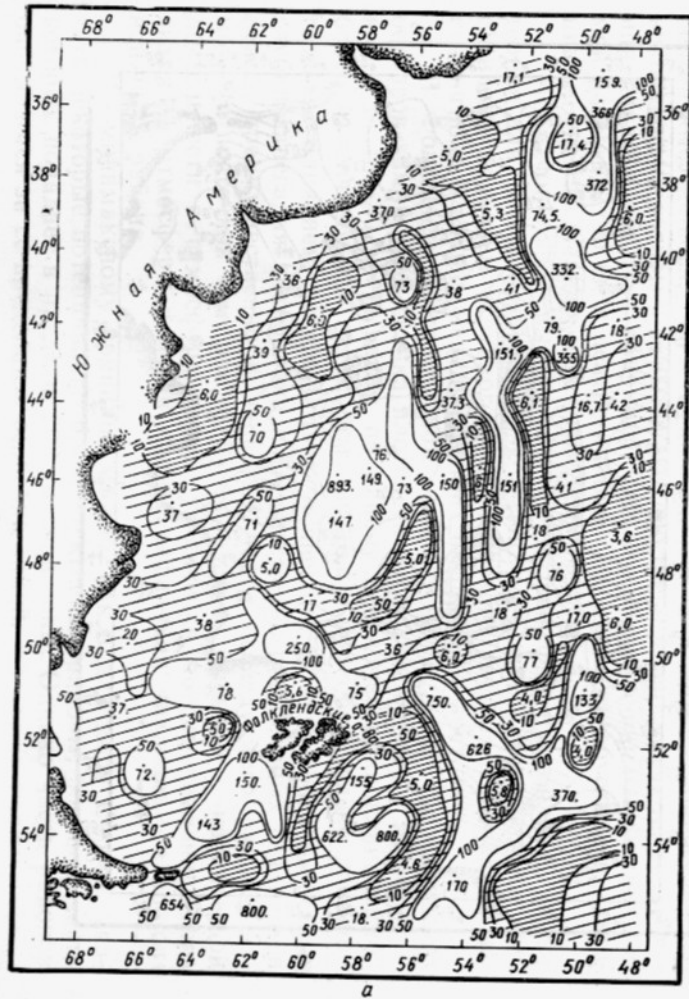
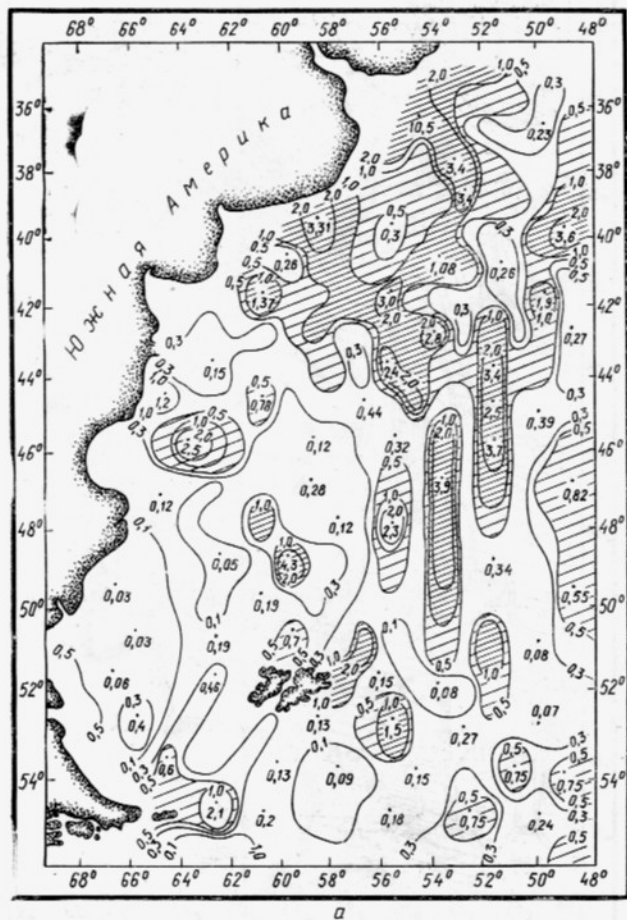
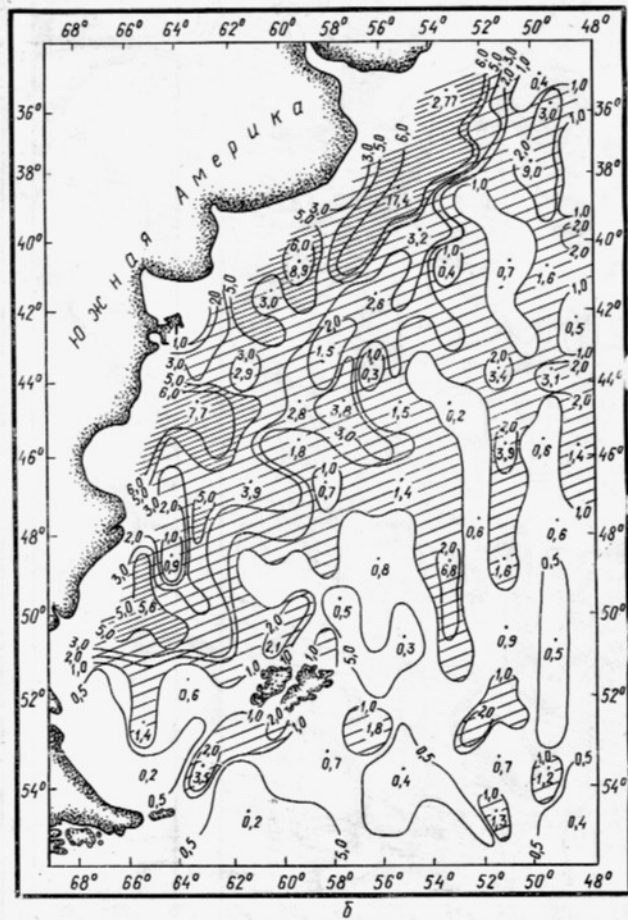


Рис 6. Глубина залегания (в м) пикноклина в Фолклендско-Патагонском районе зимой (а) и летом (б) (области с глубиной залегания не более 50 м для зимы и не более 30 м для лета — редкая штриховка; области с глубиной залегания не более 10 м — частая штриховка).



а



б

Рис. 7. Интенсивность пикноклина (масштабный множитель 10^{-7} г/см⁴) в Фолклендско-Патагонском районе зимой (а) и летом (б) (редкая штриховка — области с градиентами более $0,5 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для зимы и не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для лета; частая штриховка — области с градиентами не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для зимы и $5 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для лета).

Характеристика пикноклина для Фолклендско-Патагонского района. Основные характеристики пикноклина для этого района также являются следствием динамики вод района. Так, циклон у о-ва Эстадос ($54^{\circ}30'$ ю. ш. и 62° з. д.) поджимает пикноклин к поверхности до глубин 10 м (см. рис. 6). Антициклон над банкой Бердвуд, наоборот, заглубляет пикноклин до 137 м летом (см. рис. 6, б) и вплоть до глубин главного океанического пикноклина (~ 622 м) зимой (см. рис. 6, а). Несколько циклонических круговоротов восточнее Фолклендских островов (см. рис. 1) также подтягивают пикноклин к поверхности до глубин 5—17 м зимой (см. рис. 6, а) и до глубин 10—17 м летом (см. рис. 6, б). Как мы видели на примере моря Скотия, вторжение в район других водных масс или даже модификаций одной и той же водной массы проявляется в поведении рельефа пикноклина. В данном случае такими внешними водными массами являются воды Бразильского течения и пресные воды р. Ла-Платы. На рис. 6 и 7 отчетливо виден «язык» повышенной интенсивности пикноклина и малых глубин его залегания, простирающийся от устья р. Ла-Платы в юго-восточном направлении зимой и в южном — летом. Этот «язык» обусловлен исключительно пресными водами р. Ла-Платы.

Сложность динамики вод в том или ином районе иногда не позволяет с уверенностью сказать, как будет вести себя рельеф пикноклина в данном месте. Более того, даже получается иногда как бы обратный эффект — циклонические круговороты заглубляют пикноклин. Так обстоит дело с центральным циклоном, который примыкает к восточной периферии Фолклендского течения между широтами 40 — 47° ю. ш. (см. рис. 1, а, б). Казалось бы, раз это циклон, то всюду внутри него должна иметься зона подъема пикноклина, однако это не так. Из рис. 6, а, 7, а видно, что в области центрального циклона есть как области подъема пикноклина, так и области его заглубления. Это объясняется тем, что центральный циклон очень протяженный, имеет неровную меандрирующую форму и сам в себе формирует и циклонические и антициклонические меандры меньшие, чем в основном циклоне планетарного масштаба, но по интенсивности его превосходящие. Эти внутренние меандры могут порождать в объемлющем циклоне дивергентные и конвергентные области, области циклонической и антициклонической завихренности, которые и вызывают внутренние поджаты и заглубления пикноклина. Так, например, сильное заглубление пикноклина зимой на 45 — 47° ю. ш. в центре района (см. рис. 6, а) обусловлено антициклоническим меандром течения (см. рис. 1, а).

Меридиональная вытянутость форм рельефа пикноклина, характерная для центральной части Фолклендско-Патагонского района, обусловлена наличием струйного Фолклендского течения в западной части региона и сильно меандрирующих потоков — в восточной.

В Фолклендско-Патагонском районе на шельфе Фолклендских островов зимой слой скачка плотности заглубляется до 75 м, летом — всего до 18—30 м. В целом по району поведение пикноклина зимой более изменчиво, чем летом (см. рис. 6, а). Это обусловлено дополнительным влиянием осенне-зимней конвекции. Летом области малых глубин залегания пикноклина и одновременно повышенных градиентов лежат преимущественно в западной части исследуемого района, зимой — в восточной (см. рис. 6, 7), вследствие усиления циклонической деятельности в атмосфере зимой, увеличения потока циклонического вихря из атмосферы в океан и интенсификации циклонов — в восточной части района.

По минимаксному принципу можно, как и для моря Скотия, указать некоторые потенциально биопродуктивные районы, большая часть которых попадает в пределы 200-мильной зоны. Однако часть районов оказывается за ее пределами, особенно зимой.

При формулировании минимаксного принципа остался открытым вопрос о критериях малости глубин залегания и величине интенсивности пикноклина, связанный с проблемой влияния среды на те или иные биологические объекты, которая в настоящее время еще не решена. Можно предложить следующий подход к получению этих критериев: за верхний предел заглубления пикноклина принять, как уже отмечалось, глубину слоя фотосинтеза, а за нижний — тот градиент, который не разрушается при принятом верхнем пределе заглубления характерными для данного района штормовыми возмущениями.

Таким образом, рельеф пикноклина и его интенсивность, являясь прямым следствием динамики вод, в том числе и конвекционных движений, аккумулируют в себе все их особенности, позволяют лучше разобраться в последствиях циркуляционных особенностей динамики вод данного района, поэтому построение карт рельефа пикноклина и его интенсивности необходимо при изучении процессов обмена в океане.

Заключение

Численный расчет циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района для лета и зимы южного полушария, а также проведенный ранее аналогичный расчет по динамике моря Скотия, позволяют утверждать, что обобщенная модель Экмана бароклинного океана с предложенными здесь граничными условиями дает в Антарктике хорошие результаты.

Стационарные циклоны и антициклоны в системе циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района играют роль зон энергоснабжения кинетической энергией таких основных течений, как Фолклендское и Антарктическое придонное, «подпитываясь» в свою очередь вихревой энергией ветра.

Особенности динамики сезонного пикноклина в море Скотия и Фолклендско-Патагонском районе обусловлены циркуляционными особенностями динамики вод в этих районах. Зимой, помимо динамических причин, существенно влияет на рельеф пикноклина осенне-зимняя конвекция.

Хотя динамика пикноклина является следствием циркуляции вод, тем не менее карты рельефа пикноклина и его интенсивности дают обширную дополнительную информацию о процессах обмена в исследуемом регионе.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Елизаров А. А. Об океанологических условиях формирования пространственной неравномерности биологической продуктивности (на примере Северной Атлантики). — Вопросы промысловой океанологии Мирового океана (тезисы докладов). IV Всесоюзная конференция по промысловой океанологии. Мурманск, 1977, с. 19.

Зырянов В. Н., Масленников В. В., Гордиенко Г. П. Градиентные течения в море Скотия. — Океанология, 1976, № 5, с. 768—775.

Зырянов В. Н., Северов Д. Н. Циркуляция вод Фолклендско-Патагонского района и ее сезонная изменчивость. — Океанология, 1979, № 5, с. 782—791.

Зырянов В. В., Фельзенбаум А. И. К теории ветровой циркуляции в однородном океане с островами и впадинами. — Океанология, 1976, № 5, с. 776—781.

Ковалев А. Д., Федосеев А. Ф. Геоострофическая циркуляция вод Фолклендско-Патагонского района. — Труды АтлантНИРО, 1977, вып. 63, с. 136—139.

Масленников В. В., Гаврилов В. П. О вертикальной составляющей скорости градиентно-конвекционного течения в море Скотия. — Труды ВНИРО, 1971, т. 87, с. 7—14.

Масленников В. В., Парфенович С. С. Некоторые черты динамики вод в районе Фолклендских островов. — Труды ВНИРО, 1979, т. СХХХІХ, с. 62—69.

Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 303 с.

Марти Ю. Ю., Мартинсен Г. В. Проблемы формирования и использования биологической продукции Атлантического океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 267 с.

Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. — М.: Наука, 1971. — 505 с.

Таубер Г. М. Некоторые черты атмосферной циркуляции Южного и Северного полушарий. — Труды ГОИН, 1962, вып. 67, с. 3—117.

Хвацкий Н. В. Распределение вертикальной устойчивости водных слоев и ее межгодовая изменчивость в море Скотия. — Труды ВНИРО, 1974, т. 48, с. 51—58.

Ahlberg J. H., Nilson E. N., Walsh J. L. The theory of splines and their application. New York—London, Acad. Press, 1967, 352 p.

Le Pichon, Eitterm S. L., Ludwig W. J. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 1—48.

Le Pichon, Ewing M., Eitterm S. L., Ludwig W. J. Antarctic bottom current passage in Brazil basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 49—96.

Lusguinos A. J., Valdes A. J. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlantico Sudoccidental—Publico. Serv. de Hidrogr. Naval (Argentina). 1971, N 659, p. 5—48.

Hart T. J. Report on trawling surveys on the Patagonian continental shelf. — Disc. Rep. v. XXIII, Cambridge, 1946, p. 242—244.

Wyrtki K., Mageard L., Hager J. Eddy energy in the oceans. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 15, p. 2641—2646.

Wüst G. Stromgeschwindigkeiten und Stromengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans. — Wiss. Ergeb. Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“ 1925—1927, 1957, v. 6, part 2, p. 261—420.

The dynamics of waters in the Southwest Atlantic and characteristics of the pycnocline

Zyryanov V. N.

S U M M A R Y

The currents in the Falkland—Patagonian area in summer and winter of the South hemisphere are calculated on the basis of the mean long-term density field. The depth and intensity of the seasonal pycnocline in the Sea of Scotia (in summer) and Falkland—Patagonian area (in summer and winter) are also estimated. The main characteristics of the pycnocline are formed under the influence of water circulation. In winter the relief of the pycnocline is more complicated because of convection which arises when the active layer of the ocean is cooled. The relief of the pycnocline is found to be of a stepped character.

УДК 551.463 + 551.465(923)

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ

В. В. Попков

Известно, что воды Южного океана — одни из наиболее продуктивных в Мировом океане. Особенно богат фито- и зоопланктоном район, прилегающий к Антарктиде, благодаря некоторым особенностям гидрологического режима и рельефа дна.

Исследования тихоокеанского сектора Антарктики в основном посвящены изучению циркуляции вод, строению и происхождению водных масс (Григорьев, 1969; Леденев, 1961; Максимов, 1960; Топорков, 1968; Трешников и др., 1966; Трешников, 1968; Трешников и др., 1976; Деасон, 1937; Gordon, 1967, 1975). Однако недостаток данных и неравномерное распределение станций не позволили дать полную картину поля течения и выявить его мезомасштабную структуру. Кроме того, оставались практически неизученными северо-западная часть шельфа Антарктического полуострова и юго-западная область котловины Беллинсгаузена.