

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN Leningrad

Transactions

Труды
вып. 32

vol. 32

06
778

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS
ON THE OCEAN — ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 2

работ научно-исследовательского института взаимодействия океана
и атмосферы

issue 2

of the papers of the air sea interaction institute

24443

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1970

Сборник содержит результаты исследований взаимодействия океана и атмосферы, выполняемых в Ленинградском гидрометеорологическом институте. Статьи посвящены формированию процессов в реальных океанах и морях, изменению метеорологических и гидрологических условий и их прогнозу. Некоторые статьи имеют теоретическое и методическое содержание.

Сборник рассчитан на широкий круг океанологов, метеорологов и геофизиков, а также на преподавателей, аспирантов и студентов.

Научный редактор В. В. Тимонов

Ответственный редактор *О. А. Алекин*

2—9—6

Труды Ленинградского Гидрометеорологического института
Исследования по проблеме океан — атмосфера

СБОРНИК 2

Работ научно-исследовательского института взаимодействия океана и атмосферы

Редактор *Б. И. Леонова*

М-13 525. Сдано в набор 21/V-1968 г. Подписано к печати 2/VII-1970 г. Формат бум. 70 × 108^{1/16}.
Бумага тип. № 3. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 19. Тираж 500. Заказ 2329. Цена 1 р. 84 к. Тем. план 1968 г.

Типография профессионально-технического училища № 4. Ленинград, 12-я Красноармейская ул., 27.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть первая. ФИЗИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Теория, эксперименты, методы расчета

	Стр.
<i>В. М. Радикевич.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели	3
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане	16
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К вопросу о расчете ветрового нагона	23
<i>В. А. Макаров.</i> О распространении длинной волны в канале переменной ширины	30
<i>Л. И. Борис.</i> О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане	33
<i>Б. А. Каган, А. В. Некрасов, Р. Э. Тамсалу.</i> Расчет приливных явлений в море с учетом горизонтального турбулентного трения	50
<i>А. В. Некрасов.</i> Использование соотношений между уровнем и его наклоном при анализе приливных колебаний	56
<i>А. Б. Мензин.</i> Об электрической аналоговой модели глубинной циркуляции	64

Формирование процессов в реальных океанах и морях

В. В. Тимонов . Очаги взаимодействия океана и атмосферы	69
<i>В. М. Радикевич.</i> Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике	76
<i>И. П. Карпова.</i> К вопросу об устойчивости атмосферы над Северной Атлантикой	81
<i>Н. Л. Козутовский.</i> К обмену теплом и солями между верхним слоем и глубинными водами Северной Атлантики	85
<i>Б. И. Тюрков.</i> Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону	94
<i>В. П. Хрол.</i> Метод расчета адвективных изменений толщины льда вдоль восточно-американского пути перемещения льдов	121

Изменение метеорологических и гидрологических условий, их прогноз

<i>Б. Б. Елекоев.</i> Об изменении длины планетарных волн при переходе от зональной циркуляции к меридиональной	138
<i>А. А. Гирс.</i> Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы	145
<i>А. И. Савичев.</i> К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле	169
<i>Е. И. Серяков, В. П. Карауловский.</i> Расчет вариаций месячных величин потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой в Северной Атлантике	184
<i>Е. И. Серяков, А. И. Смирнова.</i> Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы	193
<i>А. И. Смирнова.</i> Изменение теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции	206
<i>И. П. Карпова.</i> О влиянии Исландского минимума атмосферного давления на течения Норвежского моря	221

Методы натурных исследований, приборы

<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> Применение искусственных спутников Земли для океанологических исследований	230
<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> О дешифрировании снимков льдов, полученных с метеорологических спутников Земли	239

Часть вторая. ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

<i>О. А. Алекин, Н. П. Моричева.</i> Расчет насыщенности карбонатом кальция воды Черного моря	250
---	-----

CONTENTS

Part first. PHYSICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Theory, experiments, methods of calculation

	Pp.
<i>V. M. Radikevich.</i> Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model	3
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the calculation of wind-induced surge	16
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the theory of non-stationary drift currents in the ocean	23
<i>V. A. Makarov.</i> On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section	30
<i>L. I. Boris.</i> Calculation of internal waves and associated currents in the ocean	33
<i>B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu.</i> Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction	50
<i>A. V. Nekrasov.</i> Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis	56
<i>A. B. Menzin.</i> Electrical analogue model of the deep circulation	64

Formation of real ocean and sea processes

V. V. Timonov . Centers of ocean.—atmosphere interaction	69
<i>V. M. Radikevich.</i> Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic	76
<i>I. P. Karpova.</i> On the atmosphere stability over the North Atlantic	81
<i>N. L. Kogutovskv.</i> Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic	85
<i>B. I. Tjuriakov.</i> Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season	94
<i>V. P. Khrol.</i> Methods of calculation of the advective variation of the thickness of the ice along the East American ice travel path	121

Variation of meteorological and hydrological conditions and their forecast

<i>B. B. Etekoyev.</i> Change of the planetary waves length during the transition from the zonal to meridional circulation	138
<i>A. A. Girs.</i> Use of the data of the development of the macrosynoptic processes in studying causes of background hydrosphere characteristics variations	145
<i>A. I. Savichev.</i> The forecast of the atmosphere pressure field over the North Atlantic in July	169
<i>E. I. Seryakov, V. P. Karaulovsky.</i> Calculation of variations of the month values of evaporation heat loss and the sea—air heat exchange in the North Atlantic	184
<i>E. I. Seryakov, A. I. Smirnova.</i> Relation between heat balance components and water temperature anomalies for the characteristic years in the North Atlantic	193
<i>A. I. Smirnova.</i> Variation of the active layer heat content in the North Atlantic in various types of the atmospheric circulation	206
<i>I. P. Karpova.</i> Influence of the Icelandic depression on the currents of the Norwegian Sea	221

Methods of natural investigations. Apparatus

<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Use of satellites for oceanological investigations	230
<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites	239

Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

<i>O. A. Alekii, N. P. Moricheva</i> . Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea	250
---	-----

К ОБМЕНУ ТЕПЛОМ И СОЛЯМИ МЕЖДУ ВЕРХНИМ СЛОЕМ И ГЛУБИННЫМИ ВОДАМИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Н. Л. Козутовский

Введение

Вертикальный обмен теплом и солями в верхнем слое океана складывается из постоянной части, которая определяется среднегодовыми вертикальными градиентами температуры (солёности), и сезонной части, которая складывается из нагревания (охлаждения) и осолонения (опреснения) верхнего слоя воды на протяжении года.

С глубиной вклад этих двух составляющих меняется. Сезонная составляющая быстро уменьшается, а постоянная сохраняет свое значение до больших глубин, что видно из результатов предыдущих исследований [1, 2] и анализа изменения с глубиной вертикальных градиентов температуры и солёности.

В указанных работах сезонная составляющая вертикальных потоков тепла определялась как изменение теплосодержания некоторого слоя воды за месяц. Исходными материалами для вычисления теплосодержания самого теплого и самого холодного периодов послужили данные о среднемесячном многолетнем вертикальном распределении температуры в Северной Атлантике, заимствованные из [3].

Получить аналогично вертикальным потокам тепла [1, 2] сезонные составляющие вертикальных потоков солей не представилось возможным и причиной этого явилось не только еще более ограниченное количество наблюдений над солёностью в Северной Атлантике, но и то, что изменения в годовом ходе солёности настолько незначительны, что находятся в пределах точности принятого метода осреднения наблюдений по площади 10-градусного квадрата (разности солёности зима—лето в слое 0—200 м достигают не более 0,3—0,4‰). Выявленные изменения поля солёности либо не периодичны, либо имеют несколько периодов в году. Изменения эти имеют в основном адвективный характер.

Получить сезонные составляющие вертикальных потоков солей, по-видимому, можно было бы путем вычисления их по вертикальному градиенту солёности и коэффициенту вертикального турбулентного обмена, полученному из других источников (натурных наблюдений над температурой или из совместного решения уравнений температуропроводности и диффузии солей).

В настоящей статье сделана попытка оценить постоянную составляющую вертикальных потоков тепла и солей через 200-метровый горизонт с помощью уравнения теплопроводности и диффузии солей при некоторых средних распределениях температуры, солёности и переноса воды.

Обмен солями через горизонт 200 м

При анализе поля солености в северной части Атлантического океана хорошо выражен устойчивый максимум солености в центральной части его, который почти не меняется во времени. Расположен этот максимум в районе наиболее интенсивного испарения с поверхности океана и в то же время в районе, характеризующемся сравнительно неподвижными водами. В связи с этой особенностью данный район удобен для исследования вертикальных потоков солей, так как солеобмен может осуществляться в таких районах только с нижележащими слоями. В других районах Северной Атлантики горизонтальный турбулентный солеобмен имеет более существенное значение и задача в связи с этим усложняется.

В работе [4] показано, что основную роль в осолонении и опреснении верхнего слоя океана играет вертикальное движение, возникающее в результате несбалансированных испарения и осадков. Там же предложено уравнение диффузии солей, вывод которого основывается по соображениям, приводимым в сокращенном виде ниже.

В результате интенсивного испарения верхний слой воды осолоняется и при достижении определенной степени насыщения начинается процесс диффузии солей вниз. Наличие устройства максимума солености в сравнительно безадвективном районе свидетельствует о равновесном состоянии процесса поступления соленой воды снизу, компенсирующей испарение воды с поверхности и диффузии солей в обратном направлении.

При осуществлении теоретического расчета постоянной составляющей вертикального потока солей было использовано уравнение диффузии солей для стационарного процесса:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_1 \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где x , y , z , и u , v , w — общепринятые обозначения направляющих осей и составляющих скорости вдоль этих осей; S — соленость; K_1 и K_z — горизонтальный и вертикальный коэффициенты турбулентного обмена.

Выберем начало координат на нижней границе деятельного слоя, толщина которого H (в нашем случае $H = 200$ м). Тогда на нижней границе слоя $z = 0$ и на верхней — $z = H$.

Полагая, что u , v , w , $\frac{\partial S}{\partial x}$, $\frac{\partial S}{\partial y}$, $\frac{\partial S}{\partial z}$, K_1 и K_z имеют некоторое среднее для слоя значение, интегрируем выражения (1) по z в пределах от 0 до H .

После подстановки граничных значений z имеем:

$$\begin{aligned} H \cdot u \cdot \frac{\partial S}{\partial x} + H \cdot v \cdot \frac{\partial S}{\partial y} + w_H \cdot S_H - w_0 S_0 = \\ = H \cdot K_1 \cdot \Delta_2 S + K_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_H - K_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_0 \end{aligned} \quad (2)$$

Но на поверхности ($z = H$) вертикальная составляющая переноса солей равна нулю ($w = 0$) и турбулентной солеобмен через поверхность тоже отсутствует ($K_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_H = 0$).

Перенеся в левую часть (2) компоненту, соответствующую горизон-

тальному турбулентному солеобмену, получаем выражение для вертикального турбулентного обмена через горизонт 200 м.

$$-Hu \frac{\partial S}{\partial x} - Hv \frac{\partial S}{\partial y} + wS_{200} + HK_l \Delta_2 S = K_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{200} \quad (3)$$

Полагая, что вертикальная составляющая переноса равна пресному балансу с учетом подъема только пресной воды, т. е.

$$w \left(1 - \frac{S}{1000}\right) = I - O \quad \text{или} \quad w = 1,04(I - O), \quad (4)$$

имеем:

$$-Hu \frac{\partial S}{\partial x} - Hv \frac{\partial S}{\partial y} + 1,04(I - O)S_{200} + HK_l \Delta_2 S = K_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{200} \quad (5)$$

В правой части выражения (5) вертикальный турбулентный обмен солями через горизонт 200 м представлен как остаточный член уравнения, куда входит адвективная часть изменения солёности, изменение солёности за счёт испарения и осадков и изменение солёности за счёт горизонтального турбулентного обмена.

Расчет вертикального обмена солями через горизонт 200 м осуществляется по квадратной сетке с шагом $h = 500$ км, разбитой на карте равноугольной конической проекции. Ось OX направлена на северо-восток, ось OY — на северо-запад, сетка состоит из 41 граничной и 101 внутренней точек.

Для определения компонентов левой части выражения (5) горизонтальные составляющие скорости течения u и v для января, августа и среднегодовые взяты из [5], горизонтальные градиенты солёности $\frac{\partial S}{\partial x}$, $\frac{\partial S}{\partial y}$ и оператор Лапласа вычислены методом конечных раз-

ностей по осреднёному по вертикали для 200-метрового слоя полю солёности. Поле солёности составлено для августа месяца, как наиболее обеспеченного наблюдениями. Пресный баланс ($I - O$) в каждой точке определялся по материалам ГГО, дополненным данными кораблей погоды. I — среднегодовое взято с карты 54 [6], O — среднегодовое определено путем перевода тепла, выделяемого в результате конденсации водяного пара в $\text{ккал}/\text{см}^2$ год (карта 68 [6]) в количество осадков в $\text{см}/\text{сек}$ и дополнено наблюдениями кораблей погоды и береговых пунктов [7].

Коэффициент горизонтального турбулентного обмена (коэффициент боковой турбулентной вязкости) принят равным $10^6 \text{ см}^2/\text{сек}$ [8]. Солёность на 200-метровом горизонте принята равной среднегодовой солёности.

Расчет вертикального солеобмена производился по среднегодовым составляющим скоростей течения, взятым по 12 месяцам и отдельно по холодному (январь) и теплomu (июль) сезонам. Конечные результаты сезонных определений осреднялись для сравнения с результатами вычислений по среднегодовым данным. Сопоставление результатов показало, что вычисления по среднегодовым данным при равных абсолютных значениях вертикального солеобмена дают более сглаженную картину потоков солей через горизонт 200 м для Северной Атлантики.

Для определения коэффициентов вертикального обмена солей через горизонт 200 м были использованы результаты вычисленных значений вертикальных потоков солей и распределение вертикальных градиентов солёности на этом же горизонте.

Схема распределения вертикальных градиентов солености составлялась на основании графически представленных вертикальных распределений солености по осредненным данным для 10-градусных квадратов [3]. По этим графикам определялось среднее значение вертикального градиента солености на горизонте 200 м и результат относился к центру

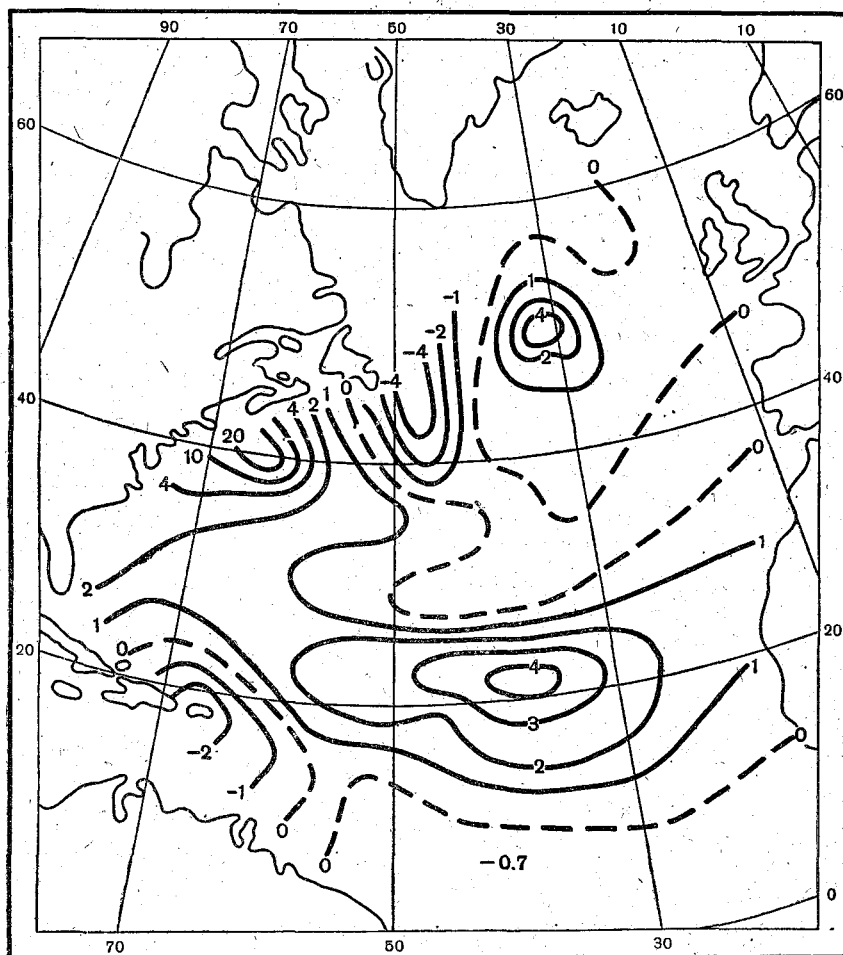


Рис. 1.

квадрата. Затем проводились изолинии определенных значений вертикального градиента солености и снимались значения градиентов солености для всех точек принятой для расчетов сетки.

Значения коэффициентов вертикального турбулентного солеобмена для каждой точки сетки получались как частное от деления значений вертикального потока солей на вертикальный градиент солености.

Результаты вычисленных вертикальных потоков солей (по среднегодовым данным), вертикальных градиентов солености и коэффициентов вертикального турбулентного солеобмена через горизонт 200 м приведены на рис. 1—3.

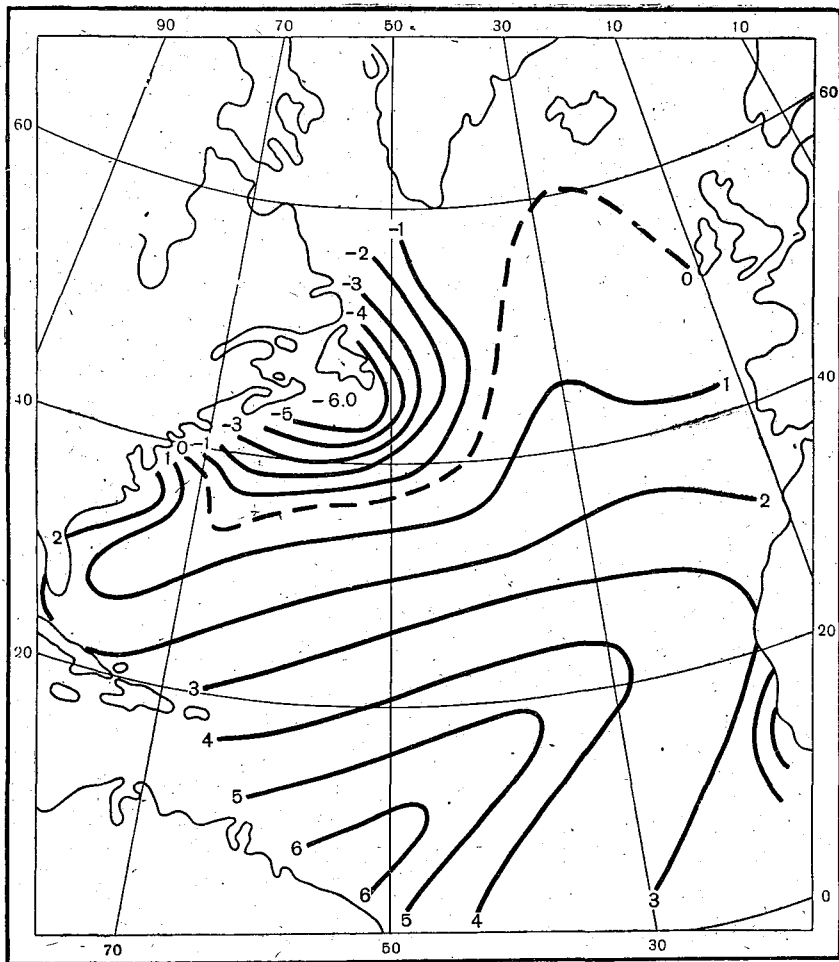


Рис. 2.

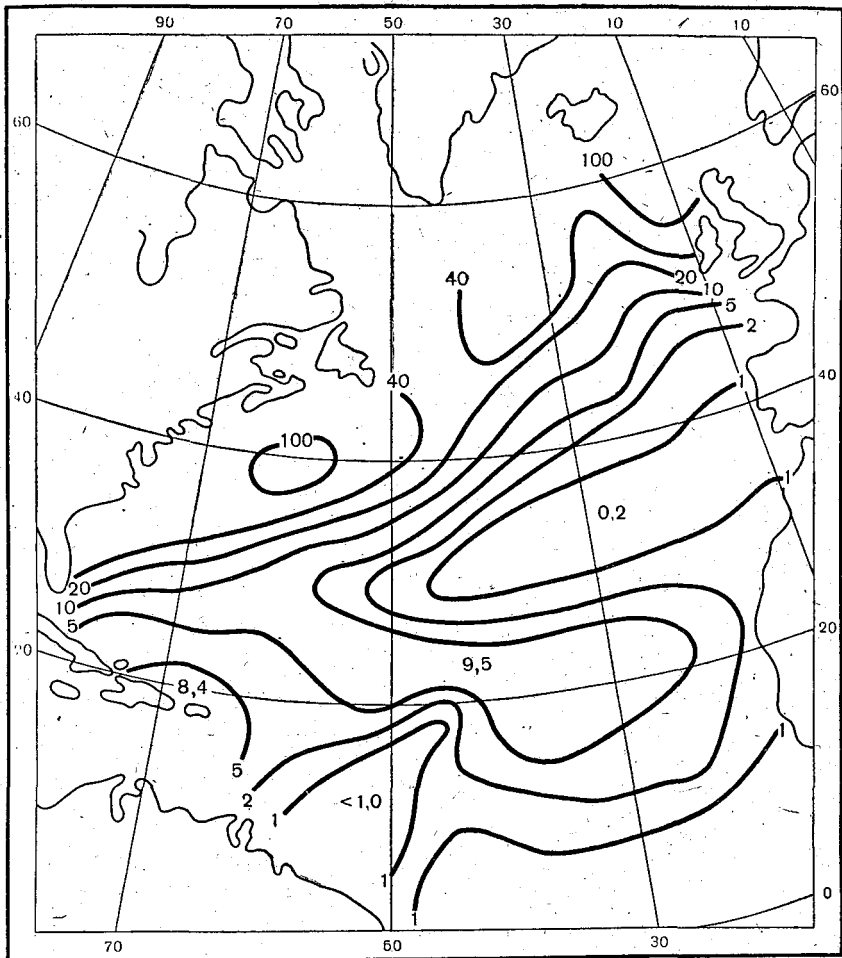


Рис. 3.

Теплообмен через горизонт 200 м

Расчеты вертикального турбулентного теплообмена через горизонт 200 м несколько сложнее расчетов вертикального турбулентного теплообмена. В этом случае к горизонтальному турбулентному теплообмену и теплообмену за счет адвекции и процессов испарения и осадков добавляется еще турбулентный теплообмен с атмосферой и, кроме того, сам процесс теплообмена в результате испарения и осадков является более сложным.

Для получения расчетного выражения воспользуемся уравнением теплопроводности при стационарном процессе

$$u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = K_l \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (6)$$

Располагая начало координат как в предыдущем случае и считая средними по вертикали для рассматриваемого слоя u , v , w , $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$, K_l и K_z , интегрируем выражение (8) по z в пределах от 0 до H .

$$Hu \frac{\partial T}{\partial x} + Hv \frac{\partial T}{\partial y} + w(T_H - T_0) = H \cdot K_l \Delta_2 T + K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_H - K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0 \quad (7)$$

Примем, как и в предыдущем случае, что $w = 1,04(u - v)$. Оставив в правой части выражение для вертикального потока тепла через нижнюю границу слоя ($z = 0$), имеем:

$$\begin{aligned} -Hu \frac{\partial T}{\partial x} - Hv \frac{\partial T}{\partial y} - (T_H - T_0) 1,04(u - v) + HK_l \Delta_2 T + K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_H = \\ = K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0, \end{aligned} \quad (8)$$

где $Hu \frac{\partial T}{\partial x} + Hv \frac{\partial T}{\partial y}$ — адвективный теплообмен; $1,04(T_H - T_0)(u - v)$ — теплообмен в результате процессов испарения и конденсации; $HK_l \Delta_2 T$ — горизонтальный турбулентный теплообмен; $K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_H$ — полный тепловой баланс поверхности океана; $K_z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0$ — вертикальный турбулентный теплообмен через горизонт 200 м.

Для расчета компонентов левой части выражения (10) u , v , $1,04(u - v)$ и K_e брались те же, что и в предыдущем случае, $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ и $\Delta_2 T$ рассчитывались по среднегодовому полю температуры, осредненному по вертикали для 200-метрового слоя, причем среднегодовое поле температуры получено из осредненных по вертикали полей температуры августа и февраля, составленным на основании различных источников.

Полный тепловой баланс поверхности океана для января, июля и среднегодовой из 12 месяцев взяты из материалов, рассчитанных по новейшим данным ГГО [9].

Как и в предыдущем случае, по среднемесячным кривым вертикального распределения температуры графически определены вертикальные градиенты температуры на горизонте 200 м и вычислены коэффициенты вертикальной теплопроводности на этом же горизонте.

Вертикальные потоки тепла через горизонт 200 м (по среднегодовым данным), вертикальный градиент температуры и коэффициент вертикальной теплопроводности на горизонте 200 м приведены на рис. 4—6.

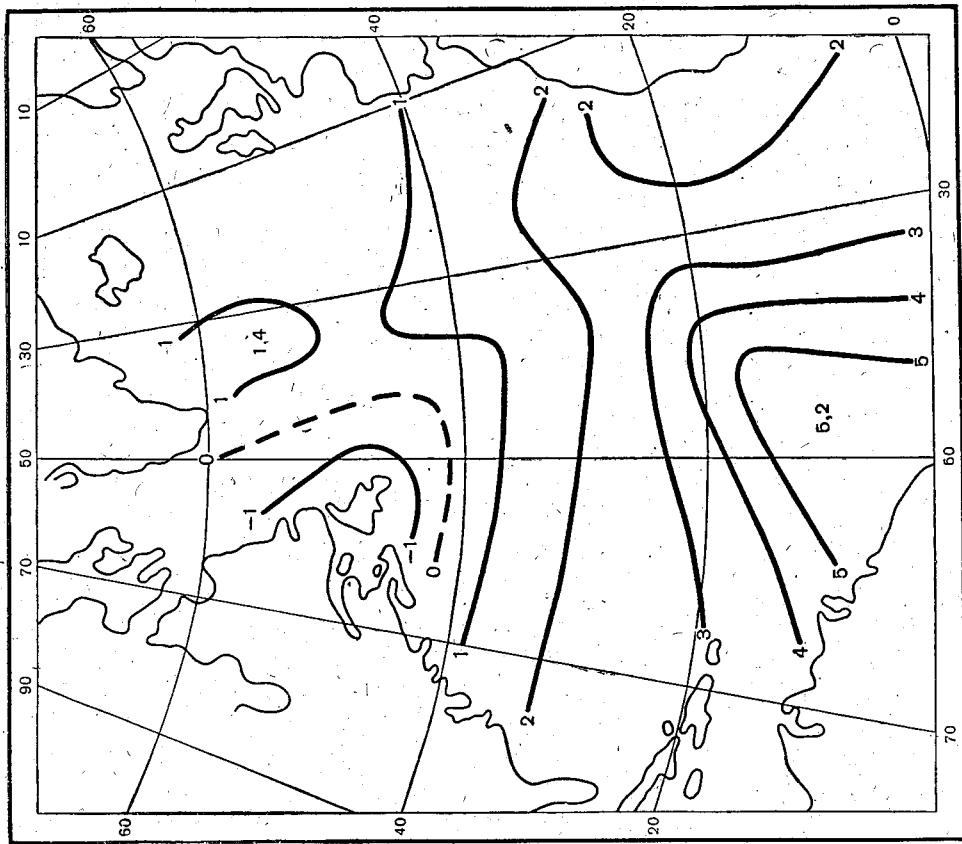


Рис. 5.

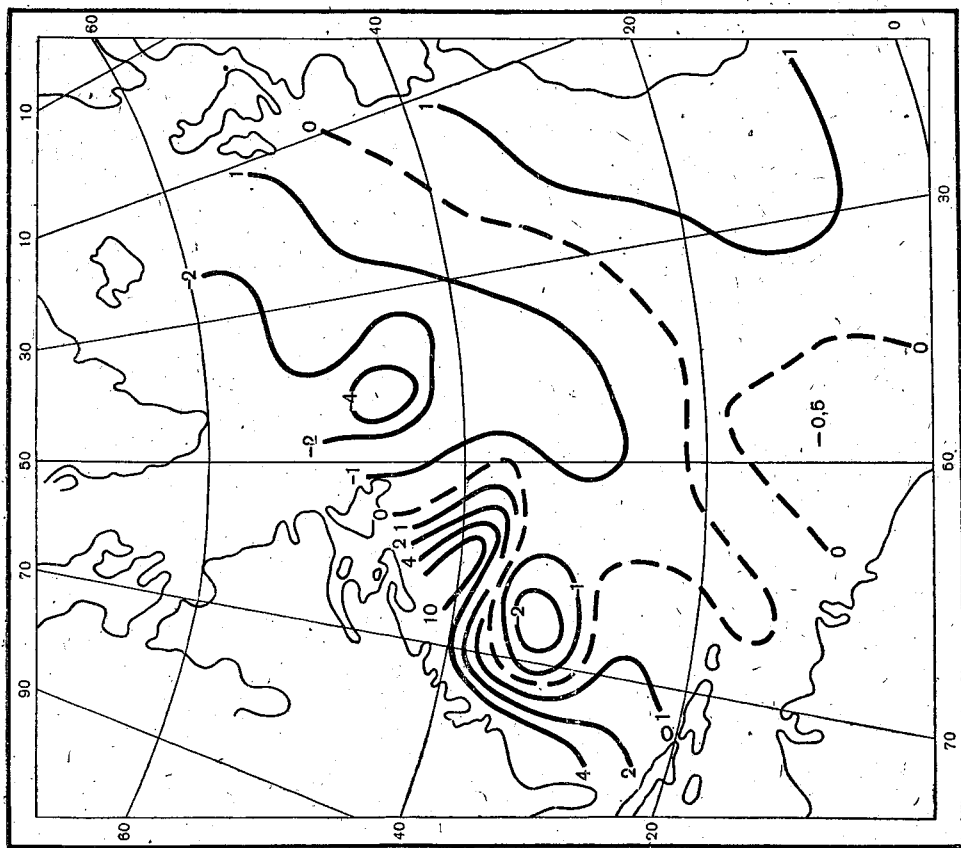


Рис. 4.

Результаты расчетов вертикальных потоков тепла через горизонт 200 м по среднегодовым и сезонным данным более различаются между собой, чем в случае солёности и менее устойчивы от точки к точке и это естественно, так как температура является менее консервативной характеристикой, и компоненты, составляющие левую часть выраже-

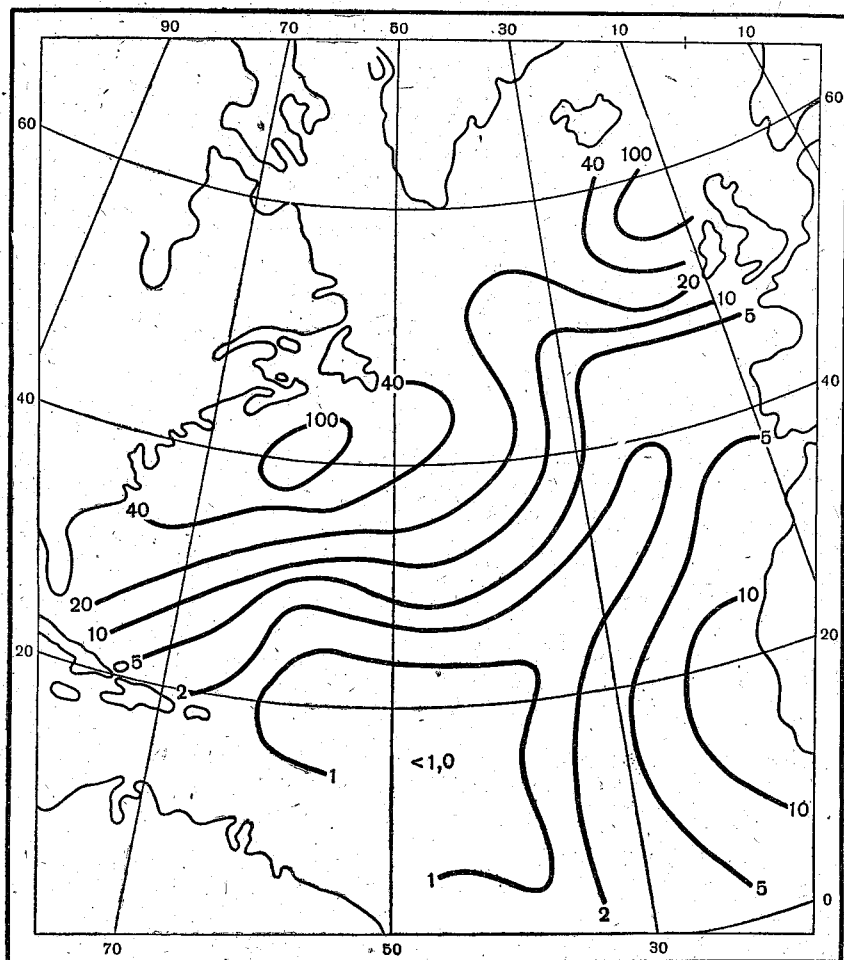


Рис. 6.

ния (10), более изменчивы во времени и в пространстве и, кроме того, в (10) входят дополнительные компоненты теплообмена (турбулентный теплообмен с атмосферой через поверхность океана и теплообмен в результате процессов испарения и конденсации).

Выводы

Анализ полученных результатов теоретического расчета вертикальных потоков тепла и солей через горизонт 200 м при некоторых средних по вертикали полях температуры, солёности и переноса водных масс и сопоставление их с полями вертикальных градиентов температуры и солёности показывают, что в общих чертах существует соответствие между вертикальными градиентами и вертикальным турбулентным об-

меном. Это соответствие хорошо проявляется в районах, где абсолютные значения вертикальных градиентов и вертикального турбулентного обмена достаточно велики. Для районов, где абсолютные величины их незначительны, такого соответствия не наблюдается.

Это обстоятельство наводит на мысль, что в районах, где вертикальные градиенты температуры и солей малы, большее значение приобретает адвекция тепла и солей, а так как принятые в расчетах средние по вертикали поля температуры, солености и переноса следует считать очень и очень приближенными, то естественно, что в случаях, когда роль вертикального турбулентного обмена уменьшается, то уменьшается или исчезает соответствие между полями градиентов и вертикальных потоков.

Дальнейшим шагом улучшения теоретического расчета вертикальных потоков тепла и солей, по-видимому, должно явиться использование в расчетах, более близких к действительным, полей температуры, солености и переноса водных масс, расчет и получение которых, в свою очередь, зависят от степени достоверности используемых в расчетах вертикальных потоков тепла и солей, коэффициентов вертикального турбулентного обмена и других производных от них характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Л. Когутовский. О вертикальном потоке тепла в деятельном слое северной части Атлантического океана в период нагревания. Тр. ЛГМИ, вып. 24, Изд. ЛГУ, 1967.
2. Н. Л. Когутовский. Оценка вертикальных потоков тепла в верхнем слое Северной Атлантики. Настоящий сборник, стр. 60.
3. Основные черты гидрологии Атлантического океана. Под ред. М. М. Муромцева. М., Гидрометеиздат, 1963.
4. Л. А. Жуков. К формированию поля солености верхнего слоя Северной Атлантики. Тр. ЛГМИ, вып. 17, 1964.
5. Л. А. Жуков. Расчет годового хода дрейфового переноса в верхнем слое Северной Атлантики. Тр. ЛГМИ, вып. 17, 1964.
6. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. проф. М. И. Будыко, М., Гидрометеиздат, 1963.
7. J. B. Tucker. Precipitation over the North Atlantic Ocean Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 87, № 372, april 1961
8. H. Stommel. The Gulf Stream. A Physical and Dynamical Description, London, 1960.
9. Л. А. Строкина. Тепловой баланс океанов. Тр. ГГО, вып. 133, 196
10. Л. А. Жуков, В. П. Теряева. Опыт расчета годового хода температуры верхнего слоя Северной Атлантики. Тр. ЛГМИ, вып. 20, 1965.
11. Serial Atlas of the Marine Environment Folio 2, North Atlantic Temperatures of the Depth of 200 meters. Elisabeth H. Shroeder, Amer. Geograph. Soc., 1963.
12. Serial Atlas on the Marine Environment Folio 1, Sea Temperature Regime on the Western North Atlantic 1953—1954. Robert L. Pyle. Amer. Geograph. Soc. 1963.