

06  
T78

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Шурупал  
ЛГМИИ  
Вып 105

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ  
В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА  
И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

349956

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

(межузовский)

ЛЕНИНГРАД  
1989

Ленинградский  
Гидрометеорологический институт

Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Мирового океана и их прогнозирование. Сборник научных трудов (межвузовский). Л., изд. ЛГМИ, 1989, вып. 105, 161 с.

В сборнике рассматриваются различные аспекты термодинамических процессов и их изменений в основном применительно к северному промысловому бассейну. Большое внимание уделено разработкам схем долгосрочного прогнозирования тепловых характеристик в Северной Атлантике и Норвежском море, исследованиям структуры вод верхнего слоя океана.

Сборник рассчитан на научных работников, аспирантов и студентов гидрометинститутов и географических факультетов университетов, инженеров-океанологов и других специалистов, работающих в области обеспечения морского рыбного промысла.

Ил. 58. Табл. 17. Библ. 152.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Ю. В. Суставов*, ответственный редактор, д-р геогр. наук (ЛГМИ), *А. С. Аверкиев*, ответственный секретарь, канд. геогр. наук (ЛГМИ), *М. И. Масловский*, канд. физ.-мат. наук (ЛГМИ), *К. В. Кондратович*, д-р геогр. наук (ЛГМИ), *Г. И. Лука*, канд. биол. наук (ПИНРО), *В. Н. Яковлев*, д-р геогр. наук (ЮгНИРО), *А. В. Родин*, канд. геогр. наук (Севрыбпоск).

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике продолжена публикация результатов по межведомственной теме «Теоретические и экспериментальные исследования гидрометеорологических процессов в энергоактивных и биопродуктивных районах Мирового океана, разработка методов и проведение расчетов и прогнозов элементов режима с целью повышения эффективности гидрометеорологического обеспечения отраслей народного хозяйства» (проект «Система»), полученных в 1986 и 1987 годах.

В соответствии с названием Проекта среди основных выходов предусматриваются разработка физической теории формирования Норвежской энергоактивной зоны и связанных с ней морей Норвежского и Баренцева (свободный водообмен), Балтийского и Черного (ограниченный водообмен), а также разработка системы методов долгосрочных прогнозов метеорологических и океанологических параметров заблаговременностью от нескольких суток до нескольких лет (см. предисловие к сборнику научных трудов ЛГМИ, 1987, вып. 99). Разработке названных вопросов и посвящена основная группа статей.

Первые шесть статей включают разработки прогностического и исследовательского направления в области изучения тепловых характеристик верхнего слоя вод в Северной Атлантике и Норвежском море. Вопросы теплообмена океана с атмосферой по тому же району рассмотрены в двух последующих статьях (Е. Е. Бобровская, Н. А. Лавров и С. Б. Завертяев, М. И. Масловский).

Большое внимание уделено метеорологическим исследованиям и разработке методов прогноза метеоусловий в промысловых районах (статьи В. Д. Строгалева, В. А. Голубева, А. А. Зуева, А. Д. Ковалева, С. К. Кудерского и др.), а также изучению структуры и динамики водных масс различных районов, которым посвящены последующие семь статей. Три последние публикации посвящены отдельным методическим вопросам.

Представленные результаты получены в Ленинградском гидрометеорологическом институте, Атлантическом научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии, Управле-

нии Запрыбпромразведки, Ленинградском отделе института океанологии АН СССР, Мурманском филиале Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, Главной геофизической обсерватории и могут представлять интерес для широкого круга исследователей.

УДК 551.456.1+551.456.7

*С. Б. ЗАВЕРТЯЕВ, М. И. МАСЛОВСКИЙ (ЛГМИ)*

## **СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛООБМЕНА ОКЕАН — АТМОСФЕРА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Одним из трех направлений климатических исследований в рамках Всемирной программы исследования климата (ВПИК) является проблема формирования межгодовой изменчивости глобальной атмосферы и океана, а исследование короткопериодных колебаний климата является целью программы «Разрезы» [11]. Короткопериодные колебания климата во многом обусловлены крупномасштабными аномалиями теплообмена океан — атмосфера, так как именно под действием колебаний потоков явного и скрытого тепла формируется переменная часть теплового баланса атмосферы над океаном. В данной работе рассматриваются основные особенности сезонной и межгодовой изменчивости потоков явного и скрытого тепла в Северной Атлантике.

Задача исследования пространственно-временной изменчивости теплообмена должна решаться в целях совершенствования долгосрочных прогнозов теплового состояния океана и аномалий погоды. Проблемы этих прогнозов взаимосвязаны, поскольку формирование климатического режима и длительных отклонений от него как в океане, так и в атмосфере, определяется прежде всего процессами взаимодействия обеих сред [17].

Задание пространственно-временных распределений теплообмена океан — атмосфера необходимо при моделировании климатически равновесного состояния верхнего слоя океана и его длительных аномалий, а закономерности изменчивости горизонтального и вертикального теплообмена лежат в основе анализа результатов модельных расчетов [1].

Острая актуальность проблемы, поступление новых данных наблюдений, совершенствование расчетных методик привели к большому количеству работ в этой области. Последние краткие обзоры этих исследований можно найти в работах Дж. Д. Вудса [9], Г. П. Волковой, С. К. Гулева, С. С. Лаппо [12].

В настоящее время основным источником данных наблюдений для климатических исследований служат судовые гидрометеорологические измерения. Причиной этого — два обстоятельства: во-первых, имеющихся данных натуральных экспериментов по определению потоков явного и скрытого тепла крайне недостаточно для исследования климатической изменчивости; во-вторых, прямые измерения потоков тепла и влаги со спутников не производятся, а измерения гидрометеорологических элементов не соответствуют точности  $10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$  вычисления средних месячных потоков тепла по аэродинамическим формулам с акваторий океана площадью  $500 \times 500 \text{ км}^2$  [25]. Итак, в качестве исходных данных наблюдений использовался архив средних месячных значений гидрометеорологических элементов за период с 1957 по 1974 г. для пятиградусных квадратов Северной Атлантики, подготовленный в ВНИИГМИ-МЦД и ГМЦ СССР [18].

Таблица 1

Средние годовые зональные величины температуры воды и воздуха по данным наблюдений [18] (1) и Атласа океанов [4, 19] (2)

$\varphi^\circ \text{ с.}$	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
$[\bar{t}_0]$ (1)	27,4	26,2	24,3	20,9	13,5	8,8	6,8
$[\bar{t}_0]$ (2)	26,9	26,1	24,2	20,6	13,9	9,2	6,9
$[\bar{t}]$ (1)	26,7	25,9	23,7	19,8	12,7	7,7	4,4
$[\bar{t}]$ (2)	26,3	25,6	23,3	19,5	12,6	7,6	4,7

*Примечание.* Квадратные скобки — зональное осреднение, черта сверху — осреднение за год.

Интересно сравнить исходные данные наблюдений с климатическими нормами, то есть выяснить, насколько они климатически аномальны. В табл. 1 представлены средние годовые зональные температуры поверхностного слоя воды  $[\bar{t}_0]$  и воздуха  $[\bar{t}]$  по данным наблюдений [18] и климатическим величинам Атласа океанов, приведенные в работе [19]. Как следует из таблицы, тепловой фон Северной Атлантики в период с 1957 по 1974 г. не существенно отличался от климатического. В тропической зоне он несколько выше, а в умеренных широтах ниже климатической нормы. Наибольшие расхождения составляют  $0,5^\circ \text{ С}$  для температуры воды и  $0,4^\circ \text{ С}$  для температуры воздуха в экваториальной зоне, причем смещение обоих параметров происходит в одну сторону, не существенно сказываясь на разности температур вода — воздух. В относительных единицах максимальные расхождения не превосходят 7%. Существенно, что разность температур вода — воздух везде положительна как по климатическим, так и по исходным данным наблюдений.

Теперь остановимся на принципиальном моменте, заключающемся в отсутствии данных наблюдений за влажностью воздуха. В настоящее время акватория Мирового океана недостаточно полно освещена судовыми наблюдениями именно за этой величиной из-за нерегулярности, а главное, низкой точности измерений на коммерческих судах. Расчет влажности воздуха по известным характеристикам приводного слоя атмосферы в настоящем исследовании основывался на параметризации [10], являющейся частным случаем выражения для профиля влажности теории подобия Мони́на — Обухова при двух допущениях. Первое — квазипостоянный по высоте масштаб влажности не определен (так как неизвестна скорость испарения) и входит в формулу в виде коэффициента. Второе — уровень наблюдений фиксирован.

Расчетная формула, связывающая безразмерный перепад влажности в приводном слое атмосферы с состоянием устойчивости этого слоя, имеет вид:

$$e = e_0 (c_1 + c_2 \cdot R_i). \quad (1)$$

Здесь  $e$  — парциальное давление водяного пара, гПа;  $e_0$  — максимальное парциальное давление водяного пара, определяемое по температуре поверхности воды и солёности ( $S=35\text{‰}$ ), гПа;  $c_1, c_2$  — безразмерные коэффициенты;

$R_i = -\frac{g}{T} \frac{\Delta t h}{u^2}$  — аналог числа Ричардсона;  $\Delta t = t_0 - t$  — разность температур вода — воздух;  $T$  — средняя абсолютная температура слоя, вычисляемая как средняя температура воды и воздуха;  $u$  — скорость ветра на фиксированном уровне  $h=10$  м, м·с<sup>-1</sup>;  $g = 9,81$  м·с<sup>-2</sup> — ускорение свободного падения.

Подчеркнем, что безразмерный перепад влажности линейно зависит от состояния устойчивости приводного слоя только при использовании средних месячных величин гидрометеорологических элементов. Оказывается, что эта связь имеет сезонный ход. Поэтому безразмерные коэффициенты в формуле (1) найдены методом наименьших квадратов по средним месячным ежегодным данным наблюдений 9 атлантических станций погоды за период с 1952 по 1970 г. для каждого месяца (табл. 2). Скорость ветра считалась измеренной на высоте 25 м и приводилась к стандартному уровню  $h=10$  м по методическим указаниям ГГО [14]. Для восстановления влажности воздуха в низких широтах (0—30° С) применялись эмпирические формулы Т. Ф. Масагутова [13], имеющие наименьшие погрешности расчетов по сравнению с другими зависимостями в тропической зоне океанов [8], а также по нашим данным.

Оценивая восстановление сезонного хода и пространственное распределение влажности воздуха по акватории Северной Атлантики, мы сравнили осредненные результаты расчета по нашей методике и климатические карты Атласа океанов [4]. Простран-

ственное распределение влажности воздуха по данным наблюдений и результатам расчета не обнаруживает систематических расхождений для всех сезонов года. Заметим, что карты Атласа океанов построены за весь период имеющихся инструментальных наблюдений. Таким образом, еще раз подтверждается то, что данные наблюдений не являются климатически аномальными.

Таблица 2

Значения безразмерных коэффициентов в формуле (1)

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$c_1$	0,80	0,79	0,81	0,83	0,85	0,87	0,88	0,87	0,82	0,82	0,80	0,80
$c_2$	15,8	15,3	15,1	13,5	11,1	7,5	9,2	9,6	6,0	12,6	13,8	15,1

Для оценки систематических погрешностей расчета влажности воздуха были вычислены средние отклонения между рассчитанными по формуле (1) и измеренными значениями влажности воздуха по зависимым и независимым [16] данным наблюдений. Для зависимых данных наблюдений систематическая ошибка отсутствует, а для независимых она составляет 0,2 гПа. Аналогичные оценки по эмпирическим зависимостям [8] влажности воздуха от его температуры и от разности температур вода — воздух одинаковы и составляют 0,3 гПа.

В настоящее время традиционный метод расчета потоков явного и скрытого тепла базируется на аэродинамических формулах, в которых коэффициенты тепло- и влагообмена определяются в зависимости от типа стратификации и скорости ветра [14]. При использовании осредненных данных наблюдений необходимо учитывать процесс усиления энергообмена при штормах, т. е. повторяемость больших скоростей ветра внутри периода осреднения. Поправки, возникающие за счет флуктуаций гидрометеорологических элементов внутри периода осреднения, можно не учитывать из-за их малости [15, 21, 24]. Поэтому потоки явного и скрытого тепла рассчитывались по аэродинамическим формулам с учетом параметризации вклада штормов в энергообмен океан — атмосфера [15, 21]. Плотность воздуха определялась по уравнению состояния влажной атмосферы, а скрытая теплота испарения вычислялась в зависимости от температуры воздуха.

Оценки повторяемости штормов по точечным данным станций погоды, выполненные в ГГО, составляют 30—40% в зимнее время. Результаты расчетов свидетельствуют, что практически для всей области субтропических и умеренных широт Северной Атлантики повторяемость штормов зимой составляет 30—35%, а летом порядка 5%.

Суммарная теплоотдача ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в энергоактивных зонах по данным различных авторов

Автор, год	Норвежская	Ньюфаундлендская	Гольфстрим	Тропическая
Джекобе В. (1951)	—	165	256	125
Будыко М. И. (1963)	142	230	284	170
Банкер А. (1976)	151	241	382	166
Атлас океанов (1977)	93	226	293	156
Минц И. (1978)	110	205	219	179
ГГО (1984)	130	222	—	—
Бирман Б. А. (1985)	67	119	186	152
Лаппо С. С. (1987)	198	243	385	186
Данная работа	129	173	273	127

В табл. 3 приведены величины суммарной теплоотдачи в энергоактивных зонах океана (ЭАЗО), по данным различных авторов, заимствованные из работы [12] и дополненные оценками [4, 7], а также результаты наших расчетов. Расхождения в величинах суммарной теплоотдачи составляют десятки  $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Они наибольшие для ЭАЗО Гольфстрим, где разница экстремумов достигает  $199 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , и наименьшие для тропической зоны, где соответствующее расхождение равно,  $61 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Максимальные оценки суммарной теплоотдачи получены С. С. Лаппо [12], а минимальные — Б. А. Бирманом [7] (за исключением тропиков), тогда как результаты наших расчетов хорошо согласуются с величинами В. Джекобса. Интересно, что результаты расчета суммарной теплоотдачи в работах [12] и [7] основаны на одном архиве данных наблюдений. Столь значительные расхождения объясняются в основном применением различных методов расчета. Это подтверждают выводы работы [22], в которой по данным 2614 измерений на станции С сравнивались результаты расчетов потоков явного и скрытого тепла по десяти различным схемам. Найдено, что для среднего значения потока явного тепла, равного  $25 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , расхождения достигают 70% и 45% для среднего значения скрытого потока тепла в  $40 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Некоторое занижение результатов

расчета в данной работе объясняется тем, что принятые нами стандартные методики расчета дают более низкие величины суммарной теплоотдачи (на 10—30% [2]) по сравнению с оценками, выполненными ранее.

При сопоставлении средних годовых величин потоков явного и скрытого тепла, по данным станций погоды [21], с результатами наших расчетов оказывается, что расхождения не превосходят  $10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Исключение составляют величины явного и скрытого потока тепла на станции погоды *D*, которые выше на 18 и 23% соответственно, что обусловлено расположением этой станции в динамически активном районе океана. Поэтому осредненные по площади квадрата исходные гидрометеорологические характеристики оказались более сглаженными, чем точечные оценки станции.

Рассмотрим распределения средних годовых величин и среднеквадратических отклонений суммарной теплоотдачи (рис. 1) по акватории Северной Атлантики. Среднеквадратические отклонения характеризуют сезонную и межгодовую изменчивость суммарной теплоотдачи. Они повсеместно меньше фоновых величин. Максимальное значение  $H + LE$  ( $273 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) и  $\sigma$  ( $154 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) в районе Гольфстрима.

На карте средних годовых величин суммарной теплоотдачи имеется 6 очагов повышенного фона, которые соответствуют географическому расположению энергоактивных зон Северной Атлантики: Норвежской, Исландской, Ньюфаундлендской, Гольфстрим и Тропической. Это неудивительно, поскольку климатические карты теплообмена океан — атмосфера послужили основой для выделения ЭАЗО.

На карте среднеквадратических отклонений суммарной теплоотдачи отчетливо проявляются три максимума, совпадающие по расположению с экстремумами фоновых величин. Также отметим некоторое повышение изменчивости теплообмена в Норвежской (максимум  $75 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ), Исландской ( $87 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) и Тропической ( $40 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ) ЭАЗО. Эти локальные максимумы выражены менее отчетливо и не проявились на карте (при интервале проведения изолиний  $30 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ). Таким образом, основные максимумы средних величин и дисперсий теплообмена океан — атмосфера совпадают по расположению в пространстве и приурочены к местоположению ЭАЗО.

Меридиональное распределение средних годовых зональных величин суммарной теплоотдачи по данным [3, 6, 12] и результатам расчета представлено на рис. 2. Оно иллюстрирует интенсивность энергообмена в различных широтных зонах. Наблюдается значительное разногласие не только в количественных оценках суммарной теплоотдачи, но и в качественном характере меридионального распределения этой величины. В целом можно предполагать наличие максимума в зоне  $20\text{—}45^\circ \text{ с. ш.}$  По оценкам [6, 12] он смещен южнее, чем по результатам наших расчетов и данным Т. Барнетта [3]. Этот максимум обусловлен интенсивным тепло-

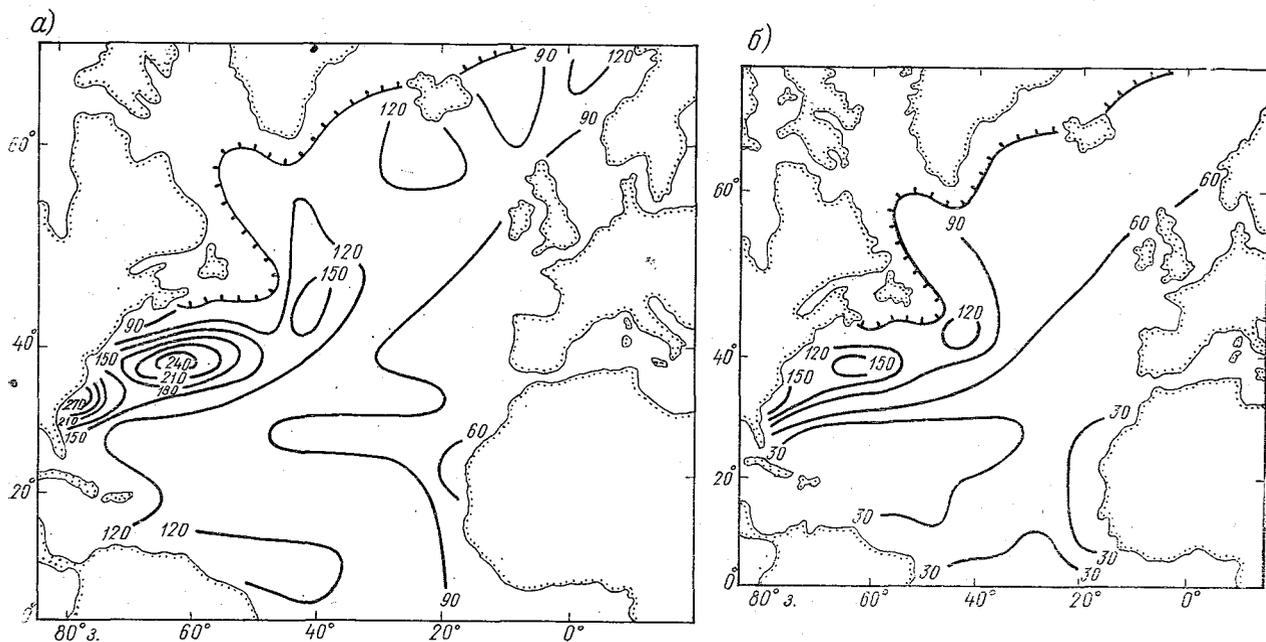


Рис. 1. Распределение средних годовых величин (а) и среднеквадратических отклонений (б) суммарной теплоотдачи ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ). (---) — граница наибольшего распространения плавучего льда по [4].

обменом в районе Гольфстрима (см. рис. 1, а). Меридиональные распределения средних годовых зональных потоков тепла, которые здесь не представлены, показывают, что его формирование осуществляется преимущественно за счет потока скрытого тепла.

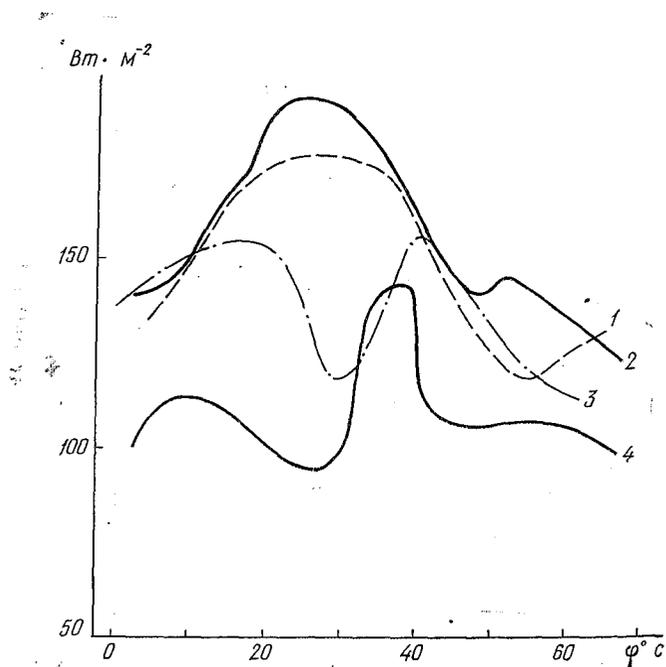


Рис. 2. Меридиональное распределение средних годовых зональных величин суммарной теплоотдачи по данным различных авторов: 1 — по данным [6]; 2 — по данным [12]; 3 — по данным [3]; 4 — результаты расчета.

Перейдем к анализу сезонного хода теплообмена в Северной Атлантике. Характеристикой сезонной изменчивости энергообмена в различных широтных зонах являются пространственно-временные распределения разности между потоками тепла и их средними годовыми значениями (рис. 3), т. е. распределения величин  $[H] - [\bar{H}]$ ,  $[LE] - [\bar{LE}]$ , где квадратные скобки означают зональное осреднение, а черта сверху — годовое осреднение. Основное сходство этих распределений заключается в больших сезонных колебаниях потоков тепла в субтропических и умеренных широтах и существенное уменьшение амплитуды колебаний в тропиках.

Примечательной особенностью зоны 40—70° с.ш. можно считать асимметрию годового цикла явного потока тепла, тогда как асимметрия сезонного хода скрытого потока тепла практически не

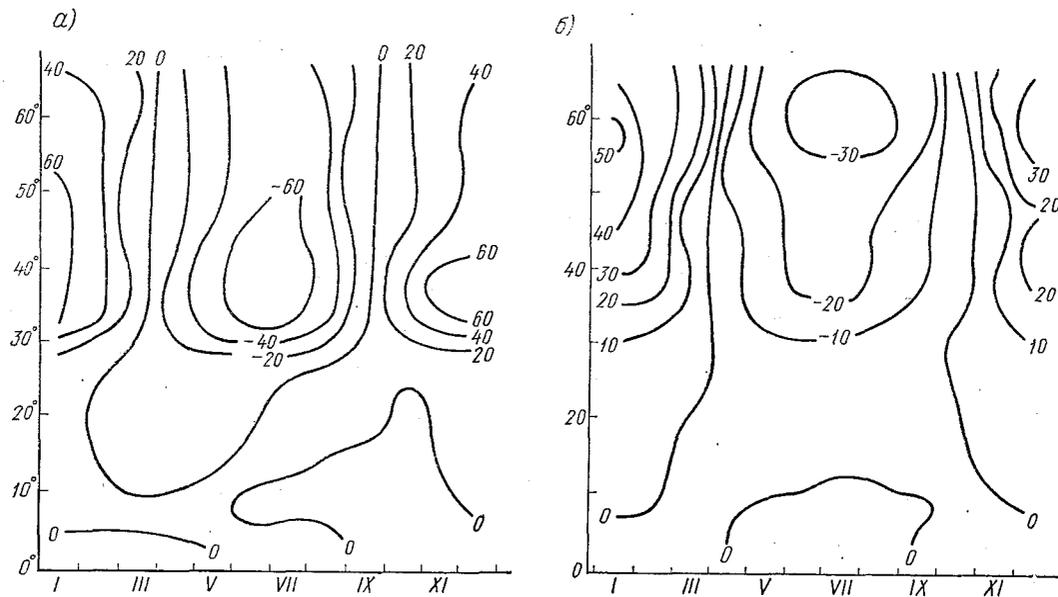


Рис. 3. Пространственно-временное распределение разности ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ):  
 а — между потоком скрытого тепла и его среднегодовым значением;  
 б — между потоком явного тепла и его среднегодовым значением.

проявляется. Зимой максимум явного теплопотока резко выражен, чем минимум в летнее время. Минимальные значения этого потока наблюдаются в течение 2—3 месяцев, а максимальные 1—2 месяцев. Эта особенность годового цикла подтверждается анализом величин явного и скрытого потока тепла по данным Атласа [5].

Другая особенность заключается в асинфазности сезонных колебаний энергообмена (для всех исследуемых потоков тепла) в экваториальной зоне и зоне 25—70° с.ш. В этих широтных поясах сезонный ход теплообмена находится в противофазе, а в области между ними осуществляется перестройка сезонного хода с характерного для Северного полушария на типичный для Южного. Эта смена фаз происходит в Северном полушарии, чему причиной служит смещение термического экватора севернее географического, в свою очередь, связанное с большей «континентальностью» Северного полушария.

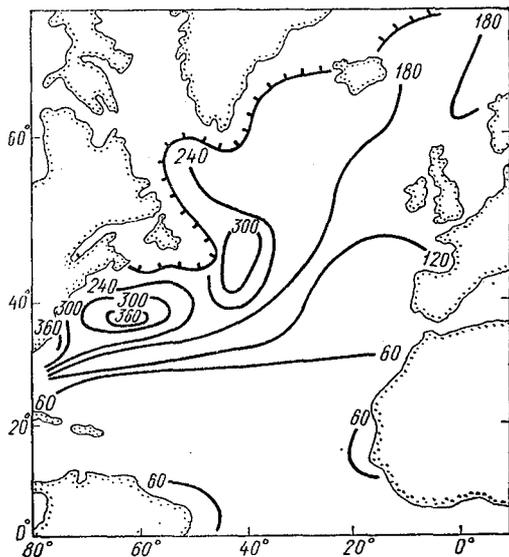


Рис. 4. Размах колебаний сезонного хода суммарной теплоотдачи ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ).

На рис. 4 представлена карта распределения размаха сезонного хода (разности между максимальными и минимальными значениями) суммарной теплоотдачи. Наибольший размах сезонного хода отмечается на западе умеренной и субтропической части океана, где расположены три главных максимума, в которых величина размаха достигает  $384 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ . Формирование зоны высоких амплитуд сезонного хода, по-видимому, связано с выносом холодных воздушных масс с Северо-американского континента

зимой на теплую поверхность океана в области теплых течений системы Гольфстрим. Значительный размах сезонного хода характерен и для Норвежского моря. В субэкваториальной зоне Атлантического океана также существуют максимумы у берегов Африки и Южной Америки, связанные с экваториально-тропическими муссонами.

Если сравнить распределение размаха сезонного хода с картой общей дисперсии суммарной теплоотдачи (рис. 1, б), то оказывается, что три главных максимума на этих картах совпадают. Таким образом, сезонный ход вносит основной вклад в дисперсию колебаний суммарной теплоотдачи.

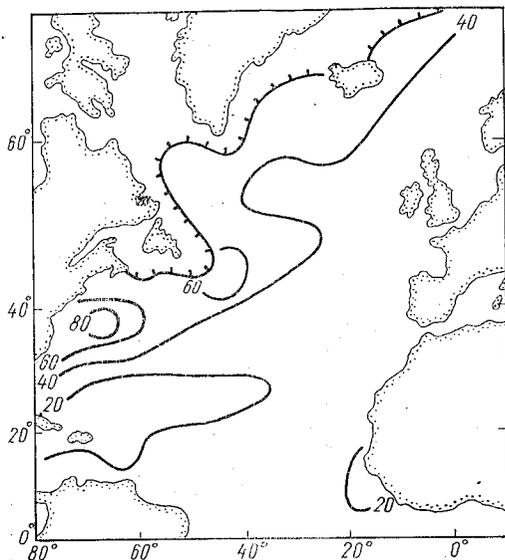


Рис. 5. Распределение среднеквадратических отклонений аномалий суммарной теплоотдачи ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ).

Перейдем к анализу крупномасштабных аномалий суммарной теплоотдачи, являющихся одним из главных факторов формирования короткопериодной изменчивости климата. На рис. 5 показано распределение среднеквадратического отклонения аномалий суммарной теплоотдачи. На карте выделяются два очага аномалий, расположенные в ЭАЗО Гольфстрим и Ньюфаундлендской. Интересно сравнить распределение среднеквадратического отклонения аномалий, представленное на рис. 5, с рис. 1, б и 4. При таком сопоставлении наблюдается совпадение основных областей максимальных аномалий, наибольших величин размаха сезонного хода и общей дисперсии суммарной теплоотдачи. Из этого следует, что крупные аномалии суммарной теплоотдачи формируются

в областях с большой амплитудой сезонного хода и являются следствием его межгодовых колебаний.

При сравнении рис. 5 и 1, б становится определенным весомый вклад аномалий в общую дисперсию колебаний суммарной теплоотдачи, т. е. изменчивость сезонного хода год от года существенна. В табл. 4 представлены величины отношения дисперсии аномалий к общей дисперсии для ЭАЗО, приведенных в программе «Разрезы» [11]. Для внетропических ЭАЗО эти отношения превышают 50%. Для тропической ЭАЗО преобладающий вклад аномалий в общую дисперсию суммарной теплоотдачи объясняется практическим отсутствием сезонного хода. Заметим, что величина этого вклада для тропического и субэкваториального пояса Северной Атлантики может составлять более 90%.

Таблица 4

Отношение дисперсии аномалий суммарной теплоотдачи к общей дисперсии в энергоактивных зонах океана

ЭАЗО	Норвежская	Ньюфаундлендская	Гольфстрим	Тропическая
%	56	55	52	78

Рассмотрим пространственно-временное распределение среднеквадратических отклонений сезонных зональных величин суммарной теплоотдачи (рис. 6). Вычисленные величины среднеквадратических отклонений характеризуют межгодовые колебания сезонных зональных величин суммарной теплоотдачи. Поэтому рис. 6 иллюстрирует изменение межгодовых колебаний  $H + LE$  от сезона к сезону в различных широтных зонах.

Наибольшие величины межгодовых колебаний суммарной теплоотдачи наблюдаются в осенне-зимний период для субтропической и умеренной климатических зон Северной Атлантики. В этих же зонах отчетливо происходят сезонные изменения интенсивности межгодовых колебаний при переходе от зимы к весне и от лета к осени. В тропических широтах как сами величины межгодовых колебаний, так и их сезонная изменчивость незначительны. По сравнению с тропической зоной в экваториальной и субэкваториальной областях наблюдается некоторое увеличение величин межгодовых колебаний, однако они в 2—3 раза меньше, чем в субтропиках и умеренных широтах.

Представляет интерес оценка сезонной динамики ЭАЗО, оказывающих существенное влияние на формирование погоды и климата. Как было показано многочисленными исследованиями (см. например работы [11, 20, 23]) и подтверждено нашими расчетами, в Северной Атлантике существуют зоны, характеризующиеся по-

вышенным фоном энергообмена, а также его высокой изменчивостью. То есть их можно рассматривать как возмущения зональности климата Земли. Как известно, такие нарушения характерны именно для полей явного и скрытого потока тепла, тогда как распределение радиационного баланса близко к зональному.

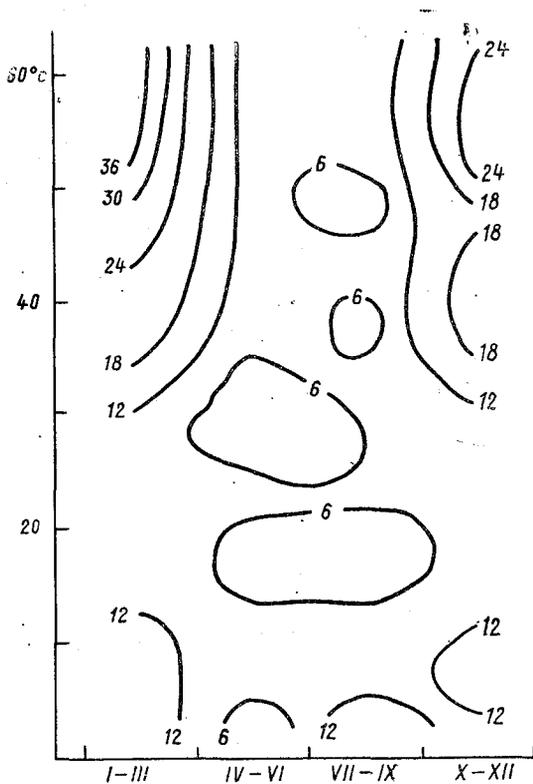


Рис. 6. Пространственно-временное распределение среднеквадратических отклонений сезонных зональных величин суммарной теплоотдачи ( $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ).

Для каждого квадрата акватории Северной Атлантики средние сезонные и дисперсии сезонных величин суммарной теплоотдачи нормировались соответственно на средние сезонные зональные и дисперсии сезонных зональных величин суммарной теплоотдачи. Поскольку средние зональные и дисперсии зональных величин  $H+LE$  отражают фон и межгодовую изменчивость климата, то районы, где полученные отношения велики, можно считать энергоактивными, так как здесь фоновые значения и межгодовая изменчивость больше климатической. Изолинии этих отношений для каждого сезона нанесены на карты (рис. 7).

349956

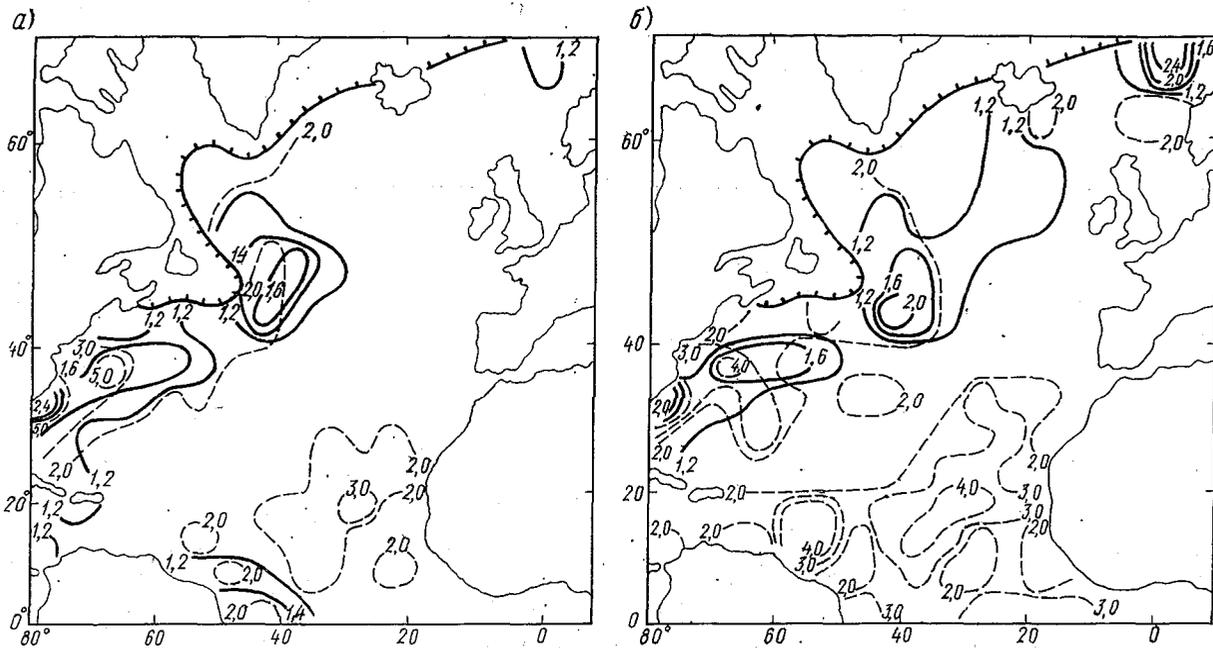


Рис. 7. Распределение отношений  $\overline{H+LE}/\overline{[H+LE]}$  (сплошные изолинии) и  $\sigma_{H+LE}/\sigma_{[H+LE]}$  (прерывные изолинии). Квадратные скобки означают зональное осреднение, черта сверху — сезонное осреднение.  
 а — зима (1—3 мес.); б — весна (4—6 мес.);

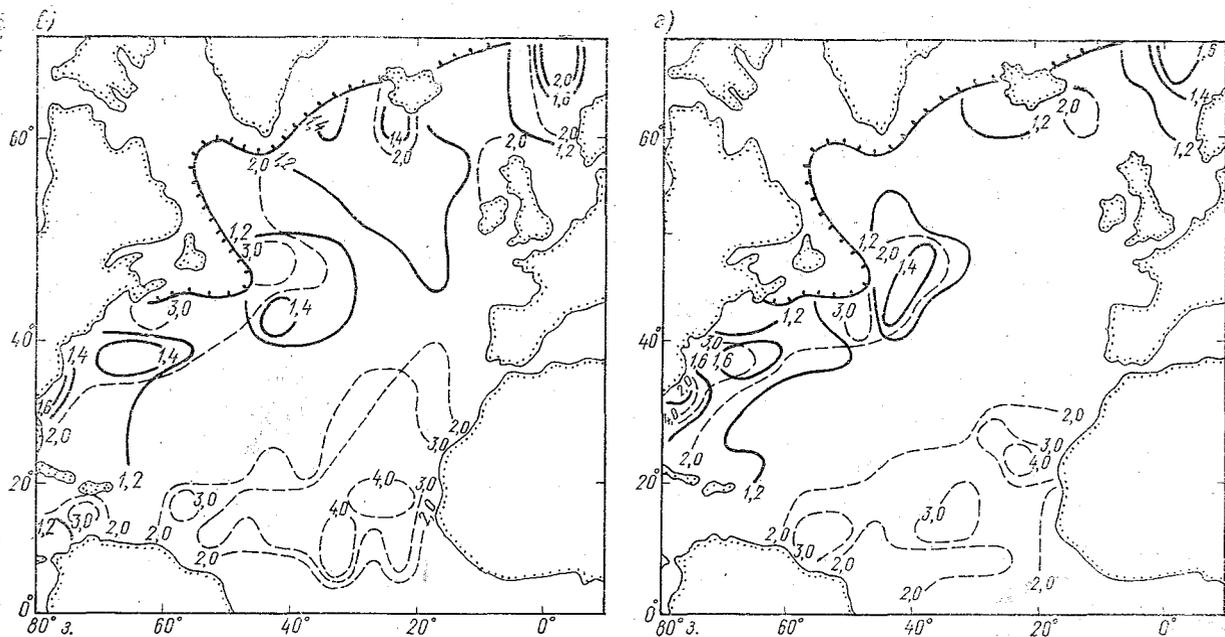


Рис. 7. Распределение отношений  $\overline{H+LE}/[\overline{H+LE}]$  (сплошные изолинии) и  $\sigma_{H+LE}/\sigma_{[H+LE]}$  (прерывные изолинии). Квадратные скобки означают зональное осреднение, черта сверху — сезонное осреднение. а — лето (7—9 мес.); б — осень (10—12 мес.).

Вначале отметим наиболее общие черты полученных распределений, присущие всем сезонам года. Во-первых, расположение ЭАЗО — Норвежской, Ньюфаундлендской и Гольфстрим квазистационарно. Во-вторых, в зоне  $0-30^\circ$  с. ш. выделяются обширные акватории с высокой межгодовой изменчивостью теплообмена, тогда как средние величины  $H+LE$  в них соизмеримы с фоновыми.

Перейдем к обсуждению основных особенностей распределений (рис. 7).

1. Норвежская ЭАЗО. Осенью и зимой энергетически малоактивна. Интенсивность теплообмена возрастает в весенне-летний период, когда отношения средних достигают 2,4, а дисперсий 2,0 единицы.

2. Бермудская ЭАЗО отчетливо проявляется во все сезоны года. Наибольшие отношения средних составляют 2,0 весной, дисперсий 3,0 (в летний сезон).

3. ЭАЗО Гольфстрим является наиболее энергоактивной зоной Северной Атлантики. Для нее характерны 2 максимума исследуемых отношений. Один — вблизи побережья полуострова Флорида, а другой располагается северо-западнее от первого.

Заметим, что только акватория, в которой находится второй максимум, входит в полигон мониторинга гидрометеорологических характеристик по программе «Разрезы» [11]. Как и Бермудская, ЭАЗО Гольфстрим активна во все сезоны года. Зимой наблюдаются наибольшие отношения средних и дисперсий, составляющие 2,4 и 5,0 соответственно.

4. Недавние исследования по программе «Разрезы» [12] показывают, что тропическую зону Северной Атлантики можно считать глобальной ЭАЗО Мирового океана. Как показывают результаты наших расчетов, тропическая и субэкваториальная области, особенно их западные части, являются энергоактивными. Наибольшая изменчивость энергообмена проявляется в весенне-летний период, когда отношение дисперсий достигает четырех единиц.

5. Летом повышается энергоактивность области, находящейся южнее о. Исландия, известная как Исландская ЭАЗО [7]. Отношения средних и дисперсий здесь невелики по сравнению с другими ЭАЗО — 1,4 и 2,0 соответственно.

Для исследования временной структуры крупномасштабных колебаний суммарной теплоотдачи в ЭАЗО был использован метод спектрального анализа. Перед расчетом спектральных характеристик во всех временных рядах исключался годовой ход не только средних величин, но и дисперсий. То есть анализировались временные ряды суммарной теплоотдачи, нормированные на предварительно определенные для каждого месяца средние квадратические отклонения. Были отобраны временные ряды, содержащие менее 10% пропусков. Имеющиеся пропуски заменялись нулевыми значениями нормированных аномалий.

Спектральная плотность колебаний рассчитывалась по нормированной автокорреляционной функции с использованием окна Парзена. В результате предварительных экспериментов по стягиванию окна определена оптимальная точка отсечения автокорреляционной функции, равная 40 для временных рядов длиной 216 членов. Для определения достоверности пиков спектральной плотности применялись стандартные спектры белого и, при необходимости, красного шума для 90% уровня значимости.

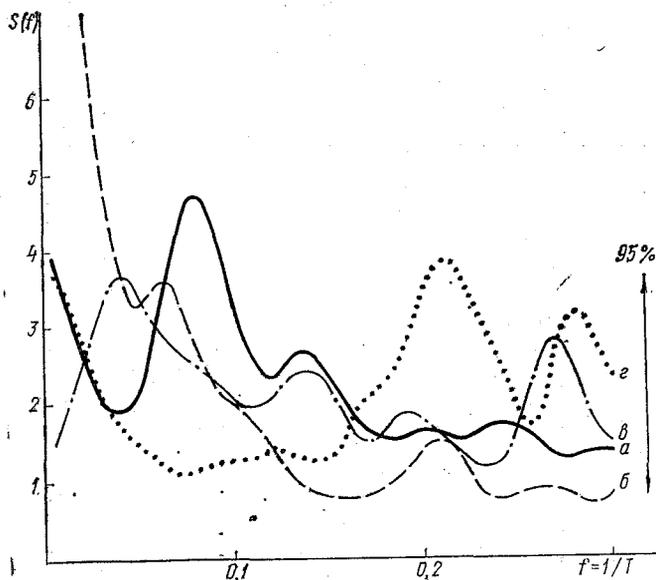


Рис. 8. Спектральная плотность колебаний суммарной теплоотдачи в ЭАЗО. Вертикальным отрезком показан спектр белого шума.

*a* — Норвежская ЭАЗО (квадрат 60—65° с. ш., 0—5° з. д.); *б* — Ньюфаундлендская (квадрат 40—45° с. ш., 50—55° з. д.); *в* — Гольфстрим (квадрат 30—35° с. ш., 70—75° з. д.); *г* — Тропическая (квадрат 10—15° с. ш., 40—45° з. д.).

Начнем с обсуждения оценок спектральной плотности колебаний суммарной теплоотдачи с южной части Норвежской ЭАЗО. В этой зоне выделяются статистически достоверные колебания с периодом 7—16 мес. (рис. 8, кривая *a*). Спектры суммарной теплоотдачи не являются спектрами красного шума, которые характерны для гидрометеорологических процессов. Дополнительно были рассчитаны спектры суммарной теплоотдачи для станции *M* по данным [21] и выявлены колебания с периодом 9 мес. и 2—3 мес. Однако эти колебания становятся недостоверны при 95%-ном уровне значимости, тогда как выделенные пики суммарной тепло-

отдачи на акватории Норвежского моря значимы. Таким образом, расположение станции *M* не является репрезентативным для целей мониторинга долгопериодной изменчивости суммарной теплоотдачи.

По виду спектров суммарной теплоотдачи Ньюфаундлендская ЭАЗО отчетливо подразделяется на южную (40—45° с. ш.) и северную (45—50° с. ш.) части. В северной области приемлемой моделью временных рядов  $H+LE$  является модель белого шума. Для южной части (рис. 8, кривая *б*) низкочастотные компоненты вполне значимы, что свидетельствует о значительной инерционности процесса теплоотдачи.

В ЭАЗО Гольфстрим характер колебаний суммарной теплоотдачи различен. На акватории справа от основной струи течения приемлемой моделью временного ряда является модель белого шума, а слева в спектрах суммарной теплоотдачи выделяются значительные долгопериодные тренды. Только для этой ЭАЗО характерен квазидвухлетний цикл колебаний теплообмена, который вносит максимум энергии в формирование изменчивости временных рядов (рис. 8, кривая *в*).

Для северной части тропического энергоактивного полигона (10—15° с. ш., 40—60° з. д.) примечательной особенностью является зональное перераспределение энергии колебаний теплообмена. Вид спектра с ярко выраженными долгопериодными трендами на западе района (выделяются колебания с периодом 3,0—4,5 года) изменяется до спектра, в котором преобладают высокочастотные компоненты на востоке ЭАЗО (рис. 8, кривая *г*). Для последнего значимы пики в интервале 3—5 месяцев.

Около 30% дисперсии аномалий теплоотдачи приходится на межгодовые колебания в диапазоне от 13 мес. до 4,5 года в ЭАЗО. Среди главных причин формирования межгодовой изменчивости теплоотдачи в ЭАЗО следует считать крупномасштабные колебания поля температуры воды. Именно в районах с ярко выраженной межгодовой изменчивостью (ЭАЗО Ньюфаундлендская, Гольфстрим, Тропическая) наблюдаются самые тесные синхронные связи аномалий теплоотдачи с аномалиями температуры воды ( $r=0,6-0,7$ ), а также хорошее соответствие временных масштабов колебаний в спектрах этих характеристик.

В заключение сформулируем основные результаты работы.

1. Наиболее значительные расхождения вычислений потоков тепла, достигающие десятков Вт·м<sup>-2</sup> в ЭАЗО, обусловлены применением различных расчетных методов. Погрешности результатов расчета, связанные с пространственным пятиградусным осреднением исходных данных наблюдений, не превосходят 18% для потока явного тепла и 23% для потока скрытого тепла. Максимальная погрешность определения потока скрытого тепла с использованием предлагаемой параметризации влажности воздуха не превышает 10%. Для средних годовых условий выявлены количественные и качественные расхождения существую-

щих оценок теплообмена, заключающиеся в существенных численных отличиях величин максимумов теплоотдачи, различиях в количестве максимумов и их географической локализации.

2. Выявлена асимметрия годового цикла потока явного тепла в зоне 40—70° с. ш., тогда как асимметрия сезонного хода потока скрытого тепла практически отсутствует.

3. Показано, что максимумы фона суммарной теплоотдачи и ее изменчивости как сезонной, так и межгодовой географически локализованы в ЭАЗО Гольфстрим и Ньюфаундлендская. Для остальных ЭАЗО максимумы перечисленных характеристик проявляются менее отчетливо. Для внетропических ЭАЗО отношение дисперсии аномалий суммарной теплоотдачи к общей дисперсии составляет 52—56%.

4. Выявлены особенности пространственно-временной динамики ЭАЗО, очаги которых выделены по средним и дисперсиям величин теплоотдачи для каждого сезона.

5. Методом спектрального анализа выделены межгодовые колебания суммарной теплоотдачи с периодами 12—13 мес. в Норвежской ЭАЗО, 16 мес. в Ньюфаундлендской, квазидвухлетние в Гольфстрим, 3,0—4,5 года в тропиках. Показаны качественные различия вида спектра теплоотдачи в северной и южной частях Ньюфаундлендской ЭАЗО. Обнаружено зональное перераспределение энергии колебаний теплоотдачи в Тропической ЭАЗО.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев А. С., Масловский М. И., Морачевский А. В., Чанцев В. Ю. Моделирование климатически равновесного состояния верхнего слоя океана и его длительных аномалий в Северной Атлантике. — В кн.: Тезисы докладов III съезда советских океанологов. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоздат, 1987, с. 20.
2. Ариель Н. З., Егоров Б. Н., Иванова И. И. и др. Характеристики энергообмена океан—атмосфера и их изменчивость для северо-атлантических энергоактивных зон. — Тр. ГГО, 1986, вып. 504, с. 67—79.
3. Атлантический океан. — Л.: Наука, 1984. — 589 с.
4. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Л.: изд. МО СССР, 1977. — 332 с.
5. Атлас теплового баланса земного шара. — М.: изд. Госгеолтехиздат, 1963. — 69 с.
6. Атлас теплового баланса океанов. — Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1970. — 88 с.
7. Бирман Б. А., Позднякова Т. Г. Климатические характеристики теплообмена в зонах активного взаимодействия океана и атмосферы. — М.: 1985. — 82 с.
8. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Яковлев Л. Ф. О расчете влажности воздуха по температуре поверхности океана и приводного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1985, № 8, с. 54—59.
9. Глобальный климат. / Под ред. Дж. Т. Хотона. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 502 с.
10. Завертъяев С. Б. Параметризация влажности воздуха в приводном слое атмосферы. — Сб. трудов. Л., изд. ЛПИ. 1986, вып. 93, с. 44—50. (ЛГМИ).
11. Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос. Программа «Разрезы». Т. 1. М., 1983. — 60 с.

12. Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос. Программа «Разрезы». Т. 9. М., 1987, с. 65—135.
13. Масагутов Т. Ф. Расчет влажности воздуха над морем по температуре воздуха и воды. — Метеорология и гидрология, 1981, № 5, с. 114—117.
14. Методические указания. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. — Л., изд. ГГО, 1981. — 56 с.
15. Процессы переноса вблизи поверхности океан — атмосфера. / Под ред. А. С. Дубова. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 239 с.
16. Сборник климатолого-статистических данных по океанской станции «С» (52° 45' с. ш., 35° 30' з. д.) за период 1976—1980 гг. Обнинск, 1984.
17. Смирнов Н. П., Угрюмов А. И. Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в целях долгосрочных прогнозов. — Сб. трудов. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 10—22. (ЛГМИ).
18. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. 1—5. Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1980.
19. Строкина Л. А. Распределение температуры воды и воздуха для Мирового океана. — Тр. ГГИ, 1984, вып. 295, с. 57—71.
20. Тимонов В. В., Смирнова А. И., Непон К. И. Об очагах взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 5, с. 745—749.
21. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 79 с.
22. Blanc T. V. Variation of bulk-derived surface flux, stability and roughness results due to use different transfer coefficient schemes. Journal of physical oceanography, 1985, vol. 15, N 6, p. 650—669.
23. Bunker A. F. Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic ocean from 1948 to 1972. Mon. weather rev., 1980, vol. 108, N 6, p. 720—732.
24. Esbensen S. K., Reynolds R. W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. Journal of physical oceanography, 1981, vol. 11, N 4, p. 457—465.
25. Taylor P. K. The determination of surface fluxes of heat and water by satellite microwave radiometry and in situ measurements. Large-scale oceanographic experiments and satellites, 1984, p. 223—246.

УДК 551.465.63

В. М. БУЛАЕВА (ЛГМИ)

## МЕЖГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ И РЕГРЕССИОННЫЕ СХЕМЫ ИХ ПРОГНОЗА

Исследование прошлых и текущих тенденций межгодовой изменчивости температуры воды и прогнозирование будущего развития тепловых процессов в океане имеют важное значение для заблаговременной оценки сырьевой базы океанического рыболовства и обеспечения эффективной эксплуатации рыбодобывающего флота.

Практические результаты в прогнозировании температуры воды с заблаговременностью свыше одного месяца могут быть достигнуты пока лишь на основе физико-статистического подхода при наличии надежной многолетней информации об этой характеристике. Самое серьезное внимание при этом должно уделяться проблеме формирования непрерывных однородных рядов температуры, достаточно длинных для получения надежных статистических оценок и продолжающихся по настоящее время.

Имеется два вида материалов по пространственному распределению температуры поверхностного слоя (ТПС) в Северной Атлантике и Норвежском море — публикация ВНИИГМИ — МЦД [12], содержащая средние месячные температуры, осредненные по пятиградусным квадратам, за период 1957—1974 гг., и месячные карты распределения ТПС, составляемые в Гидрометцентре СССР, за последующие годы. Оба вида информации основаны на обобщении данных попутных судовых наблюдений, но в первом случае оно проводилось методом поквadratного осреднения, а во втором — пространственной интерполяцией в узлы сетки. Точность карт Гидрометцентра выше, так как на них слабее сказываются отрицательные эффекты пространственной и временной неравномерности наблюдений.

Совмещение данных по ТПС из разных источников может вызвать неоднородность общего ряда вследствие различия в принципах обобщения исходной информации. В связи с этим возникает вопрос о достоверности многолетних колебаний ТПС, получаемых по объединенным выборкам: отражают ли они реальные климатические изменения, происходившие в океане, или же возникают в результате несовместимости данных за отдельные периоды.

Для выявления возможных нарушений однородности объединенных выборок ТПС в ряде пятиградусных квадратов Северной Атлантики был применен метод анализа разностей, которые рассчитывались между значениями ТПС в квадрате и на ближайшем судне погоды. Оценка однородности рядов разностей по среднему значению за периоды 1957—1974 и 1977—1986 гг., выполненная с использованием критерия Стьюдента, показала, в частности, что наибольшие различия средних разностей отмечаются в тех квадратах, в которых расположены суда погоды. По-видимому, большой объем наблюдений на судне, находящемся на периферии квадрата, вносил существенные погрешности при поквadratном осреднении исходных данных в период с 1957 по 1974 г.

В данной статье рассматриваются многолетние колебания теплового режима поверхностного слоя в квадрате  $65\text{--}70^\circ$  с. ш.,  $0\text{--}5^\circ$  з. д. (обозначим его индексом  $H$ ), относящемся к открытой части Норвежского моря. Этот район занят в основном водами Западной ветви Норвежского течения и Северо-Западного ответвления, а также смешанными водами. Для решения вопроса об однородности объединенного ряда ТПС в квадрате  $H$  за 1957—

1986 г. были привлечены данные многолетних непрерывных наблюдений ТПС на судне погоды (с. п.) *М* ( $66^\circ$  с. ш.,  $2^\circ$  в. д.). Разности месячных норм ТПС в квадрате за периоды 1957—1974 и 1977—1986 гг. сопоставлялись с соответствующими разностями для с. п. *М*. Сравнение показало однородность рядов ТПС в квадрате *H* для всех месяцев, кроме зимних. Путем согласования с данными с. п. *М* в ряды ТПС для квадрата *H* за 1957—1974 гг. были внесены постоянные поправки  $\delta = -0,2^\circ\text{C}$  в январе, феврале и марте и  $\delta = 0,1^\circ\text{C}$  в апреле. Этим устраняется эффект систематического завышения данных из [12], возникающего из-за относительно малого количества наблюдений в зимний период в западной части квадрата, где температура значительно ниже, чем в восточной.

Разработка прогнозов ТПС во все сезоны года должна так или иначе опираться на информацию о тепловом состоянии всего деятельного слоя, которая в первом приближении может быть получена по данным ТПС зимних месяцев, когда толщина верхнего квазиоднородного слоя в рассматриваемом районе достигает почти 100 м [8]. Значительные аномалии в стрессных главных ветвей Норвежского течения, возникающие в холодный период, часто сохраняются до середины лета [13]. Ввиду этого, исследование механизмов формирования межгодовой изменчивости и разработка схем прогноза проведены нами для ТПС зимне-весеннего периода. С целью повышения надежности данных и улучшения их предсказуемости выполнено осреднение исходных средних месячных ТПС по двухмесячным интервалам февраль — март и апрель — май.

Сопоставление многолетнего хода аномалий ТПС в квадрате *H* и на с. п. *М* (рис. 1) показывает, что сформированные нами ряды ТПС в целом достоверно отражают реальные долгопериодные изменения, наблюдавшиеся в Норвежском море за последние 30 лет. Выделяются длительные периоды устойчивого межгодового сохранения фазы температурного колебания в зимне-весенние месяцы: в 1960—1965 и 1969—1974 гг. ТПС была выше 30-летней нормы, а в 1966—1968 и 1979—1986 и 1979—1986 — ниже нормы. Тенденция к удержанию знака зимне-весенних аномалий ТПС в течение нескольких последовательных лет свидетельствует о значительной тепловой инерции в деятельном слое Норвежского моря.

Корреляционная связь ТПС в квадрате *H*, средней за январь — март, с температурой последующего периода, сглаженной скользящим трехмесячным осреднением (рис. 2, а), выявляет существенную скоррелированность зимней температуры на сдвигах один и два года. Еще большей информативностью относительно будущего термического режима в квадрате *H* характеризуется зимняя аномалия ТПС в более южном квадрате *Н1* ( $60\text{--}65^\circ$  с. ш.,  $0\text{--}5^\circ$  з. д.), включающем район Фареро-Шетландского пролива (ФШП).

Вследствие ограниченного предела предсказуемости атмосферной циркуляции практическое значение при оперативном прогнозировании ТПС с большой заблаговременностью могут иметь лишь методы, использующие информацию о предшествующем развитии гидрометеорологических процессов, имеющуюся на момент составления прогноза. Ранее были выявлены физические предпосылки для подобного подхода к прогнозированию зимнего теплового фона океана в Северо-Восточной Атлантике (СВА) и показана возможность успешной реализации прогностических схем с заблаговременностью не менее пяти месяцев [2].

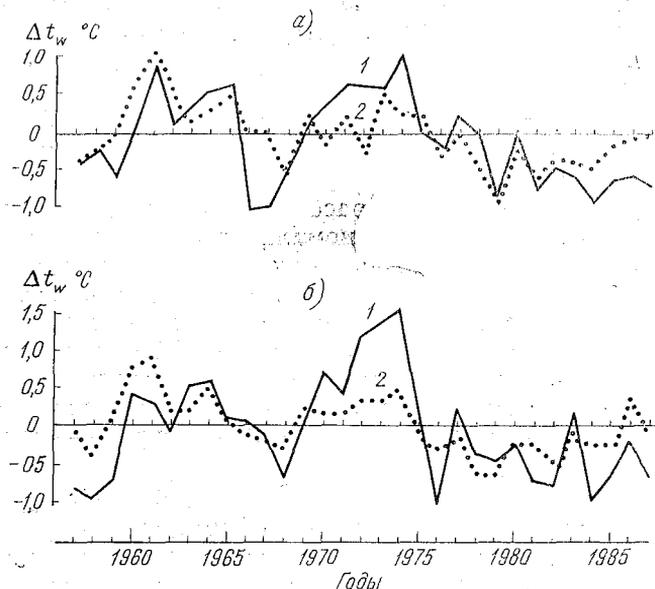


Рис. 1. Межгодовой ход аномалий температуры поверхностного слоя в феврале—марте (а) и апреле—мае (б): 1—в квадрате Н; 2—на судне погоды М.

В работе [1] отмечается тенденция к бимодальности крупномасштабного распределения аномалий температуры в Норвежском море — повышение температуры в струе атлантических вод, вытекающих из ФШП, а также в центральной части моря при отступлении восточно-исландских вод к северо-западу и понижение температуры в этих районах при обратной ситуации. Это говорит о решающей роли динамики вод Норвежского и Восточно-Исландского течений в формировании температурных аномалий в центральной части Норвежского моря. Существенное воздействие на тепловое состояние вод могут оказать также колебания интенсивности теплоотдачи в атмосферу с поверхности норвежской энергоактивной зоны.

Атмосферные процессы, управляющие этими механизмами и определяющие возникновение и устойчивое сохранение аномалий ТПС, устанавливались на основе взаимокорреляционного анализа ТПС с показателями атмосферной циркуляции над Северо-Европейским бассейном (СЕБ) и прилегающими районами с временными сдвигами от 0 до 36 месяцев.

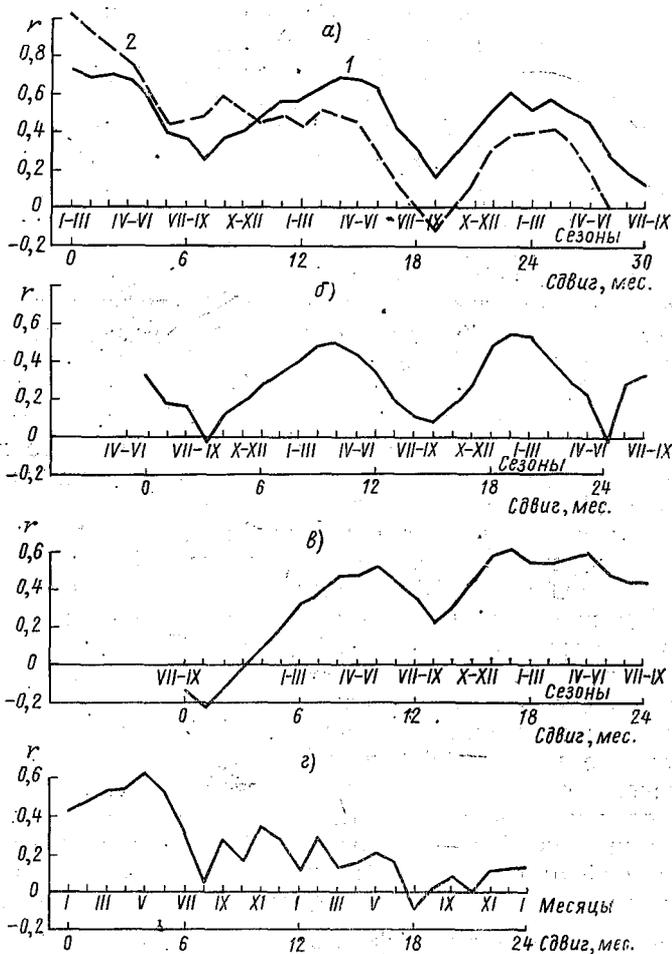


Рис. 2. Корреляционные связи ТПС в квадратах  $H$  (1),  $H1$  (2) за январь — март (а), показателя  $\delta P_a^{B-B}$  за май — июль (б), июль — сентябрь (в) и январь (г) с температурой поверхностного слоя в квадрате  $H$  при различных временных запаздываниях. В вариантах а, б, в интервал скользящего осреднения ТПС равен трем месяцам, в варианте г — одному месяцу.

В число потенциальных предикторов включались прежде всего характеристики воздушных переносов над некоторыми ключевыми районами, где они могут оказать максимальное воздействие в режим основных течений и теплоотдачи в атмосферу. Среди них: меридиональные переносы между Скандинавией и Исландией, влияющие на водообмен Норвежского моря с Атлантикой; меридиональные переносы над Восточно-Гренландским течением; зональные переносы над областью полярного гидрологического фронта. В качестве показателей направления и интенсивности воздушных потоков использовались разности атмосферного давления между отдельными прибрежными станциями Норвегии, Исландии, Гренландии и Ян-Майена, а также индексы зонального  $J'_z$  и меридионального  $J'_m$  атмосферного переноса над СЕБ и СВА [9].

Помимо них к анализу были привлечены многолетние данные по температуре воздуха на с. п. М, аномалии которой в зимний период практически полностью определяют интенсивность теплоотдачи в данном районе [3], а также такие обобщенные характеристики крупномасштабной атмосферной циркуляции, как коэффициенты разложения по естественным составляющим полей аномалий атмосферного давления в I и VI секторах северного полушария [5].

Взаимокорреляционный анализ ТПС с характеристиками атмосферных процессов проводился с учетом годового хода корреляционных связей (отдельно для каждого месяца или сезона) в двух вариантах: по рядам среднемесячных величин и по рядам, сглаженным скользящим трехмесячным осреднением. В результате расчетов установлено, что для прогноза ТПС на зимне-весенний период наиболее эффективными показателями атмосферной циркуляции являются горизонтальные перепады давления, определяемые по данным наблюдений на прибрежных станциях и характеризующие крупномасштабные атмосферные процессы, развивающиеся в системе исландского минимума и прежде всего меридиональные воздушные переносы на его восточной периферии. Известно, что расходы атлантических вод в ФШП и мощность Норвежского течения в значительной степени определяются режимом ветра как в климатическом сезонном ходе [7, 10], так и в плане межгодовой изменчивости [11]. Наш анализ показал, что наиболее информативным показателем этого процесса является разность давления между станциями Берген и Вестманнаэйяр  $\delta P_a^{B-B}$ , а периодами его эффективного воздействия на последующий температурный режим центральной части Норвежского моря являются январь и весенне-летние месяцы с мая по сентябрь.

Как следует из графиков взаимокорреляционных функций показателя  $\delta P_a^{B-B}$ , осредненного за май — июль и июль — сентябрь, с температурой воды последующего периода, сглаженной трехмесячным скользящим осреднением (рис. 2, б, в), весенне-летние переносы на восточной периферии исландского минимума оказы-

вают заметное влияние на ТПС в районе  $H$  в течение двух последующих лет. Спад корреляционных связей с  $\delta P_a^{B-B}$  приходится на температуру летних и осенних месяцев. Январская величина  $\delta P_a^{B-B}$  значимо связана с будущей ТПС вплоть до июня, причем максимум связи приходится на май, т. е. временное запаздывание составляет 4 мес. (рис. 2, з).

Информативность январских атмосферных переносов над районами проливов хорошо понятна. Январь характеризуется максимумами в годовом ходе градиентов атмосферного давления и расходов вод в ФШП [10]. Более неожиданным результатом явилась существенная роль атмосферных переносов весенне-летнего периода, когда градиенты давления и расходы воды значительно слабее, чем зимой. В какой-то степени, это может быть объяснено тем, что в теплый период года несколько сильнее внутрисезонная устойчивость барических процессов, они менее резко, чем зимой, меняются от месяца к месяцу, и тем самым создается возможность длительных однонаправленных атмосферных воздействий на океан. Кроме того, в зимние месяцы осредненные воздушные потоки над ФШП практически всегда имеют южную составляющую. Летом они слабее меняются по абсолютной величине, но могут быть противоположными по направлению, причем повторяемость северных переносов довольно велика. Возможно, что перемена знака градиентов давления, хотя и небольших по величине, более критическим образом сказывается на режиме течений, чем интенсивные колебания однонаправленных переносов.

Ранее уже отмечалась необходимость учета летних атмосферных процессов в долгосрочном прогнозировании ТПС на зимний период для акватории Северной Атлантики [2, 6]. Вместе с тем в работе [14] на основе анализа статистических связей между температурой воды в Норвежском море и воздушными переносами сделан вывод, что эти связи выражены исключительно в зимнем сезоне и характерное время реакции верхнего слоя океана на атмосферные процессы не превышает двух месяцев. Представляется, что несоответствие этого вывода нашим результатам объясняется отчасти тем, что в качестве показателей атмосферных переносов в [14] использовались исключительно индексы циркуляции  $J'_m$  и  $J'_z$ . Индексы  $J'_m$  рассчитываются для стандартных отрезков долготы  $30-10^\circ$  з. д. и  $10^\circ$  з. д. —  $10^\circ$  в. д., что делает их малопригодными для оценки меридиональных воздушных переносов непосредственно над районами проливов. Наши исследования показали существенно меньшую информативность этих индексов для последующей ТПС в квадрате  $H$  по сравнению с показателем  $\delta P_a^{B-B}$ .

К январским прогноетическим признакам для ТПС в квадрате  $H$  относятся также температура воздуха на с. п.  $M$  и перепад давления Тобин — Ян-Майен, влияющий на интенсивность Восточно-Гренландского течения.

Одним из механизмов, определяющих колебания теплового состояния Норвежского моря, может являться перенос Северо-Атлантическим течением аномалий температуры из СВА. В районе центральной ветви этого течения выделяются периоды длительного устойчивого сохранения классов зимнего теплового фона океана [4]. Тем не менее, выполненный нами взаимокорреляционный анализ многолетних рядов среднемесячных и среднесезонных аномалий ТПС не выявил значимых положительных связей между аномалиями в СВА и Норвежском море на сдвигах вплоть до 2,5 лет, т. е. перенос температурных аномалий из СВА со скоростью поверхностных течений в тепловом режиме Норвежского моря не проявляется. Причина заключается, по-видимому, в противоположной реакции теплового состояния этих акваторий на колебания интенсивности исландского минимума. Его углубление, с одной стороны, вызывает интенсификацию западного переноса в умеренных широтах, способствующую понижению ТПС в СВА [2], а с другой стороны, обычно сопровождается усилением южных переносов над районом ФШП, что увеличивает приток атлантических вод и тем самым повышает температуру в Норвежском море. Подробному исследованию взаимосвязей температурных аномалий Норвежского моря и СВА и возможности их учета в прогностических целях будет посвящена отдельная статья.

**Оценка качества регрессионных схем прогноза ТПС на зависимом материале 1957—1986 гг.**

Период прогноза	Заблаговременность, мес.	Предикторы	R	S/σ	Оправдываемость, %	
					методические прогнозы	климатические прогнозы
Февраль — март	4	1—2	0,74	0,70	77	50
$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,4^\circ \text{C}$	0	1—2—4—5	0,84	0,60	87	
Апрель — май	6	1—2	0,75	0,68	80	57
$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,5^\circ \text{C}$	2	1—2—3—4	0,84	0,58	90	

*Примечание.* Предикторы: 1 — ТПС в квадрате Н1, осредненная за январь — март предшествующего года; 2 — перепад давления Берген — Вестманнаэйяр, осредненный за май — сентябрь за два предшествующих года; 3 и 4 — перепады давления Берген — Вестманнаэйяр и Тобин — Ян-Майен за январь текущего года; 5 — температура воздуха на с. п. М за январь текущего года; R — коэффициент множественной корреляции; S/σ — отношение стандартной ошибки поверочных прогнозов к среднему квадратическому отклонению ТПС;  $\sigma_{\text{доп}}$  — допустимая погрешность прогнозов, равная 0,8σ.

На основе выделенных информативных признаков методом множественной регрессии были получены уравнения для прогноза ТПС по квадрату Н на февраль — март и апрель — май, содер-

жащие от двух до четырех предикторов. Заблаговременность прогнозов — от шести месяцев до нулевой. Проверка на зависимом материале (таблица) показала, что все уравнения удовлетворяют существующим критериям качества и эффективности. С помощью разработанных регрессионных схем в октябре составляется первый прогноз на оба периода, а в феврале проводится его уточнение с использованием январских информативных признаков.

Таким образом, в результате выполненного исследования выделены основные атмосферные процессы, определяющие формирование аномалий ТПС в открытой части Норвежского моря, и установлены их эффективные показатели. Запаздывание температурной реакции океана на воздействие ряда процессов позволяет успешно реализовывать прогностические схемы с заблаговременностью до 6 мес., основанные на использовании гидрометеорологической информации за предшествующий период.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. Натурные исследования в норвежской энергоактивной зоне в 1981—1985 гг. — Итоги науки и техники ВИНТИ. Атмосфера, океан, космос. Программа «Разрезы», 1987, т. 7.
2. Булаева В. М. О возможности сверхдолгосрочного прогнозирования температуры воды в Северо-Восточной Атлантике. В сб.: Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Северной и Южной Атлантики. Л., изд. ЛПИ, 1987, вып. 99. (ЛГМИ).
3. Булаева В. М. Роль отдельных гидрометеозлементов в изменчивости теплоотдачи с поверхности Северной Атлантики в различные сезоны. — Тр. ГОИН, 1976, вып. 131.
4. Булаева В. М., Сустанов Ю. В. Межгодовые колебания температуры воды в центральной ветви Северо-Атлантического течения и их долгосрочное прогнозирование. — Тез. докл. III Всес. научной конференции по проблемам промыслового прогнозирования (долгосрочные аспекты). Мурманск, 1986.
5. Глаголева М. Г. Методическая записка по разложению в ряды по естественным составляющим полей атмосферного давления над Северным полушарием. — М.: Гидрометцентр, 1978.
6. Глаголева М. Г. О роли циркуляции атмосферы в формировании аномалий температуры воды в Северной Атлантике. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1985, вып. 270.
7. Зарипов Б. Р., Ржеплинский Д. Г. Среднемноголетняя сезонная циркуляция вод Северо-Восточной Атлантики, Норвежского, Гренландского и Северного морей (диагностические расчеты). — Океанология, 1977, т. 17, вып. 5.
8. Карандашева Т. К. Сезонная изменчивость термической стратификации вод Норвежского и Гренландского морей. — Метеорология и гидрология, 1985, № 3.
9. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоздат, 1977.
10. Собченко Е. А. Тепловые и динамические характеристики атлантических вод в проливе между Фарерскими и Шетландскими островами в 1971—1975 гг. — Тр. ГОИН, 1979, вып. 150.
11. Соскин И. М. Колебания интенсивности Северо-Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива. — Тр. ГОИН, 1967, вып. 91.
12. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. I. Температура воды. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1980.

13. Танцюра А. И. Преобладающие поверхностные течения Норвежского моря. — Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27.

14. Урюмов А. И., Зубова М. М., Тимофеева Н. В. Формирование длительных особенностей температурного поля океана и их прогноз. — Метеорология и гидрология, 1987, № 7.

УДК 551.465.1

П. А. ВАЙНОВСКИЙ, Ю. Э. ТИТОВ, Г. В. ТРУШИНА (ЛГМИ)

## РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

Морские гидрологические прогнозы на сегодняшний день представляются интенсивно развивающейся отраслью гидрометеорологии. Важнейшая причина этого процесса состоит в резком повышении народнохозяйственной значимости планирования промышленных и технических работ в реальных условиях океана. Решение задач диагноза и прогноза теплового состояния верхнего слоя океана в условиях ограниченного количества исходной информации обусловило широкое использование физико-статистических методов предсказания, получили развитие методы, основанные на представлении о стохастической природе процессов, протекающих в океане [1], разрабатываются вероятностные модели [2]. Следует отметить, что последние получили значительно большее развитие в метеорологических прогнозах [3].

Несомненно, потребность в надежных методах прогноза теплового состояния вод открытых районов океана очевидна. Тем не менее, следует признать, что едва ли будет найден единственный метод прогноза, т. е. такая модель, которая адекватно воспроизведет регистрируемую изменчивость океана и в полной мере удовлетворит практическим запросам. Сделанный вывод вполне можно отнести, впрочем, и к гидродинамическим прогнозам теплового состояния океана.

Опыт прогнозирования изменчивости различных характеристик климатической системы океан — атмосфера у нас в стране и за рубежом показал, что путь усложнения прогностических моделей, дальнейшее совершенствование уже существующих моделей не дает значительного практического эффекта и очевидно не является перспективным. Даже наиболее совершенные прогностические модели, включающие в себя многочисленные параметры состояния системы океан — атмосфера, обладают одним общим для всех моделей недостатком — низкой оправдываемостью в периоды перестроек атмосферных или гидрологических процессов и в после-

дующие за ними периоды. Возможной причиной этого является то, что модели оказываются «настроенными» на прогноз процессов определенного типа. В результате перестройки процессов на другой тип модель перестает работать, при повторении типа процесса модель опять дает удовлетворительный результат. В связи с этим становится ясно, что эффективность прогнозирования зависит не только от вида модели, но и, что очень важно, от типа прогнозируемых процессов. Таким образом, мы приходим к выводу о необходимости использования альтернативных прогнозов, т. е. таких моделей, которые работают на «своих» процессах, дополняя друг друга.

Именно этим обстоятельством обусловлены новые подходы к прогнозированию гидрометеорологических процессов: разработка динамико-стохастических и стохастико-динамических моделей [4, 5] и комплексирование альтернативных прогнозов [6]. К выводу о том, что успехи математического моделирования гидрометеорологических процессов заложены в оптимальном сочетании альтернативных методов, пришли сравнительно недавно [6, 7], в практике же морских прогнозов такой подход практически не используется.

В настоящей работе осуществлена комплексация методом линейной статистической оптимизации регрессионных, стохастической и вероятностной моделей прогноза среднесезонных значений температуры поверхностного слоя океана с шагом, равным одному сезону. Оценка оптимального прогноза ( $x_0$ ) проводится в рамках линейного комплексирования  $k$ -альтернативных прогнозов ( $x_1, \dots, x_k$ ) с помощью уравнения вида

$$x_0 = \sum_{i=1}^k a_i x_i,$$

где  $a_i$  — коэффициенты регрессии, рассчитываемые на основе метода наименьших квадратов. В качестве альтернативных методов прогноза нами взяты следующие методы: инерционный, авторегрессия первого порядка, оптимальная линейная экстраполяция, стохастический и вероятностный (простая марковская цепь). Рассмотрим содержательную сторону этих методов. Инерционный прогноз (метод 1) осуществляет реализацию полного сохранения текущего теплового состояния вод на момент прогноза. В силу значительной тепловой инерции океана этот метод часто используется в оперативной практике морских прогнозов, но главным образом он необходим для оценки эффективности более сложных прогностических схем. Не следует также забывать, что в условиях очень коротких рядов предыстории данный метод является реальной альтернативой более сложным подходам.

Авторегрессия первого порядка (метод 2) реализует предположение о сохранении тенденции изменения температуры воды, другими словами, здесь считается заданной и неизменной при

любых условиях скорость диссипации аномалии теплового состояния вод. Метод описывается уравнением

$$T_{n+1} = aT_n,$$

где  $a = \text{const}$  — коэффициент авторегрессии, постоянный для данного ряда, определяющий время затухания аномалии температуры воды.

Оптимальная линейная экстраполяция (метод 3) является по сути моделью авторегрессии  $n$ -го порядка, порядок которой ( $L$ ) оценивается по предыстории на основе выполнения условия минимума дисперсии ошибок восстановления по зависимому ряду [8]:

$$T_{n+1} = \sum_{i=1}^L a_i T_{n-i},$$

где  $a_i$  — функция оптимальной экстраполяции. Метод базируется на использовании внутрирядной связи последовательности значений во времени. Эффективность прогностического уравнения во многом зависит от вида и устойчивости корреляционной функции. В отличие от предыдущих двух методов, которые связывают прогностическое значение с предшествующим, данный метод позволяет использовать более дальние по времени связи в результате выявленной периодичности.

Стохастический подход (метод 4) реализован на основе предположения об интегрирующей реакции океана на короткопериодное стохастическое воздействие атмосферных процессов. Океан, обладая высокой по сравнению с атмосферой тепловой инерцией, медленно диссипирует возникшие аномалии в верхнем слое океана. Причем скорость диссипации может варьироваться в зависимости от структуры текущего процесса. Модель выражается уравнением

$$T_{n-1} = a_n T_n.$$

где  $a_n$  — переменный во времени коэффициент авторегрессии, оцениваемый на основе процедур оптимальной фильтрации Калмана, исходя из условия минимизации ошибки предсказания на шаге  $n-1$ .

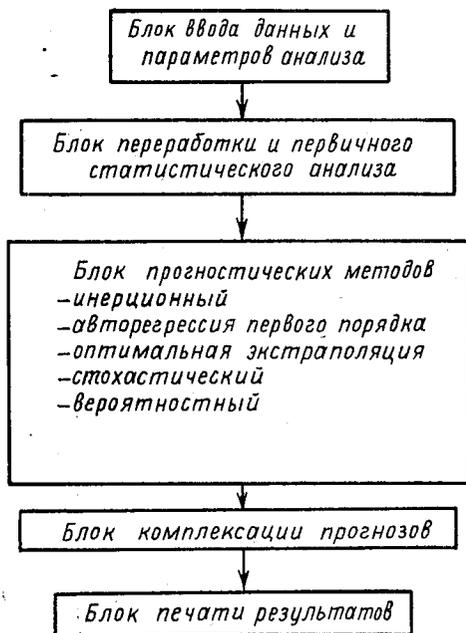
Наконец, метод 5 представляет собой схему вероятного предсказания аномалий теплового состояния вод поверхностного слоя океана на основе эмпирических переходных вероятностей в простой цепи Маркова. Модель реализована в виде

$$T_{n+1} = T_n P_{\text{max}},$$

где  $P_{\text{max}}$  — максимальная условная вероятность в матрице рассчитанных условных вероятностей  $P(A_i/A_j)$  появления несовместных событий.

Для удобства практических расчетов весь вычислительный процесс реализован на ЭВМ ЕС в виде специализированной программы, блок-схема которой представлена на рисунке. Входными

параметрами данной программы могут быть ряды различных гидрометеорологических характеристик. В качестве примера нами взяты ряды среднесезонных значений температуры поверхностного слоя океана по данным судов погоды М ( $\varphi=66^\circ$  с. ш.,  $\lambda=2^\circ$  в. д.) и L ( $\varphi=57^\circ$  с. ш.,  $\lambda=20^\circ$  з. д.) за ряд лет, с 1968 по 1983 гг. Проверка осуществлялась на независимом материале, который составил пять лет — с 1983 по 1987 г. включительно. Для оценки оправдываемости долгосрочных прогнозов были рассчитаны среднеквадратичные отклонения температуры поверхностного слоя океана по каждому сезону  $\sigma_i$ . Величины  $0,674 \sigma_i$  оказались одинаковыми для судов погоды М и L и составили  $0,3^\circ\text{C}$  для весеннего, зимнего и осеннего сезонов, а для летнего  $0,5^\circ\text{C}$ . Оправдавшимися считались прогнозы, не вышедшие за эти пределы относительно наблюдаемой величины. Эффективность прогнозирования рассчитывалась как разность между оправдываемостью метода и климатической оправдываемостью.



Блок-схема программы комплексации статистических методов прогнозирования среднесезонных значений температуры поверхностного слоя океана.

Результаты, приведенные в таблице, показывают, что методы прогноза, выбранные в качестве альтернативных, существенно меняют свою эффективность при прогнозировании температуры

поверхностного слоя в различных гидрологических районах океана с. п. М и L. Поэтому выбрать какой-либо один наиболее эффективный метод прогноза не удастся. Однако их комплексирование методом статистической оптимизации приводит к значительному росту эффективности прогнозирования — более 25% относительно климатического прогноза. Полученный результат подтверждает выводы теории об эффективности комплексации альтернативных прогнозов [6] и дает основание надеяться на прогресс в долгосрочном прогнозировании теплового состояния вод открытых районов океана.

Оценка оправдываемости и эффективности методов прогноза среднесезонных значений температуры воды поверхностного слоя по с. п. М и L

Судно погоды	Оценки прогнозов, %	Метод прогноза					
		1	2	3	4	5	$x_0$
М	Оправдываемость	55	80	65	70	80	90
	Эффективность	—10	15	0	5	15	25
L	Оправдываемость	70	55	55	60	65	80
	Эффективность	20	5	5	10	15	30

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Hasselmann K.* Stochastic climate models. Part I. Theory. *Tellus*, 1976. Vol. 28, N 6, p. 473—485.
2. *Murphy A. H., Winkler R. L.* Probabilistic temperature forecasts. The case for operational program. — *BAMS*, 1979, Vol.60, N 1, p. 12—19.
3. *Груза Г. В., Ранькова Э. Я.* Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 271 с.
4. *Марчук Г. И.* Численные решения задач динамики и атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 308 с.
5. *Кочергин В. П., Тимченко И. Е.* Мониторинг гидрофизических полей океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 278 с.
6. *Обухов А. М.* К вопросу об оценке успешности альтернативных прогнозов. — Изв. АН СССР. Серия геофизика, 1955, № 4, с. 339—349.
7. *Багров Н. А.* О комплексном методе прогнозов. — *Метеорология и гидрология*, 1962, № 4, с. 14—21.
8. *Бокс Дж., Дженкис Г.* Анализ временных рядов. Прогноз и управление. Вып. 2. — М.: Мир, 1974. — 197 с.

## ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

Для решения задачи долгосрочного прогнозирования необходимо изучение колебаний температурного режима поверхности океана. Значительное внимание уделяется исследованию гармонических составляющих сезонного хода температуры поверхности океана (ТПО). Анализ сезонной изменчивости ТПО уже выполнялся как для всего Мирового океана [4], так и для Северной Атлантики [5]. В настоящей работе исследуется структура пространственно-временной изменчивости годовой и полугодовой составляющих сезонного хода ТПО для Норвежского моря, района наиболее интересного в термодинамическом, а также рыбопромысловом отношении.

Для работы были использованы данные о среднемесячной температуре поверхности моря в 26 точках сетки  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  на акватории Норвежского моря за 11 лет (1977—1987 гг.) из архива, составленного на кафедре динамики океана ЛГМИ по материалам среднемесячных карт температуры поверхности океана Северной Атлантики.

Значения амплитуд и фаз гармоник сезонного хода ТПО определялись гармоническим анализом Фурье. В результате исходный ряд ТПО аппроксимировался по формуле

$$T = T_0 + A_1 \cos(\omega t - \varphi_1) + A_2 \cos(2\omega t - \varphi_2),$$

где  $T_0$  — среднегодовая величина температуры поверхности моря;  $A_1$  и  $A_2$  — амплитуды;  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  — фазы годовой и полугодовой гармоник соответственно;  $\omega$  — угловая скорость годовой гармоник;  $t$  — время.

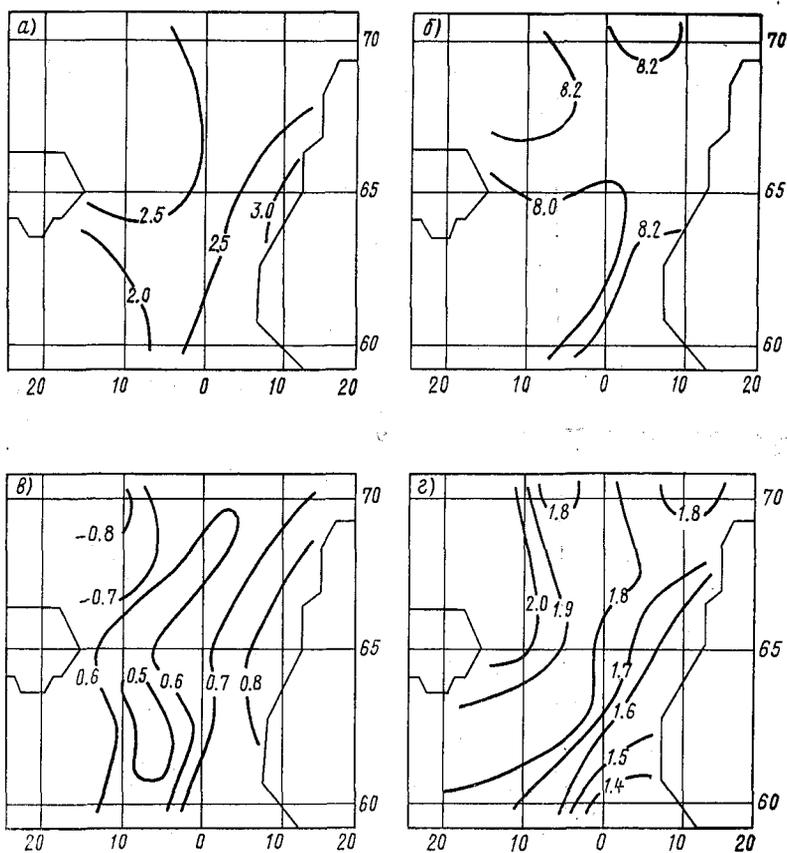
Во всех исследуемых точках была проведена проверка на значимость с вероятностью 95% амплитуд и фаз обеих составляющих. Незначимых значений не выявлено.

Анализ соотношения амплитуд ТПО для исходного ряда и для отдельных гармоник показал, что сумма годовой и полугодовой волн достаточно хорошо описывает фактически наблюдаемый сезонный ход ТПО. Вклад в общую дисперсию ряда составил: для годовой гармоник 90,1%, для полугодовой 5,2%.

Средние по акватории Норвежского моря значения амплитуд и фаз обеих гармоник в целом соответствует уже полученным оценкам для района Северной Атлантики [1, 2, 3].

На акватории Норвежского моря амплитуда годовой гармоник изменяется от  $1,8^\circ$  до  $3,1^\circ$  С (рисунок а). Максимальное значение амплитуды годовой гармоник ( $3,1^\circ$  С) наблюдается у побе-

режья Норвегии на широте  $65^\circ$  с. ш. и пространственно совпадает с «очагом тепла», выявленным В. В. Шулейкиным в этом районе [7]. Природа этого очага характеризуется повышенной теплоотдачей в атмосферу за счет турбулентного теплообмена с океаном



Параметры гармоник сезонного хода ТПО в Норвежском море:  
*a* — амплитуда годового колебания,  $^\circ$ ; *б* — фаза годового колебания (моменты наступления максимумов) начиная с 1 января, мес.;  
*в* — амплитуда полугодового колебания,  $^\circ$ ; *г* — фаза полугодового колебания (моменты наступления первого максимума), мес.

и за счет испарения океанской воды. Это обусловлено влиянием холодных масс воздуха, стекающих с материка [7]. Выделяется также локальный максимум ( $2,7^\circ\text{C}$ ) к северо-востоку от Исландии, который можно объяснить наличием колебаний кромки ледяного покрова в данном районе.

Фазы годовой гармоник распределены в пространстве достаточно равномерно: разность фаз между крайними значениями составляет около 10 суток (рисунок б). Максимум годовой температурной волны приходится на конец августа — начало сентября и наступает прежде всего на юге акватории, вдоль стрежня Норвежского течения, распространяясь затем к северо-западу и к юго-востоку акватории.

Карты амплитуды и фазы полугодовой гармоник представлены на рисунке в, г. На всей акватории Норвежского моря амплитуда полугодовой волны в сезонном ходе составляет 25—30% амплитуды годовой составляющей, увеличиваясь до 32% от годовой составляющей на северо-западе исследуемого района.

Максимальные значения амплитуды полугодовой гармоник ( $0,86^{\circ}\text{C}$ ) расположены там же, где наблюдаются максимумы годовой составляющей сезонного хода, и, скорее всего, обусловлены теми же причинами. В районе Фарерских островов наблюдается минимум амплитуды полугодовой составляющей ( $0,41^{\circ}\text{C}$ ), область пониженных значений амплитуды от которого простирается к северу в пределах рассматриваемого района. Следует отметить, что вся зона пониженных значений амплитуды полугодовой температурной волны расположена вдоль основного гидрологического фронта между Восточно-Исландским и Норвежским течениями. Уменьшение амплитуды полугодовой волны в районе основного фронта можно объяснить влиянием отрицательных аномалий температуры воды в теплом потоке, возникающих либо при действии полугодового солнечного прилива на основные течения, как уже указывалось в [1], либо при их адвекции Норвежским течением в исследуемый район.

Максимумы полугодового колебания приходятся на конец февраля — начало марта и конец августа — начало сентября. Фаза полугодовой гармоник более изменчива, чем годовой. Разность фаз между южным и северным районами акватории составляет около 20 суток. Полугодовая волна, первоначально достигнув максимума на севере Северного моря, распространяется вдоль стрежня Балтийского и Лофотенского течений, затем пересекает всю акваторию Норвежского моря в направлении на северо-запад, замедляясь при пересечении основного и вторичных гидрологических фронтов.

Для того же временного ряда были рассчитаны значения амплитуд и фаз годового колебания температуры поверхности Норвежского моря для каждого из 11 лет отдельно. Для анализа использовались данные о температурном режиме акватории Норвежского моря в исследуемые годы [6].

Ежегодная изменчивость пространственного распределения амплитуды и фазы годовой гармоник характеризуется в основном двумя состояниями. Первое — наличие двух районов повышенных значений амплитуды, соответствующих районам климатических максимумов амплитуды годовой составляющей (у бере-

гов Норвегии и к северо-востоку от Исландии), что наблюдается преимущественно в теплые в термическом отношении годы и сопровождается распространением температурной волны в меридиональном направлении. Второе состояние характеризуется наличием хорошо выраженного одного максимума амплитуды годовой гармоника у берегов Норвегии, соответствующего холодным в термическом отношении годам и квазиширотному распространению температурной волны.

### Выводы

1. Динамика годовой и полугодовой температурных волн на поверхности Норвежского моря определяется процессами взаимодействия океана и атмосферы, происходящими в данном районе.

2. Основное влияние на распределение параметров годовой и полугодовой гармоник сезонного хода ТПО оказывает система крупномасштабных и местных течений Норвежского моря и связанные с ними основные и вторичные фронты.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Кисляков А. Г. Сезонные изменения температуры в Норвежском течении. — Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27, с. 153—163.
2. Кисляков А. Г. Новые данные о сезонных расходах воды в Норвежском течении. — Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27, с. 163—171.
3. Максимов И. В., Смирнов Н. П. О происхождении полугодового ритма в деятельности океанских течений. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 10, с. 1079—1088.
4. Панфилова С. Г. Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 3, с. 394—407.
5. Селеменов К. М. Сезонные колебания температуры воды на поверхности Северной Атлантики. Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч. 2 / Под ред. С. С. Лаппо. — М., Моск. отд. Гидрометеоздата, 1986, с. 23—27.
6. Шевелев М. С., Терещенко В. В., Ярагина Н. А. Распределение и поведение донных рыб в Баренцевом и Норвежском морях и факторы их определяющие. Влияние океанологических условий на распределение и динамику популяций промысловых рыб Баренцева моря. — Сб. докл. III советско-норвежского симпозиума. — Мурманск, ПИНРО, 1987, с. 244—259.
7. Шулейкин В. В. Избранные труды: Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы. — М.: Наука, 1986. — 174 с.

УДК 551.463

И. П. КАРПОВА, Ю. В. СУСТАВОВ (ЛГМИ)

## О ВНУТРИГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ С СВЯЗИ С ЗАДАЧЕЙ ЕЕ ПРОГНОЗА

Важнейшей характеристикой теплового состояния водных масс любого водоема, наиболее часто употребляемой при решении за-

дач теоретической и особенно прикладной океанологии, является аномалия температуры воды. Непременным условием для ее расчета и прогнозирования является наличие статистически обоснованной точки отсчета, от которой эта аномалия должна оцениваться. На практике в качестве такой характеристики обычно принимают среднее многолетнее значение температуры воды во временном интервале дискредитации прогноза (сутки, декада, месяц и т. д.) и как оптимальный вариант — статистически достоверный временной ход температуры воды на соответствующем периоде временной изменчивости (сутки, месяц, год и т. д.).

Совершенно очевидно, что для многих регионов Мирового океана (и даже отдельных районов некоторых морей, в том числе Норвежского) таких данных не имеется. Поэтому чрезвычайную важность приобретают поиски путей либо теоретического нахождения необходимой точки отсчета, либо построения базовой кривой изменения рассматриваемых характеристик в нужном временном масштабе. При этом следует опираться на данные нерегулярных наблюдений в отдельных точках морских акваторий или на гидрологических разрезах, используя ситуацию сопряженности колебаний. Второй путь, конечно, более надежен. Практический замысел здесь понятен: имея кривую изменений температуры воды, исследователь может определить место случайного (единичного) измерения на координатной оси тепловой аномалии и на основе этого вынести суждение о характере развития тепловых процессов в районе наблюдения. В последующем эта информация может быть использована для экстраполяции тенденции развития тепловых процессов на перспективу при знании общих закономерностей их временных колебаний.

Получение названных выше базовых характеристик представляет большую самостоятельную задачу, попытка решения которой для акватории Норвежского моря сделана в настоящей работе. Выбор района, помимо важности его промыслового значения, интересен еще и тем, что здесь имеется объективно сложившийся набор временных рядов наблюдений на стандартных разрезах различного содержания по дискретности, регулярности и объему данных (рис. 1). В этих условиях для решения главной задачи — восстановления среднего многолетнего годового хода температуры воды по различным районам необходимо прежде всего решить ряд методических вопросов, связанных с выбором приемов восстановления для различных случаев полноты наблюдений.

Напомним, что в Норвежском море имеется станция погоды *М*, временные ряды наблюдений на которой непрерывны: на части стандартных разрезов, преимущественно в южной половине моря, наблюдения ведутся на протяжении всего года, но их временная и пространственная дискретность неравномерна; на большинстве разрезов в северной части моря имеются месяцы и даже сезоны, в которых наблюдения полностью отсутствуют.

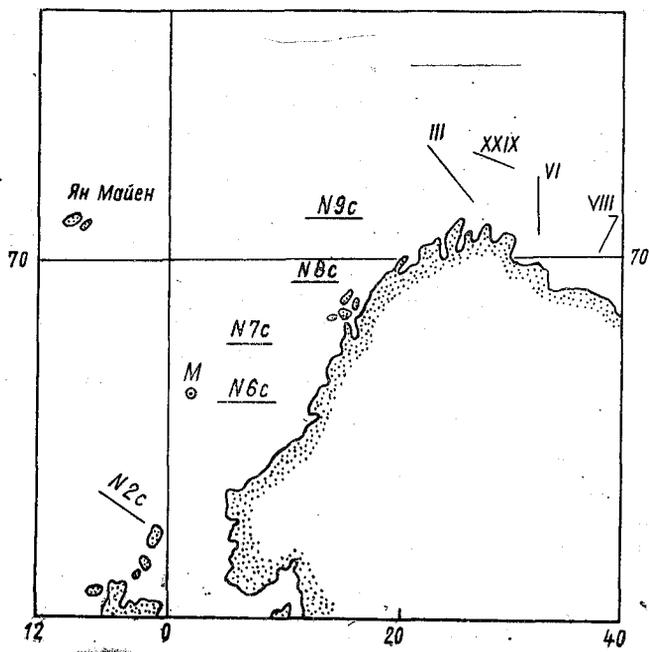


Рис. 1. Положение вековых разрезов (III, VI, VIII, XXIX) в Баренцевом море, стандартных разрезов (2 с, 5 с—9 с) и станции погоды М в Норвежском море.

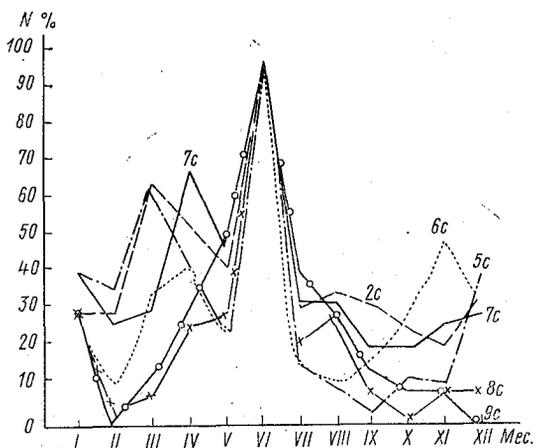


Рис. 2. Количество выполненных наблюдений в различные месяцы (%) по отношению к наблюдениям в июне на стандартных разрезах (2 с, 5 с—9 с) в Норвежском море.

В последние годы в ПИНРО и ЛГМИ проделана большая работа по систематизации и расчету ежемесячных среднемноголетних значений температуры воды по отдельным участкам стандартных разрезов, отождествляемых с положением основных ветвей течений Норвежского и Гренландского морей [1]. В качестве исходных данных послужили материалы гидрологических съемок различными судами за период 1947—1983 гг. Однако гидрологические съемки выполнялись крайне нерегулярно. Это, в частности, отмечается в работе [6], в которой приведены средние месячные значения температуры воды на стандартных разрезах в слоях 0—50, 50—200, 200—500 м для южной и центральной частей Норвежского моря. Наиболее регулярно наблюдения над температурой воды проводились в период ежегодных июньских съемок, что позволило сформировать достаточно представительные массивы июньских наблюдений (табл. 1). Принимая количество этих наблюдений за 100%, объем данных в другие месяцы можно оценить исходя из рис. 2. Анализируя таблицу и рисунки, нетрудно убедиться, что ни о каких статистически обоснованных нормах месячных (за исключением июня) температур, рассчитанных по таким данным прямым осреднением, говорить не приходится.

Таблица 1

Количество разовых наблюдений температуры воды на основных стандартных разрезах в Норвежском море, выполненных различными судами в июне за период 1947—1983 гг.

Участки разрезов (рис. 1)	2 с	5 с	6 с	7 с	8 с	9 с
Количество наблюдений	30	26	28	29	30	30

Об этом красноречиво говорит верхняя часть рис. 3 для разрезов Норвежского моря. Для сравнения там же приведены сведения о годовом ходе температуры воды на баренцевоморских вековых разрезах, полученном путем осреднения данных по месяцам за 30-летний период. Эти кривые имеют привычный плавный ход и отражают естественные закономерности сезонных изменений температуры воды в Баренцевом море, чего не скажешь про кривые на разрезах Норвежского моря, в которых присутствуют случайные отклонения, обусловленные значительными различиями в количестве осредняемых наблюдений по месяцам. Для такого ансамбля данных при изучении сезонной изменчивости рекомендуется квантильный анализ [2, 7]. Суть его в том, что все наблюдения, выполненные в различные годы, упорядочиваются по календарным датам. Далее проводится ранжирование температур

для каждого рассматриваемого месяца:  $T_1 \leq T_2 \leq T_3 \leq \dots \leq T_n$   
 (где  $n$  — число наблюдений) и находится медиана  $Me = T_{0,5}$ ,

$$Me = \begin{cases} T_{n+1/2} & \text{при нечетном } n \\ 0,5 (T_{n/2} + T_{n/2+1}) & \text{при четном } n \end{cases}$$

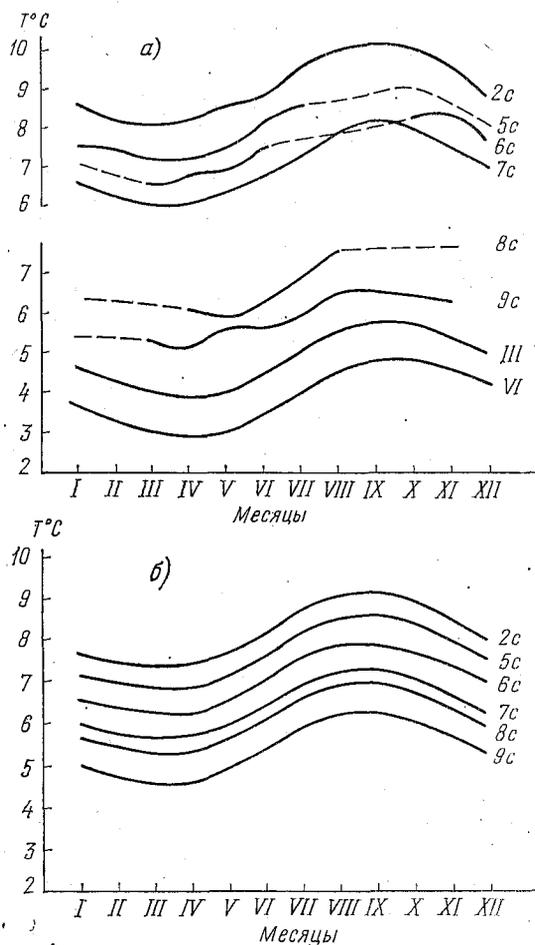


Рис. 3. Годовой ход температуры воды в слое 0—200 м на стандартных разрезах Баренцева III, VI), Норвежского (2 с, 5 с—9 с) морей и с. п. М: а — по натурным данным; б — восстановленные значения.

квантили  $T_{0,25}$  и  $T_{0,75}$  как медианы левой и правой половин ранжированного ряда, а также трехсреднее значение  $\bar{T}_3$

$$\bar{T}_3 = (T_{0,25} + 2 T_{0,5} + T_{0,75}) / 4.$$

Для характеристики изменчивости рассматриваемого ряда используется размах колебаний в каждом месяце:  $R = T_{\max} - T_{\min}$  и интерквартильное состояние  $Q = T_{0,75} - T_{0,25}$ . Кроме того, для нормального распределения можно легко найти оценку дисперсии  $D$ :  $\sqrt{D} = 0,74 \cdot Q$ , а различия между  $\bar{T}_3$  и  $T_{0,5}$ , а также  $T_{0,5}$  и  $T_{\max}$ ,  $T_{0,25}$ ,  $T_{0,75}$ ,  $T_{\min}$  позволяют оценить асимметрию распределения.

Применение квантильного анализа к эквидистантным рядам температуры воды на разрезах III и VI и неэквидистантным на разрезах 2 с, 7 с (у остальных рядов в отдельные месяцы число наблюдений было меньше пяти), показало следующее. Различия между  $T_{0,5}$  и средними многолетними месячными значениями температуры воды ( $\bar{T}$ ) в Баренцевом море не превысили  $0,15^\circ\text{C}$  (табл. 2) (на рис. 3 эти две кривые практически сливаются), а средняя абсолютная погрешность менее  $0,08^\circ\text{C}$ . Для Норвежского моря эти погрешности несколько больше: хотя средние абсолютные погрешности увеличиваются незначительно, максимальные погрешности возрастают более чем в два раза (табл. 2). Существенное увеличение максимальных погрешностей обусловлено прежде всего неэквидистантностью рассматриваемых рядов, малым количеством наблюдений в отдельные месяцы и, как следствие этого, наличием «выбросов» на кривой внутригодовой изменчивости температуры воды.

Таблица 2

Погрешности расчета среднего многолетнего внутригодового хода температуры воды в слое 0—200 м

Разрез	III	IV	2 с	7 с
$ T_{\text{медиана}} - \bar{T}  = \Delta T_1$	0,06	0,08	0,10	0,11
$ T_{\text{Фурье}} - \bar{T}  = \Delta T_2$	0,07	0,06	0,09	0,08
$ T_{\text{восст. по VI}} - \bar{T}  = \Delta T_3$	0,06	0,05	0,13	0,12
$ T_{\text{восст. по } \Delta T} - \bar{T}  = \Delta T_4$	0,05	0,05	0,07	0,06
$\Delta T_1 \text{ max}$	0,15	0,15	0,19	0,37
$\Delta T_2 \text{ max}$	0,12	0,11	0,25	0,15
$\Delta T_3 \text{ max}$	0,16	0,14	0,25	0,36
$\Delta T_4 \text{ max}$	0,10	0,10	0,17	0,17
Количество $\Delta T_1 > 0,10^\circ\text{C}$	1	4	5	3
$\Delta T_2 > 0,10^\circ\text{C}$	2	1	3	4
$\Delta T_3 > 0,10^\circ\text{C}$	2	3	5	6
$\Delta T_4 > 0,10^\circ\text{C}$	—	—	4	5

Для исключения «выбросов» при изучении годового хода тепловых характеристик используется Фурье-анализ (например, [3]). Нами были выполнены расчеты годового хода  $\bar{T}$  по программе из фонда алгоритмов и программ ЛГМИ, составленной Г. И. Беликовой, Е. А. Светлановой и Э. В. Сергеновой. Количество гармоник, описывающих исходный ряд оценивается на основе соотношений

$$\frac{D_j}{D} > 0,95; \quad \frac{D_j - D_{j-1}}{D} < 0,01,$$

где  $D$  — дисперсия исходного ряда;  $D_j$  — дисперсия восстановленного ряда при каждом фиксированном числе гармоник  $j$ .

Естественно, что для годового хода  $\bar{T}$  вышеуказанные соотношения достигались при  $j=1$ .

Погрешности расчета внутригодовых изменений температур воды путем использования Фурье-анализа представлены в той же табл. 2. Можно видеть, что в целом они близки погрешностям, полученным при расчетах  $T_{0,5}$  и для Баренцева, и для Норвежского морей.

Однако, как указано выше, на разрезах 5 с, 6 с, 8 с, 9 с в отдельные месяцы наблюдений было недостаточно для нахождения  $T_{0,5}$  или они полностью отсутствовали за весь рассматриваемый период. Поэтому возникла необходимость для оценки внутригодового хода прибегнуть к иным способам, основанным на общности основных процессов, формирующих тепловой режим верхнего слоя Баренцева и Норвежского морей, и, как следствие этого, на подобии проявления внутригодовых изменений. Подобие годового хода оценивалось по моментам поступления максимальных и минимальных значений  $\bar{T}$ , а также по величине годовой амплитуды (табл. 3).

Таблица 3

Амплитуды годовых изменений температуры воды в слое 0—200 м и моменты наступления максимумов и минимумов

Разрез, с. п.	2 с	М	7 с	III	VI	XXIX
Годовая амплитуда, °С	2,2	1,9	2,1	1,9	2,0	2,0
$\bar{T}_{\max.}$ , месяц	IX	IX	IX	IX	IX	IX
$\bar{T}_{\min.}$ , месяц	III	IV	III	IV	IV	IV

Изменения годовой амплитуды невелики (на акватории от 61° с.ш. до 67,5° с.ш. в Норвежском море и до 74,5° с.ш. в Баренцевом море изменения ее составляют около 0,3°С), хотя абсо-

лютные значения температур с юга на север закономерно уменьшаются (рис. 3). Максимум  $\bar{T}$  наступает одновременно, а различия моментов поступления минимума  $\bar{T}$  составляют один месяц, причем нельзя отметить четкую закономерность различий с увеличением широты места. Для других стандартных разрезов Норвежского моря подобные статистически обоснованные характеристики отсутствуют, так как отдельные «выбросы» оказывают влияние и на величину годовой амплитуды, и на моменты наступления максимумов и минимумов  $\bar{T}$ .

Для восстановления внутригодового хода  $\bar{T}$  на стандартных разрезах 5 с, 6 с, 8 с, 9 с были использованы два способа. В основе первого лежало изучение закономерностей изменений температуры воды от месяца к месяцу ( $\delta T_i$ ), причем июньская  $T_{VI}$ , как статистически наиболее значимая, считалась истинной нормой для данного разреза. Нахождение восстановленного значения температуры воды для каждого месяца  $T_i$  осуществлялось путем последовательного суммирования к  $T_{VI}$  значений  $\delta T_i$  для июля — декабря и мая — января, т. е.

$$T_i = T_{VI} \pm \delta T_i.$$

Второй способ восстановления внутригодового хода  $\bar{T}$  состоял в вычислении ежемесячных разностей между значениями температуры воды на разрезах  $\Delta T_i$  и нахождении средних годовых различий  $\bar{\Delta T}$  между разрезами  $\Delta \bar{T}$ . Путем осреднения удалось устранить влияние «выбросов» в восстанавливаемых рядах температуры воды на значения  $\Delta T_i$ . Дальнейшее нахождение годового хода  $\bar{T}$  состояло в перенесении основных закономерностей внутригодовой изменчивости температуры воды разрезов III, VI, 2 с, 7 с, п. М на восстанавливаемые:

$$T_{i \text{ восст}} = T_{i \text{ ист}} + \Delta \bar{T} + \Delta T_i,$$

где  $T_{i \text{ восст}}$  — значение температуры восстанавливаемого разреза в  $i$  месяце;  $T_{i \text{ ист}}$  — значение температуры на разрезе, имеющем статистически обеспеченные нормы в  $i$  месяце.

Для вековых разрезов Баренцева моря использование этих способов (вторым способом температура воды на III и VI разрезах для оценки метода восстанавливалась на основе годового хода температуры воды на VIII разрезе) привело к уменьшению погрешностей по сравнению с квантильным и Фурье-анализом. Для стандартных разрезов Норвежского моря о существенных различиях говорить трудно (табл. 2). В целом результаты расчетов, полученные вторым способом имеют меньшие погрешности по сравнению с аналогичными расчетами, проведенными первым способом (на основе учета июньской температуры в качестве нормы). Но с другой стороны, использование статистически обоснованной

Средние месячные температуры воды слоя 0—200 м на стандартных разрезах  
в восточной ветви Норвежского течения, восстановленные 1-м способом

Разрез	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2 с	8,6	8,4	8,2	8,1	8,3	8,71	9,3	9,8	10,1	10,0	9,6	9,1
5 с	8,0	7,8	7,6	7,5	7,8	8,15	8,8	9,2	9,6	9,4	9,0	8,5
6 с	7,3	7,0	6,9	6,8	7,0	7,40	8,0	8,5	9,8	8,7	8,2	7,8
7 с	6,7	6,4	6,3	6,2	6,4	6,76	7,4	7,9	8,2	8,1	7,6	7,1
8 с	6,3	6,1	5,9	5,8	6,0	6,42	7,0	7,5	7,8	7,7	7,3	6,8
9 с	5,5	5,3	5,1	5,0	5,2	5,61	6,2	6,7	7,0	6,9	6,5	6,0
10 с*	5,0	4,8	4,6	4,5	4,7	5,13	5,7	6,2	6,5	6,4	6,0	5,5
11 с	4,5	4,3	4,1	4,0	4,2	4,62	5,2	5,7	6,0	5,9	5,5	5,0
13 с*	2,8	2,5	2,4	2,2	2,4	2,85	3,4	4,0	4,2	4,2	3,7	3,2

\* — в холодные годы  $T_{0-200}$  равна температуре замерзания в зимний период.

нормы позволяет учесть региональные особенности изменений температуры воды от разреза к разрезу. При восстановлении температуры воды вторым способом, на стандартных разрезах 5 с, 8 с  $\Delta T_4$  в июне достигала 0,2—0,3° С. Считая, что тридцатилетний ряд достаточен для получения нормы, видимо, предпочтение следует отдать первому способу, который можно применять для восстановления годового хода температуры воды формально, имея только норму июня (или другого месяца) даже для тех стандартных разрезов, где в отдельные месяцы наблюдения полностью отсутствовали. Средние месячные многолетние значения температуры воды, полученные первым способом для стандартных разрезов Норвежского моря, приведены в табл. 4. На сегодня они представляются наиболее обоснованными и могут быть использованы в повседневной прогностической практике как база для оценки тепловых аномалий верхнего слоя Норвежского моря по данным текущих экспедиционных наблюдений на вековых и стандартных разрезах. Наличие подобных данных имеет принципиальное значение для исследований по разработке новых и уточнению существующих методов долгосрочных прогнозов тепловых условий Норвежского моря.

В выполнении расчетов принимали участие В. П. Теряева и С. Л. Ширшов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. — Калининград, 1962. — 184 с.
2. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 319 с.
3. Лыков А. А. Комплекс программ расчета характеристики годового хода температуры воды. — Тр. ВНИИГМИ-МЦД, 1985. Вып. 123, с. 77—81.
4. Сустанов Ю. В., Карпова И. П., Жевноватый В. Т. Океанологические основы долгосрочных промысловых прогнозов (на примере Северо-Европейского бассейна). — В сб.: Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. Л., Изд. ЛПИ, 1986, вып. 93, с. 34—44 (ЛГМИ).
5. Сустанов Ю. В., Масловский М. И., Карпова И. П. и др. Разработка системы океанологических прогнозов различной заблаговременности на основе изучения взаимосвязей гидрометеорологических процессов в энергоактивных и биопродуктивных районах Северо-Европейского бассейна. — Тез. докл. III съезда советских океанологов. Секция Физика и химия океанов, 1987, с. 235—236.
6. Шевченко А. В. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды и распределение пугассу в Норвежском море. — В сб.: Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна. Мурманск, 1984, с. 48—59.
7. Шпаер И. С., Мясничева Н. В. Новые методические подходы к расчету характеристик годового хода гидрологических и гидрохимических элементов в верхнем слое Балтийского моря. — Тез. докл. III съезда советских океанологов. Секция Физика и химия океанов, 1987, с. 225—227.

## ОБ ОЧАГАХ ОДНОРОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Крупномасштабная изменчивость Мирового океана и прежде всего изменчивость температуры его поверхности играют решающую роль в долгосрочном прогнозировании аномалий погоды [2]. Актуальность тематики и определяет цель настоящей работы — выявление районов однородной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике, а также сезонов, в которые преимущественно формируются в эти районы.

В работе использованы ряды среднесезонных значений ТПО в районе от 5 до 65° с.ш., отнесенных к узлам сетки 5×5° за период 27 лет с 1957 по 1983 г. В качестве сезонов принято скользящее двухмесячное осреднение (I—II, II—III, ..., XII—I).

Для выявления районов однородной изменчивости применен расчет пространственных корреляционных функций аномалий изменения ТПО ( $\Delta \delta T_w$ ). Для чего  $\Delta \delta T_w$  в каждой точке коррелировались с  $\Delta \delta T_w$  во всех точках поля (135 расчетных точек). Изменения ТПО ( $\delta T_w$ ) считались от начала к концу сезона. Расчет производился для всех двенадцати сезонов.

Использование в качестве расчетного параметра  $\delta T_w$  позволяет учесть сформировавшуюся к началу сезона аномалию температуры воды. Кроме того, применение  $\delta T_w$  позволяет избежать ошибки, возникающей из-за неоднородности рядов ТПО за периоды 1957—1974 гг. и 1975—1983 гг. и связанной с различной методикой обработки срочных наблюдений за температурой поверхности воды [1].

Вычисление коэффициентов корреляции для  $\Delta \delta T_w$  всех возможных пар точек расчетной сетки дает возможность определить районы, внутри которых  $\Delta \delta T_w$  тесно коррелируют между собой. По результатам расчетов построены карты распределения коэффициентов корреляции для всех сезонов. Анализ карт показал, что наиболее крупные районы с однородной изменчивостью ТПО наблюдаются в зимнее время. Начиная с сезона XII—I формируются четыре таких района: тропический, район Северо-Атлантического течения и его юго-восточных ответвлений, районы в Северном и Саргассовом морях.

Для иллюстрации на рис. 1, а представлена карта распределения коэффициентов корреляции между  $\Delta \delta T_w$  в точке  $\varphi=15^\circ$  с.ш.,  $\lambda=40^\circ$  з.д. и  $\Delta \delta T_w$  во всех точках поля в сезон I—II. На карте четко выделяются все четыре района квазиоднородной изменчи-

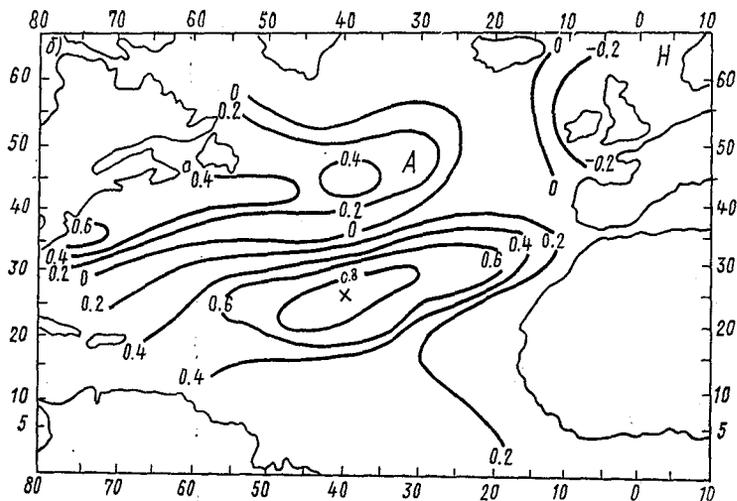
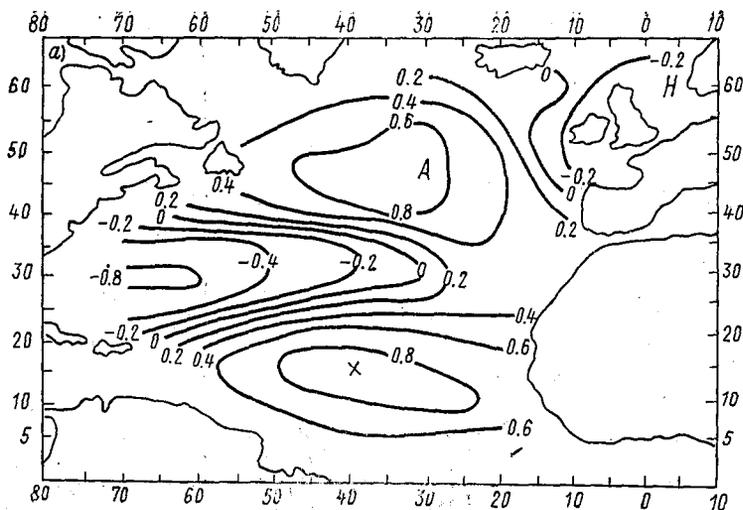


Рис. 1. Синхронная корреляция аномалий изменений ТПО: а — сезон I—II; б — сезон V—VI; X — центры корреляции; литеры А и Н соответствуют информативным районам Атлантической (А) и Норвежской (Н) областей по [4].

вости ТПО. В этот сезон имеют место наиболее тесные связи для всех точек расчетного поля (как внутри районов, так и между точками из разных районов). Изменения ТПО в первых двух районах происходят синхронно. В противофазе с этими изменениями находятся изменения ТПО в Саргассовом и Северном морях. Однако между собой аномалии  $\delta T_w$  двух последних районов коррелируют слабо с  $r=0,3-0,4$ . Следует отметить, что положение первых двух очагов однородной изменчивости ТПО совпадает с положением однородной облачной системы [3].

В сезон II—III зимняя пространственная картина изменчивости ТПО начинает размываться и уже в сезон III—IV полностью исчезает. Тропический очаг однородной изменчивости ТПО, связанный с пассатами, возникает в XII—I южнее  $20^\circ$  с. ш. В последующие сезоны I—II и II—III он распространяется на значительную часть тропической Атлантики до  $20^\circ$  с. ш. включительно в западной ее части и  $25^\circ$  с. ш. в восточной. В период теплонакопления (в сезоны IV—V, V—VI, VI—VII) этот очаг однородной изменчивости ТПО располагается в юго-восточной части антициклонического круговорота. От сезона к сезону он постепенно перемещается на северо-восток, ближе всего подходя к берегам северо-западной Африки в сезон VI—VII, после чего размывается и уже, начиная с сезона VIII—IX, тропическая зона становится районом неоднородной изменчивости ТПО. В сезон XII—I в этом районе опять начинает формироваться зимняя пассатная область однородной изменчивости ТПО. Для примера на рис. 1, б представлено поле изокоррелят в сезон V—VI. Коррелировались  $\Delta \delta T_w$  в точке с координатами  $\varphi=25^\circ$  с. ш. и  $\lambda=40^\circ$  з. д. с  $\Delta \delta T_w$  во всех точках поля.

Таким образом, в тропической зоне Северной Атлантики существуют зимний и летний районы квазиоднородной изменчивости ТПО, связанные с пассатной циркуляцией. Центры этих районов располагаются в соответствии с сезонной миграцией пассатов.

Североатлантический очаг квазиоднородной изменчивости ТПО начинает формироваться во время осенне-зимнего выхолаживания. Начиная с сезона XI—XII он занимает обширную площадь, расположенную к югу от гидрологического фронта и совпадающую с центрально-атлантической водной массой, находящейся под влиянием главных течений — Гольфстрима и Северо-Атлантического. Таким образом, подтверждается сделанный в работе [4] вывод о том, что крупномасштабные колебания температуры воды в Северной Атлантике являются следствием колебаний крупномасштабной циркуляции вод.

В весенне-летний период продолжительность существования очагов квазиоднородной изменчивости ТПО в этом районе не превышает одного сезона. То есть в период теплонакопления в умеренной зоне имеют место локальные проявления крупномасштабных колебаний температуры воды, которые являются

следствием адвекции температуры воды течениями. В диссертации А. И. Угрюмова «Закономерности крупномасштабного взаимодействия Атлантического океана и атмосферы в умеренных широтах Северного полушария» показано, что вдоль системы теплых течений Северной Атлантики перемещаются положительные и отрицательные очаги аномалий температуры воды.

Очаг квазиоднородной изменчивости ТПО в Саргассовом море в зимнее время располагается в районе истока Гольфстрима, и изменчивость ТПО в этом очаге также связана с крупномасштабными колебаниями течения (рис. 1, *a*).

Интересно отметить, что положение североатлантического очага квазиоднородной изменчивости ТПО совпадает с положением атлантической информативной области [4] (рис. 1, *a*). Это совпадение объясняется тем, что положение тех и других областей обусловлено крупномасштабной циркуляцией вод в Северной Атлантике. В работе [4] информативные области были выделены севернее  $40^\circ$  с.ш. Для района южнее этой широты расчеты коэффициентов информативности не проводились. Выявленное совпадение очагов однородной изменчивости ТПО с информативными областями к северу от  $40^\circ$  с.ш. позволяет предположить и южнее этой широты наличие информативных областей в районах однородной изменчивости ТПО, находящихся под влиянием теплых течений.

Принципиальным вопросом в проблеме долгосрочного прогнозирования ТПО является определение сезонов, в которых происходит формирование долгоживущих аномалий температуры воды.

Для решения этой задачи для каждой точки области во все сезоны коррелировались  $\Delta \delta T_w$  в момент времени  $t$  с  $\Delta \delta T_w$  в той же точке в момент времени  $(t+\tau)$ . Сдвиг  $\tau$  менялся от 1 до 10 месяцев. Результаты расчетов представлены в виде матриц коэффициентов асинхронной корреляции, позволяющих определить продолжительность влияния  $\Delta \delta T_w$  в каждый сезон на  $\Delta \delta T_w$  в последующие сезоны. Матрицы построены для всех точек расчетной области.

Оказалось, что в средних широтах (рис. 2, *a*) наибольшая продолжительность влияния осенне-зимнего выхолаживания на формирование температурного режима океана достигает шести месяцев (по изокорреляте 0,6). Продолжительность влияния других сезонов значительно меньше (до 2-х месяцев). В тропических широтах (рис. 2, *b*) долгоживущие аномалии формируются в зимний и в летний периоды. Продолжительность влияния зимних  $\Delta \delta T_w$  на последующие изменения ТПО от 4 до 8 месяцев, летних — до 6 месяцев (по изокорреляте 0,5). Таким образом, матрицы коэффициентов корреляции позволяют определить сроки существования выделенных нами областей однородной изменчивости ТПО.

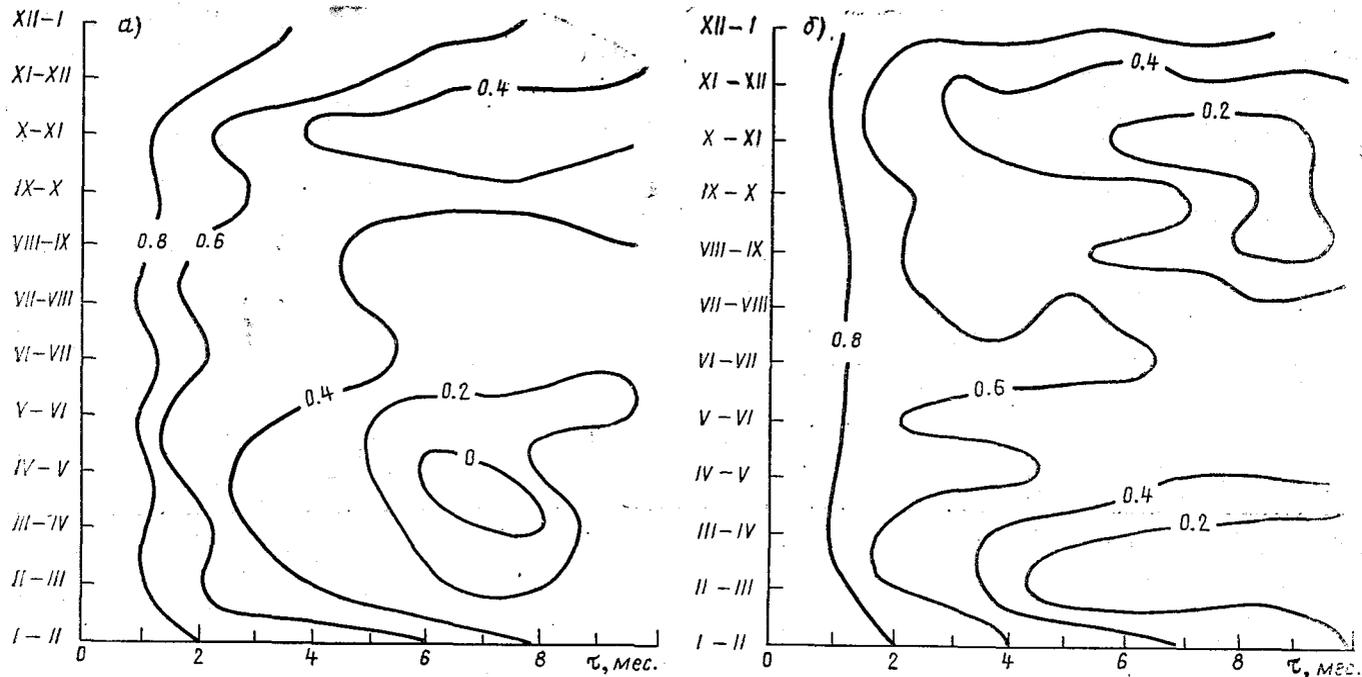


Рис. 2. Взаимокорреляционные матрицы аномалий изменения ТПО для разных районов: а —  $\phi=45^\circ$  с. ш.;  $\lambda=20^\circ$  з. д.; б —  $\phi=15^\circ$  с. ш.,  $\lambda=30^\circ$  з. д.

## Выводы

1. В Северной Атлантике выявлены наиболее крупные районы (очаги) с однородной изменчивостью ТПО, существующие в течение нескольких месяцев.

2. В тропической зоне очаги однородной изменчивости ТПО имеют место в зимний и летний сезоны. Их положение связано с пассатной циркуляцией.

3. В районе Северо-Атлантического течения, в средней его части, очаг однородной изменчивости ТПО существует только в зимний сезон.

4. Зимой очаг однородной изменчивости ТПО тропической зоны тесно коррелирует ( $r=0,6-0,8$ ) с очагом в районе Северо-Атлантического течения.

5. Длительное существование очагов однородной изменчивости ТПО (в течение нескольких месяцев) говорит о том, что они являются результатом крупномасштабных процессов.

6. Выявленное совпадение очагов однородной изменчивости ТПО, с информативными областями к северу от  $40^\circ$  с. ш. позволяет предположить и южнее этой широты наличие информативных областей в районах однородной изменчивости ТПО, находящихся под влиянием теплых течений.

7. Выделенные в Северной Атлантике очаги однородной изменчивости ТПО могут быть использованы для составления фонового прогноза аномалий погоды на ЕТС.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бирман Б. А., Балашова Е. В. Структура и изменчивость современного климата. — Обнинск, 1986. — 196 с.

2. Монин А. С., Каменкович В. Н., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.

3. Урюмов А. И., Зубова М. М., Тимофеева Н. В., Зольников А. В. Крупномасштабная изменчивость облачности в Северной Атлантике. — Метеорология и гидрология, 1988, № 5.

4. Урюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 175 с.

УДК 551.465

Е. И. СЕРЯКОВ (ЛГМИ)

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ВОЗМОЖНОСТИ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЭНТАЛЬПИИ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

Накопление экспериментального материала и поиск физических механизмов, определяющих формирование аномалий тепло-

вого состояния Норвежского моря должны привести к более глубокому изучению режима и разработке надежных методов долгосрочного прогноза термических характеристик. Устойчивая отрицательная аномалия температуры воды в Норвежском и Баренцевом морях, сохраняющаяся в течение 1985—1987 гг., не получила еще глубокого анализа термодинамических процессов, происходивших как в Северо-Европейском бассейне, так и на обширных акваториях Северной Атлантики. Для выяснения механизма формирования термического режима крайне важно иметь представление о колебаниях в режиме глубинных и донных вод Норвежского моря, составляющих 90% всей водной массы этого моря. В последние десятилетия в Атлантическом и Тихом океанах наблюдается слабая тенденция к потеплению, обнаруженная в первую очередь в субтропическом поясе [1, 2]. Расчеты составляющих теплового баланса поверхности Атлантического океана за отдельные годы показали, что с начала 70-х годов наметилась тенденция к увеличению радиационного баланса и уменьшению суммарной теплоотдачи, а в результате этих процессов среднегодовые значения теплового баланса поверхности океана по сравнению с нормой стали несколько выше. Увеличение теплового баланса поверхности океана прослеживается более четко в высоких широтах океана, чем в низких.

В работе [4] выявлены некоторые закономерности в межгодовой изменчивости энтальпии деятельного слоя и теплозапаса до нулевой изотермы (слой 700—800 м). Однако использованный в работе ряд наблюдений был весьма недостаточен. Поэтому выводы в работах [3, 4] носят предварительный характер. К сожалению, мало уделяется внимания изучению такой важной характеристики крупномасштабных тепловых процессов, как внутренний теплооборот, представляющий собой разность между максимальным и минимальным теплосодержанием. Годовой теплооборот можно рассматривать как показатель мощности цикла тепловых процессов, происходящих в результате взаимодействия океана с атмосферой и адвекции [5]. На рис. 1 приведена межгодовая изменчивость осредненных по нескольким гидрологическим станциям значений энтальпии деятельного слоя на отдельных стандартных разрезах Норвежского моря.

Анализ среднегодового, максимального и минимального теплозапаса деятельного слоя на материалах наблюдений с 1951 по 1984 г. показал, что повышение или понижение теплозапаса по среднегодовым и экстремальным значениям совпадает. Кроме того, из анализа этих временных рядов хорошо видна квазидвухлетняя цикличность в изменчивости теплозапаса. Можно полагать, что эта цикличность обусловлена колебаниями притока атлантических вод, интенсивность поступления которых в Норвежское море является следствием автоколебаний в системе Северная Атлантика — атмосфера.



Рис. 1. Межгодовая изменчивость максимального (1) и минимального (2) теплосодержания деятельного слоя на стандартном разрезе 2 с.

Межгодовая изменчивость годового теплооборота на отдельных разрезах также свидетельствует о наличии квазидвухлетнего цикла (рис. 2). Как было отмечено в работе [5], максимальный теплооборот наблюдается в зоне полярного гидрофронта, ибо он зависит прежде всего от адвективного переноса тепла и холода, устойчивости водных масс, глубины моря и интенсивности взаимодействия с атмосферной циркуляцией.

В исследованиях ААНИИ, посвященных межгодовой изменчивости расходов воды и тепла через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы отмечена 2—3-летняя цикличность в колебаниях расходов; кроме того, указывается, что после 1981 г. наметилась тенденция к повышению интегрального притока атлантических вод в Норвежском море, который, однако, все еще остается значительно ниже нормы.

Материалы ноябрьских океанографических съемок ААНИИ по анализу теплосодержания в слое главного термоклина показывают резкое увеличение теплосодержания от 1983 г. к 1987 г.

Для Норвежского моря достаточно надежных методов долгосрочного прогнозирования термических условий пока нет, хотя имеются различные физико-статистические способы прогноза температуры воды поверхностного слоя и на отдельных горизонтах. По нашему мнению, долгосрочное прогнозирование тепловых процессов Норвежского моря целесообразно начинать с разра-

ботки методики прогноза фоновых характеристик, таких, как внутренний годовой теплооборот и теплозапас деятельного слоя.

В качестве метода прогнозирования в данной работе выбран динамико-статистический метод Ю. М. Алехина, успешно примененный к прогнозу температуры воды на стандартных разрезах Баренцева моря и в районах судов погоды [6]. На основе глубоководных наблюдений, осредненных по струям основных течений Норвежского моря, были подготовлены 19 временных рядов.

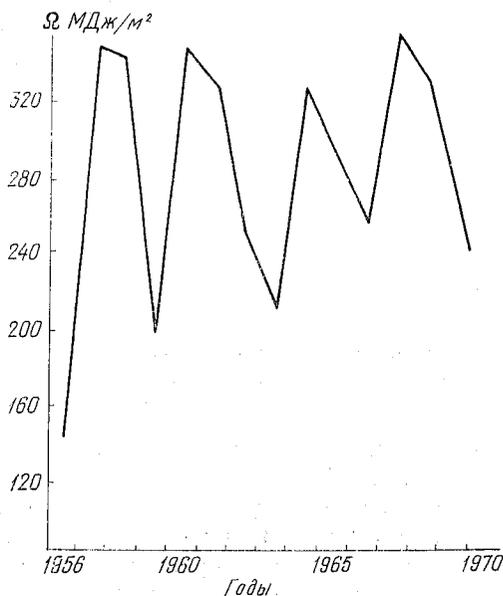


Рис. 2. Межгодовая изменчивость внутреннего годового теплооборота на стандартном разрезе 5 с.

Общая длина всех испытываемых рядов составляла от 40 до 64 членов, однако оптимальное число членов, используемых в динамико-статистическом методе колебалось от 10 до 28. Как известно, длительная предыстория в изменчивости прогнозируемой характеристики, используемая в динамико-статистическом методе, учитывает такие важные физические закономерности, как энергия, цикличность и преемственность гидрометеорологических процессов. Эмпирическим путем в каждом районе моря определяется оптимальное число членов за предшествующий период времени, наилучшим образом отражающим главные определяющие факторы.

В таблице приведены результаты методических испытаний долгосрочного прогноза энтальпии слоя 0—200 м в различных районах Норвежского моря с месячной заблаговременностью.

Обеспеченность невыхода ошибки прогноза энthalпии за допустимую погрешность ( $P\%$ ) при различной общей продолжительности временных рядов ( $N$ ) и использованном оптимальном числе членов динамико-статистического метода ( $n_{\text{опт}}$ )

Вариант	Разрез 2с (смешанные воды)			Разрез 5с (Норвежское течение)			Разрез 8с (Западная ветвь)		
	$N$	$n_{\text{опт}}$	$P\%$	$N$	$n_{\text{опт}}$	$P\%$	$N$	$n_{\text{опт}}$	$P\%$
1	40	17	86,9	40	19	80,9	40	8	87
2	44	18	84,6	44	16	71,4	44	13	93,5
3	48	19	86,2	48	26	90,9	48	8	82,5
4	52	24	82,1	52	26	80,7	52	16	80,5
5	56	23	84,8	56	22	76,5	56	16	80,0
6	60	28	93,7	60	28	81,2	60	21	82,0
7	64	7	77,2	64	27	73,0	64	17	78,7

Как видно из таблицы длина испытываемых рядов составляла от 40 до 64 членов, охватывающих все глубоководные наблюдения за термическим режимом с 1980 по 1987 г. Оптимальное число членов за предшествующий период времени, используемое непосредственно в прогнозе, изменялось от 7—8 до 24—28 членов. Можно полагать, что подбором оптимального числа членов в прогностическом уравнении динамико-статистического метода удается учесть основные циклы в изменчивости тепловых процессов Норвежского моря.

Кроме методических испытаний по рассмотренной выше прогностической схеме были составлены опытные долгосрочные прогнозы теплозапаса слоя 0—200 м для 19 временных рядов основных струй течений Норвежского моря на ноябрь и декабрь 1987 г. Сравнение прогнозируемых с фактическими картами распределения энthalпии деятельного слоя за XI—XII 1987 г. показало вполне удовлетворительные результаты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бирман Б. А., Балашова Е. В., Позднякова Т. Г. Крупномасштабная климатическая изменчивость теплового и динамического взаимодействия Атлантического океана с атмосферой в Северном полушарии. — Тез. III съезда советских океанологов. Секция Физика и химия океана. Л., 1987, с. 43.

2. Бирман Б. А., Балашова Е. В. Климатический мониторинг температуры поверхности океана. — Тез. III съезда советских океанологов. Секция Физика и химия океана. Л., 1987, с. 41.

3. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря. — Тр. ААНИИ, 1983, т. 382, с. 82—100.

4. Романцов В. А. Некоторые особенности термодинамического состояния Норвежского и Гренландского морей. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, с. 14—24.

5. Серяков Е. И., Ставиский Я. С. Теплооборот в Баренцевом и Норвежском морях. — Матер. рыбохоз. иссл. Северного басс. 1967, вып. 10, с. 126—133.

6. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 165 с.

УДК 551.465.7

Н. А. ЛАВРОВ, Е. Е. БОБРОВСКАЯ (ЛГМИ)

## СВЯЗЬ ВНЕШНЕГО ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА С ОСОБЕННОСТЯМИ БАРИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ

Температурный режим деятельного слоя океана, как известно, формируется главным образом под влиянием энергообмена на границе раздела океан — атмосфера, основная термодинамическая часть которого называется внешним тепловым балансом (ВТБ). Известно, что как внешний тепловой баланс, так и его составляющие зависят от характера и интенсивности атмосферной циркуляции над океаном. Однако эта зависимость над достаточно большими районами океана и за длительные промежутки времени до сих пор детально не исследовалась. Нами построены поля изокоррелят связи между ВТБ и характеристиками барического рельефа над всей Северной Атлантикой в различные сезоны года.

В качестве исходных полей ВТБ были использованы выполненные в отделе Мониторинга климата и вероятностного прогноза погоды ГМЦ СССР расчеты средних месячных значений ВТБ и его составляющих по акватории Северной Атлантики в узлах пятиградусной широтно-долготной сетки за отдельные годы 1962—1971 гг. Расчеты производились по известной методике ГГО [1, 3] на базе нескольких миллионов судовых наблюдений.

Средние месячные особенности барического рельефа за отдельные годы того же периода нами оценивались в виде так называемых индексов барического рельефа (ИБР), вычисление которых осуществлялось следующим образом. В каждом  $(i, j)$  узле пятиградусной широтно-долготной сетки за каждый день вычислялись на основе девятиточечной конечно-разностной аппроксимации вторые пространственные производные

$$\left( \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right)_{i, j} \text{ и } \left( \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right)_{i, j}$$

и лапласианы

$$(\nabla^2 P)_{i,j} = \left( \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \right)_{i,j} + \left( \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right)_{i,j} \frac{1}{\cos^2 \varphi}$$

приземного давления  $P$ . Оси  $x, y$  в записанных выражениях направлены на восток и соответственно на север;  $\varphi$  — географическая широта места.

Лапласианы, удовлетворяющие условиям

$$(\nabla^2 P_{i,j}) > 0, \quad |\nabla^2 P|_{i,j} \geq (\nabla^2 P)_{\text{пор}}$$

относились к первой группе, лапласианы, удовлетворяющие условиям

$$(\nabla^2 P_{ij}) < 0, \quad |\nabla^2 P_{ij}| \geq (\nabla^2 P)_{\text{пор}}$$

относились ко второй группе.

Величина

$$(\nabla^2 P)_{\text{пор}} = \frac{2 \text{ гПа}}{(5 \cdot 10^2)^2 \text{ м}^2}$$

представляет собой пороговое значение лапласианов.

Затем вычислялись величины

$$(I_+)_{ij} = (\overline{\nabla^2 P_+})_{ij} \frac{n_+}{N}, \quad (I_-)_{ij} = (\overline{\nabla^2 P_-}) \frac{n_-}{N},$$

представляющие собой средние арифметические значения  $\overline{\nabla^2 P_+}$ ,  $\overline{\nabla^2 P_-}$  лапласианов первой и второй групп за каждый календарный месяц, умноженные на число случаев  $n_+, n_-$  в каждой группе и деленные на число дней  $N$  в месяце.

Положительная величина  $(I_+)_{i,j}$ , названная нами индексом циклоничности, описывает в узле  $(i, j)$  среднюю месячную интенсивность и повторяемость барического рельефа циклонического характера. Аналогично отрицательная величина  $(I_-)_{i,j}$ , названная нами индексом антициклоничности, описывает среднюю месячную интенсивность и повторяемость барического рельефа антициклонического характера.

Знак и модуль величины

$$I_{i,j} = (I_+)_{i,j} + (I_-)_{i,j} = \frac{(\nabla^2 P_+)_{ij} n_+ + (\nabla^2 P_-)_{ij} n_-}{N}$$

описывает преобладание в течение месяца в  $(i, j)$  узле циклонической циркуляции по сравнению с антициклонической циркуляцией или наоборот. Величины  $I_{i,j}$  названы нами индексами барического рельефа (ИБР). На рис. 1, а в качестве иллюстрации представлены средние многолетние (1962—1971 гг.) распределения ИБР над Северной Атлантикой и прилегающими районами в феврале и августе.

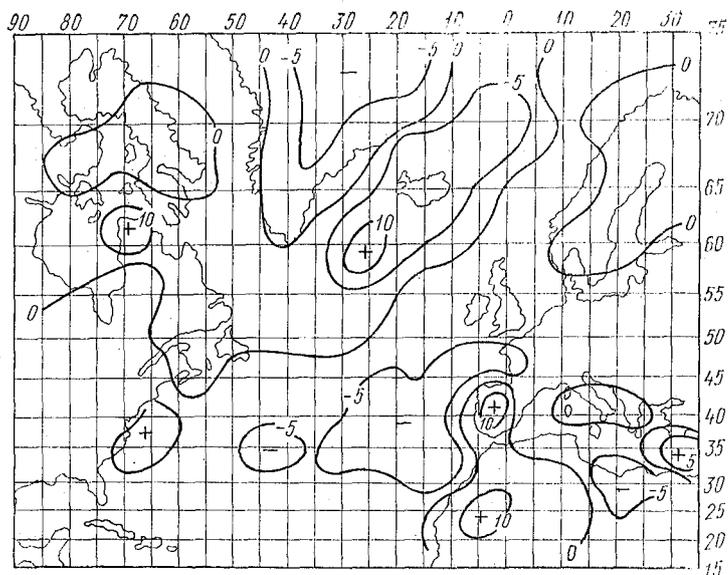
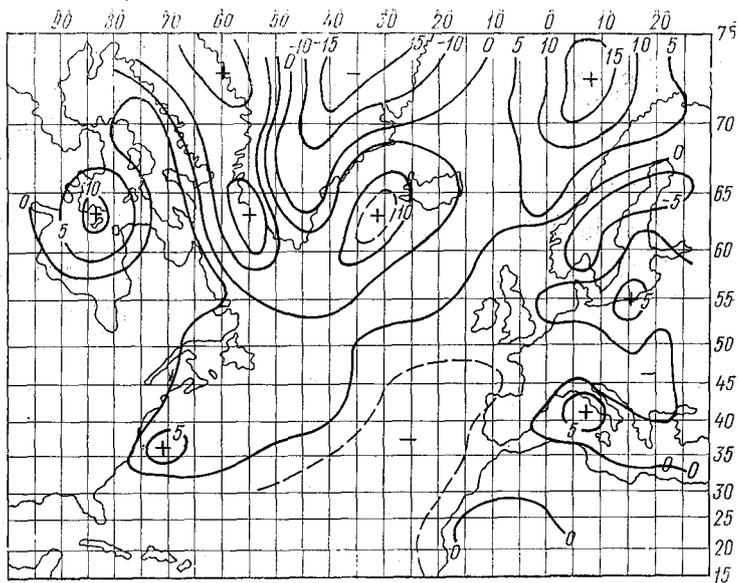


Рис. 1. Средние многолетние распределения ИБР над Северной Атлантикой в феврале (а) и в августе (б).

Синхронные корреляционные связи между внешним тепловым балансом и ИБР находились посезонно для каждого узла пятиградусной широтно-долготной сетки. В каждом сезоне и в каждом узле оказалось по 30 средних месячных значений коррелируемых величин. Значимость вычисленных коэффициентов корреляции оценивалась в соответствии со статистикой Фишера

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}},$$

имеющей распределение Стьюдента. Здесь  $r$  — коэффициент корреляции;  $n$  — объем выборки. При 5%-ном уровне значимости следует считать коэффициенты корреляции, удовлетворяющие условию

$$|r| \geq 0,30.$$

На рис. 2, 3 представлены построенные поля изокоррелят для четырех сезонов года. Имеет место как пространственная, так и временная (сезонная) вариация коэффициентов корреляции. При этом во все сезоны формируются характерные очаги повышенных положительных и отрицательных (по модулю) коэффициентов корреляции.

Попытаемся дать физическую интерпретацию некоторым наиболее четко выраженным очагам повышенной корреляционной связи. В летний и зимний сезоны знак и географическая локализация очагов чем-то напоминают друг друга. Поэтому рассмотрим поля изокоррелят в эти два сезона совместно. Существование областей с отрицательными коэффициентами корреляции может быть истолковано следующими двумя обстоятельствами. Активизация циклонической деятельности (рост ИБР) приводит к увеличению средней бальности облачности и к уменьшению радиационного баланса поверхности океана; активизация антициклональной деятельности, наоборот, (уменьшение ИБР) приводит к рассеиванию облачности и росту радиационного баланса. Второе обстоятельство заключается в том, что циклоническая деятельность, обуславливая усиление скорости ветра, приводит к росту суммарной теплоотдачи океана и, следовательно, к уменьшению внешнего теплового баланса. Летом главную роль, по-видимому, играет первое обстоятельство, зимой, наоборот, — второе.

Особая «активность» Бермудского очага летом (коэффициенты корреляции летом достигают здесь — 0,83) можно объяснить, по-видимому, тем, что здесь в условиях большой абсолютной и относительной влажности усиленная циклоническая деятельность приводит к формированию обширных полей сплошной слоистой облачности нижнего яруса и резкому снижению радиационного баланса. Примечательно то обстоятельство, что расположение Бермудского и Исландского очагов хорошо согласуется с расположением зон активного теплового взаимодействия океана и атмосферы. Это объясняется тем, что именно здесь временные вариации ВТБ особенно велики.

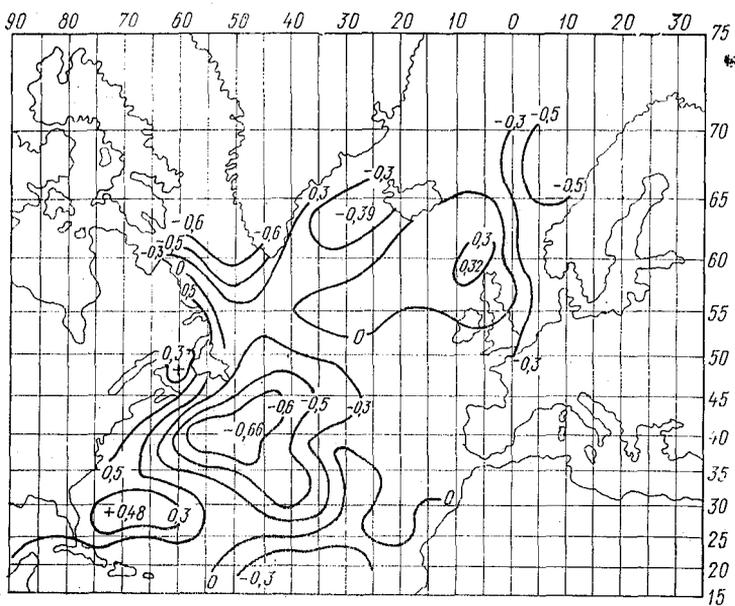
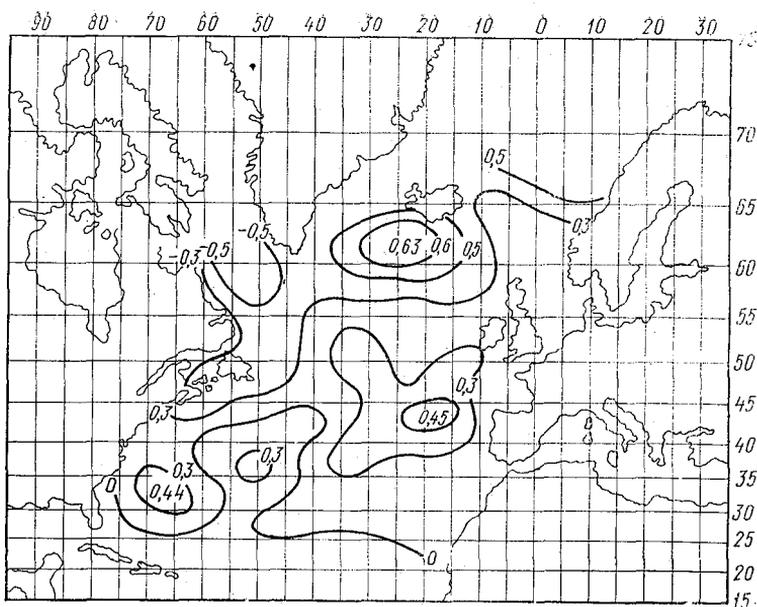


Рис. 2. Поле изокоррелят статистической связи теплового баланса и барического рельефа в январе—марте (а) и апреле—июне (б).

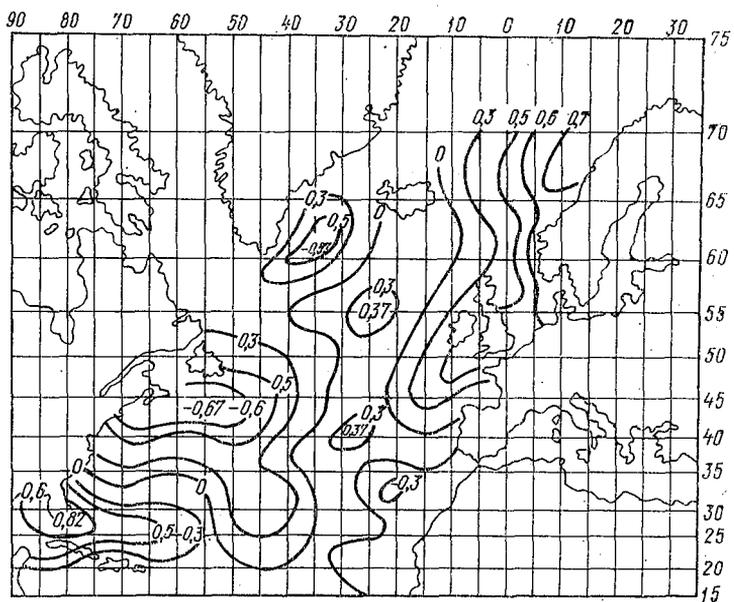
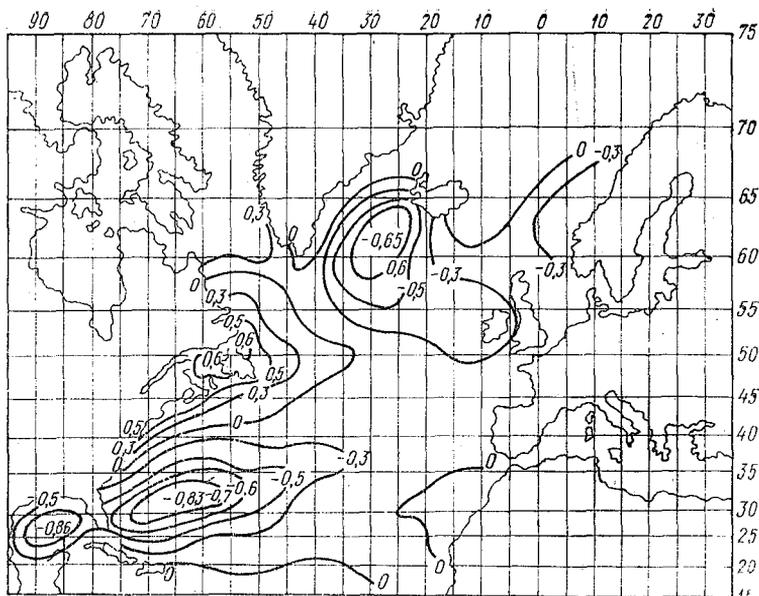


Рис. 3. Поле изокоррелят статистической связи теплового баланса и барического рельефа в июле—сентябре (а) и октябре—декабре (б).

Весьма интересен летний очаг положительных коэффициентов корреляции, центр которого располагается в районе Ньюфаундленда. Относящиеся к этому очагу значимые положительные коэффициенты корреляции тянутся вдоль Североамериканского побережья, совпадая с областью холодного Лабрадорского течения. Существование этого очага можно объяснить, если предположить, что летом в условиях антициклогенеза (отрицательные значения ИБР) холодные воды близ Восточного побережья Северной Америки прогреваются, что приводит к значительному увеличению затрат тепла на испарение, т. е. к уменьшению ВТБ. При циклогенезе в результате интенсивного турбулентного перемешивания происходит существенное понижение температуры поверхностного слоя воды и уменьшение затрат тепла на испарение. Этот эффект может быть усилен вариациями турбулентного теплообмена.

Весной и осенью над западными районами Северной Атлантики расположена обширная область отрицательных изокоррелят, причина возникновения которой та же, что и летом или зимой. Появляется очаг положительных изокоррелят близ Флориды, причины формирования которого следует искать в особенностях адвекции тепла и влаги в эти районы при циклонической и антициклонической циркуляции.

Таким образом, построенные поля изокоррелят свидетельствуют о том, что между ВТБ и барическим рельефом существует статистическая связь, достигающая в отдельных районах океана достаточно высоких значений. Высокие коэффициенты связи дают основание предположить, что барический рельеф над океаном можно использовать для целей прогноза вариаций внешнего теплового баланса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. Методические указания. — Л., изд. ГГО, 1981. — 54 с.
2. Ариель Н. З., Бортковский Р. С., Бютнер Э. К., Кучеров Н. В. Строкина Л. А. О расчете среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океаном. — Метеорология и гидрология, 1973, № 5, с. 3—11.
3. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана. Л., изд. ГГО, 1982. — 92 с.

УДК

В. Д. СТРОГАЛЕВ (ЗРПР)

### ТИПЫ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКЕ И ПОДБОР ПРОМЫСЛОВОГО ГОДА-АНАЛОГА

Юго-Восточная Атлантика (ЮВА) занимает важное место в экономике рыбного хозяйства нашей страны: в районе добы

вается ежегодно 2,1—3,4 млн. тонн ценных в пищевом отношении рыб, треть вылова которых приходится на долю СССР. И значение этого региона еще более возрастает при создавшейся в международном рыболовстве сложной конъюнктуры. Однако до сих пор здесь проблема прогнозирования остается одной из наименее изученных в промысловой океанологии.

Учитывая большую заинтересованность промышленности в рациональном использовании технической мощи рыбодобывающего флота и своевременной его дислокации, нами сделана попытка разработать методику прогнозирования изменчивости концентраций основных видов рыб в разрезе сезона и подбора промыслового года-аналога.

Среди других районов Мирового океана шельф Юго-Западной Африки за счет апвеллинговых зон выделяется высокой биологической продуктивностью вод [1, 2, 8, 10]. В течение года биомасса зоопланктона может достигать 1800—2400 мг/³. Таким «плодородием» район обязан прежде всего интенсивному подъему глубинных вод к поверхности — так называемому апвеллингу. Именно в апвеллинговых зонах активно протекают продукционные циклы и, как следствие, концентрируются рыбы [2, 4, 11, 12]. В отношении практического использования такого явления наибольший интерес представляет продукция популяций промысловых видов рыб, т. е. полезная часть биопродуктивности, которую П. А. Моисеев (1969) называет рыбопродуктивностью, или промысловой продуктивностью океана.

Анализ производительности рыбного промысла в ЮВА с 1963 по 1983 г. показывает, что уровень вылова на усиле был различным, в зависимости от типа рыбопродуктивности: низкая, поредественная, умеренная и высокая [9, 12]. Для оценки относительной рыбопродуктивности, на основании которой можно составить рекомендации по ведению промысла в разрезе года, выявлен критерий, сочетающий флуктуации апвеллинга, течений, термического режима и барических центров. С их помощью рыбопродуктивность как результат динамики гидрометеорологических факторов сведена к четырем типовым ситуациям.

**Тип 1.** Рыбопродуктивность высокая. Комплекс необходимых гидрометеорологических условий, формирующих ее следующий:

- воды поверхности моря в начале года чрезмерно теплые, достигают на севере района величины 24—28° С;
- в то же время здесь обязательно наличие зоны подъема глубинных вод к поверхности (рис. 1);
- центр барического максимума чаще находится на юге Африки, южнее 30° ю. ш.

При такой ситуации концентрации рыбы в промысловых количествах держатся на всем протяжении шельфа Намибии. Скумбрия мигрирует вместе с теплым течением на юг, в сторону вод температурой ниже 17° С. Центр промысла скумбрии перемещается на 24—28° ю. ш. При этом плотность биомассы ее дости-

гает максимума вблизи действующего или действовавшего апвеллинга, где рыба находится с января до апреля-мая, временами заходя в прибрежную 3—12-мильную зону. Промысловая обстановка довольно стабильная и продолжается с короткими спадами около 4—5 месяцев.

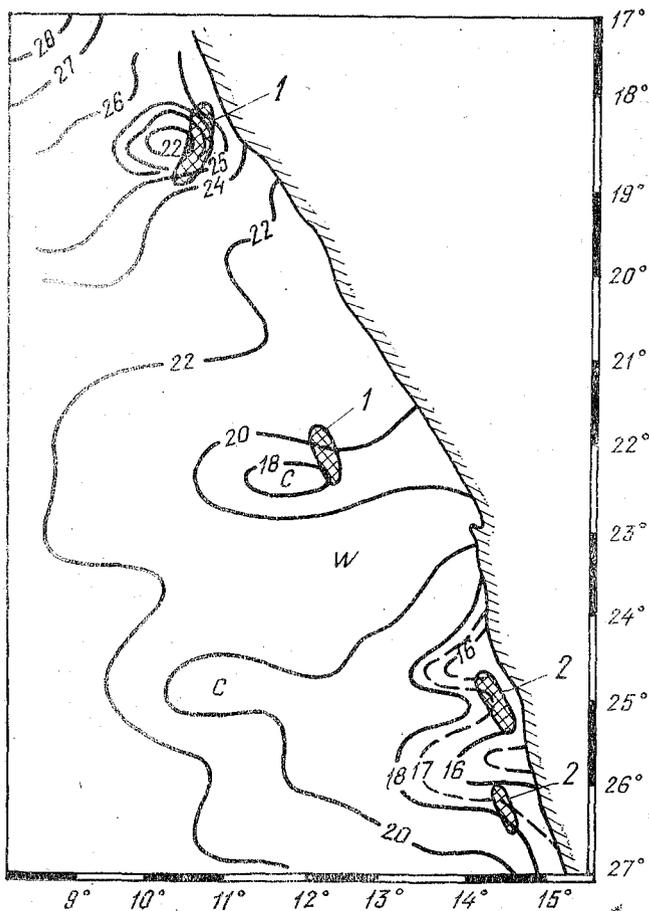


Рис. 1. Гидрологическая ситуация (11—20.03.1984) по типу очень теплого года и места скопления рыбы: 1—скопления скумбрии; 2—скопления ставриды.

Ставрида и хек создают плотные концентрации практически весь год между 17—26° ю. ш. и в широком диапазоне глубин на периферии апвеллинговых зон (рис. 1). Годы-аналоги: 196 1976 и 1984.

**Тип 2.** Рыбопродуктивность умеренная (хорошая). Циркуляция вод близки к первому типу, но северные апвеллинги отсутствуют или расположены глубоко — на 30 и более метров. Хорошая кормовая база наблюдается между 20—25° ю. ш. Здесь долгое время, почти весь год, концентрируются ставрида и хек. Скопления крупной скумбрии приурочены к центральной или южной части шельфа Намибии, перифериям подъема глубинных вод с температурой 15—17° С (рис. 2). Годы-аналоги: 1966, 1970, 1974, 1975, 1978, 1981, 1982 и 1986.

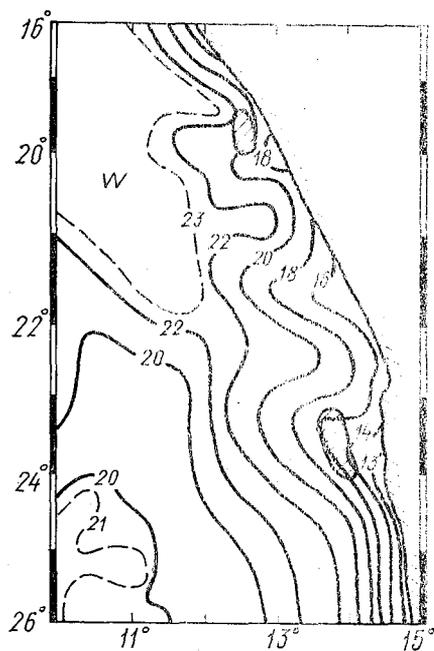
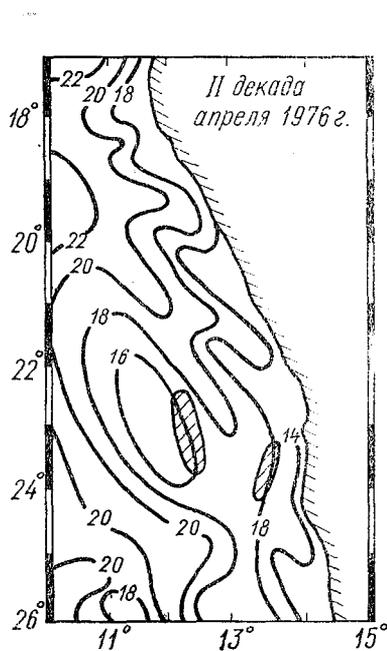


Рис. 2. Гидрологические условия и распределение рыбы 11—20.1974 г.

Рис. 3. Гидрологические условия и распределение рыбы 1—10.03.1977 г.

**Тип 3.** Рыбопродуктивность посредственная. Год сравнительно холодный. После летней адвекции тепла неожиданно в январе, чаще в апреле — мае, происходит заметное понижение температуры поверхности воды до 14—16° С. Субтропический антициклон стремится занять положение к северу между 20—25° ю. ш. Ареал популяций рыб вытягивается вдоль берега от 16 до 28° ю. ш., собираясь иногда на стыке теплого залива и апвеллинговой зоны, как это было, например, в 1977 г. Если подобная 1977 г. ситуация отсутствует, рыбы смещаются в геострофическом потоке к северной апвеллинговой зоне между 16—19° ю. ш. (рис. 3).

Промысловая обстановка неустойчивая — от удовлетворительной до слабой. Период минимальных уловов, как правило, длится с мая по октябрь.

Годы-аналоги: 1971, 1977, 1985.

**Тип 4.** Рыбопродуктивность низкая. Параметры температурного режима близки к значениям, характерным для третьего типа ситуации, но апвеллинговые зоны отсутствуют или развиты слабо.

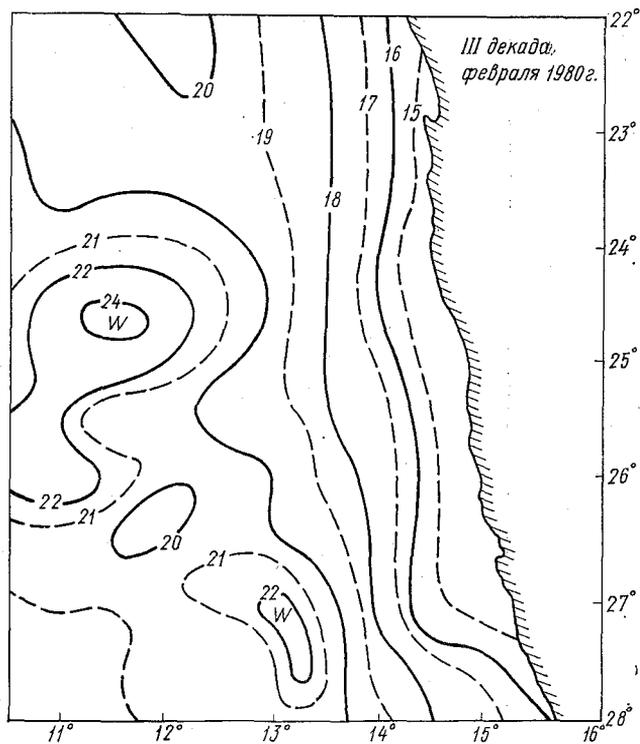


Рис. 4. Фрагмент факсимильной карты поверхностной температуры воды 21—29.02.1980 г.

Вместо подъема глубинных вод к поверхности происходит опускание их, т. е. наблюдаются циклинги (рис. 4). Атмосферная циркуляция носит крайне аномальный для этого района характер — преобладают циклоны умеренных широт. При такой гидрометеорологической ситуации резко ограничивается развитие планктона. Рыба из-за недостатка кормовой базы держится разобщенно совершая в поисках пищи дальние миграции. Ухудшение промысловой обстановки начинается рано — в феврале-марте и продолжается до октября. В эти месяцы уловы снижаются по сравнению с годами хорошей рыбопродуктивности почти вдвое. Год-ана

лог за двадцатитрехлетний ряд наблюдений пока один — 1980 (рис. 4).

Таким образом, по подобному типу гидрометеорологических процессов и рыбопромышленным атласам, которые ежегодно издаются АтлантНИРО и управлением «Запрыбпромразведка», находится аналогичная промысловая ситуация на заданный период.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов В. Н. Состав и распределение зоопланктона у берегов Юго-Западной Африки. — Тр. АтлантНИРО, 1971, вып. 41, с. 12—32.
2. Атлас Гидрометеорологических и промысловых данных Юго-Восточной части Атлантического океана. Л., ГУ гидрографии МО СССР и ГУ ГМС. 1972, с. 140.
3. Бубнов В. А., Булатов Р. П., Морошкин К. В. Циркуляция поверхностных вод в Юго-Восточной части Атлантического океана. — Тр. ИО АН СССР, 1973, т. 95, с. 12—27.
4. Виноградов М. Е., Семенова Т. Н. Тропическая характеристика пелагических сообществ экваториального апвеллинга. — Тр. ИО АН СССР, 1975, т. 102, с. 232—237.
5. Кочкив В. Н. Состояние и проблемы краткосрочного рыбопромышленного прогнозирования. Рыбохозяйственное использование ресурсов Мирового океана. — ЦНИИТЭИРХ, 1984, вып. 2, с. 48.
6. Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 295.
7. Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. — Пищевая промышленность, 1969, с. 339.
8. Петрова Г. Б. Некоторые данные о сезонных изменениях планктона в шельфовых водах Юго-Западной Африки. — Тр. АтлантНИРО. 1969, вып. 22, с. 188—199.
9. Статистические сведения по рыбной промышленности СССР. М., ВНИРО, 1984, с. 30.
10. Строгалев В. Д. Миграция и распределение скумбрии на шельфе Намибии в зависимости от океанологических факторов. — Тез. докл. Всес. совещания по проблемам тунцового промысла и экологии скумбroidных рыб. Калининград, 1986, с. 137—139.
11. Строгалев В. Д. Примерный расчет урожайности капского хека в Юго-Восточной Атлантике. — Тез. докл. III Всес. научной конф. по проблемам промыслового прогнозирования (Долгосрочные аспекты). Мурманск, 1986.
12. Strogalev V. D. Seasonal and year-to-year changes in the intensity of coastal upwelling in ICSEAF divisions 1.3 and 1.5 and their effect on the waters. Collection scient. Pap. Int. Comma SE, Atl. Fish. Madrid, 1983, 10, p. 179—182.

УДК

В. А. ГОЛУБЕВ, А. Н. ЗУЕВ, (МФААНИИ)

### АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА АНАЛИЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В КРАТКОСРОЧНЫХ МОРСКИХ ПРОГНОЗАХ

Краткосрочные численные прогнозы гидрологических полей, основанные на двух- или трехмерных математических моделях,

требуют задания вынуждающих сил во всех внешних точках расчетной области. Значительные размеры акваторий, на которых осуществляется прогнозирование, жесткие требования к точности и пространственно-временному разрешению этих данных исключают возможность задания их вручную при оперативных расчетах. Наиболее перспективным источником получения вынуждающих сил является расчет информации о метеорологических элементах, передаваемой по каналам связи.

В настоящее время Международные метеорологические центры передают в эфир фактические и прогностические поля бариков и температуры воздуха в узлах регулярных сеток в коде *GRID* [4], полученные в результате объективного анализа и численного расчета по современным гидродинамическим моделям атмосферы. Прием информации по каналам связи и ввод непосредственно в ЭВМ позволяют избавиться от трудоемкого этапа ручной подготовки данных.

Рассмотрим наиболее сложный случай расчета скорости ветра по полю давления или геопотенциала в коде *GRID*. Большая величина шагов по расстоянию, с которым задаются эти данные, непостоянство шагов по параллели и меридиану приводит к недопустимым ошибкам при использовании для расчета ветра традиционных конечно-разностных схем [2]. Поэтому был разработан метод, основанный на определении производных по полиномам, полученным на сечениях поверхности высокого порядка, аппроксимирующей поле атмосферного давления в окрестностях расчетной точки. Решение находится для поверхности третьего порядка, что позволяет получить точную аппроксимацию по 16 расчетным точкам и оценить величины первых и вторых производных. Используя полином Лагранжа, можно ввести разностные операторы:

$$d_{em}^i = x_e^i - x_m^i, \quad (1)$$

$$L_i(Z_{ijk}) = Z_{4jk} \frac{d_{01}^i d_{02}^i d_{03}^i}{d_{41}^i d_{42}^i d_{43}^i} + Z_{3jk} \frac{d_{01}^i d_{02}^i d_{03}^i}{d_{31}^i d_{32}^i d_{34}^i} + Z_{2jk} \frac{d_{01}^i d_{03}^i d_{04}^i}{d_{21}^i d_{23}^i d_{24}^i} + \\ + Z_{1jk} \frac{d_{02}^i d_{03}^i d_{04}^i}{d_{12}^i d_{13}^i d_{14}^i}, \quad (2)$$

$$D_i(Z_{ijk}) = Z_{4jk} \frac{d_{01}^i d_{02}^i + d_{01}^i d_{03}^i + d_{02}^i d_{03}^i}{d_{41}^i d_{42}^i d_{43}^i} + \\ + Z_{3jk} \frac{d_{01}^i d_{02}^i + d_{01}^i d_{04}^i + d_{02}^i d_{04}^i}{d_{31}^i d_{32}^i d_{34}^i} + Z_{2jk} \frac{d_{01}^i d_{03}^i + d_{01}^i d_{04}^i + d_{03}^i d_{04}^i}{d_{21}^i d_{23}^i d_{24}^i} + \\ + Z_{1jk} \frac{d_{02}^i d_{03}^i + d_{02}^i d_{04}^i + d_{03}^i d_{04}^i}{d_{12}^i d_{13}^i d_{14}^i}, \quad (3)$$

где  $Z_{ijk}$  — поле произвольной функции, заданное в узлах трехмерной (необязательно регулярной) сеточной области, правая система координат по пространству определяется дискретными значениями  $\varphi_e \equiv x_e^t$  (по параллели);  $\lambda_e \equiv x_e^l$  (по меридиану) и временной координатой  $t \equiv x_e^k$ ;  $e=1-4$  — последовательные номера координат точек задания функции  $Z_{ijk}$ ;  $e=0$  — индекс расчетной точки, которая должна находиться в пределах области задания функции.

Приведенные разностные операторы позволяют по полю давления  $P_{ijk} \equiv Z_{ijk}$  определить для произвольной точки  $x_{000}$  ( $x \equiv (x_0^i, x_0^j, x_0^k)$ ), удовлетворяющей указанным условиям, величину давления

$$P_{000} = L_h(L_j(L_i(P_{ijk}))) \quad (4)$$

и величину проекции скорости градиентного ветра на параллель

$$(W_x)_{000} = -GL_h(L_j(D_i(P_{ijk}))) \quad (5)$$

и на меридиан

$$(W_y)_{000} = GL_h(L_i(D_j(P_{ijk}))),$$

где  $G = \frac{1}{2\Omega \rho \sin \varphi} \approx \frac{540}{\sin \varphi}$  — геострофический коэффициент.

Оценка точности предложенного метода расчета скорости ветра, проведенная по методике, предложенной в работе [5], показала, что теоретическая точность расчета более чем на порядок превышает точность расчета в данных методики [2]. Дополнительное уточнение результатов расчетов и учет региональных особенностей характеристик ветра могут быть выполнены при расчете приземного ветра при помощи линейного преобразования

$$\vec{W}_{np} = A\vec{W}, \quad (6)$$

где  $\vec{W}_{np}$  — вектор приземного ветра;  $\vec{W}$  — вектор градиентного ветра;  $A$  — матрица адаптационных коэффициентов перехода, рассчитанных по натурным данным.

На первом этапе исследования в качестве адаптационной матрицы была принята единичная матрица вида

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix} \quad (7)$$

с характеристиками

$$\begin{aligned} \gamma_A &= \sqrt{\frac{1}{2}(a_{11}^2 + a_{12}^2 + a_{21}^2 + a_{22}^2)} = 1, \\ \beta_A &= \frac{1}{2} \left( \frac{a_{12}}{a_{11}} - \frac{a_{21}}{a_{22}} \right) = 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Формула (4) может использоваться для расчета любых параметров, заданных в узлах сеточной области, например, температуры воздуха.

Сопоставление современных численных прогностических моделей атмосферы [1] показывает, что наибольшую оправдываемость прогностических полей барика и производных от него величин имеет в настоящий момент модель Европейского центра среднесрочных прогнозов (ЕЦСП-Рединг). Наблюдается даже тенденция отказа региональных метеорологических центров от собственных моделей и переход к методике телескопирования прогностической информации ЕЦСП по своим регионам (РМЦ Оффенбах, Брэкнелл). Поэтому поля приземного атмосферного давления (анализ и прогнозы от 1 до 6 суток) ММЦ Рединг использовались при оценке качества метода. Расчетные величины сравнивались с наблюдениями на судах и буровых платформах в Баренцевом море за март — апрель 1987 г. При оценке оправдываемости метода (табл. 1) в качестве допустимой ошибки по модулю скорости ветра была принята величина 5 м/с, а по направлению — 67,5°.

Таблица 1

Результаты испытания методики расчета скорости ветра по данным в коде *GRID* (Баренцево море, март, апрель 1987 г.)

Параметр	Заблаговременность (сут.)						
	0	1	2	3	4	5	6
Количество расчетов	46	45	50	52	51	53	51
Оправдываемость, %	87	95	86	90	71	53	45
Коэффициент корреляции, %	78	81	81	71	61	52	43
Среднеквадратичная ошибка по модулю скорости ветра, м/с	3,2	3,0	3,6	3,2	3,5	5,2	6,1
Среднеквадратичная ошибка по направлению ветра, град.	39	37	56	55	68	71	84

Ограниченность использования выборки не позволяет получить надежные значения адаптационных коэффициентов в уравнении (7). Однако и без такой адаптации точность расчетов ветра по полям давления в коде *GRID* на срок до 5 сут. оказывается вполне удовлетворительной. В дальнейшем оправдываемость расчетов можно увеличить путем подбора коэффициентов для различных физико-географических условий и периодов года.

Описанная методика реализована как один из элементов программного комплекса по приему и переработке информации, разрабатываемого в рамках автоматизированного рабочего места океанолога. В настоящее время в автоматизированном режиме на срок до 6 сут. могут выполняться: прогноз волнения по методу ЛОГОИНа, прогноз перемещения кромки льда по ветровым коэффициентам, расчеты дрейфовых течений, прогноз дрейфа и перераспределения льда по численной модели дрейфующего ледяного покрова.

Преимущества предложенной методики расчета ветра можно наглядно продемонстрировать на примере прогноза перемещения кромки льда по ветровым коэффициентам. В основу метода положена гипотеза о пропорциональности скорости дрейфа льда  $\vec{V}$  скорости ветра  $\vec{W}$  (метод Зубова Н. Н.):

$$\vec{V} = B\vec{W}, \quad (9)$$

где  $B$  — матрица коэффициентов перехода.

Многочисленные специализированные исследования, проведенные в Центральном арктическом бассейне и для отдельных морей, показали, что для свободного установившегося дрейфа эта гипотеза выполняется достаточно точно.

Величина перемещения кромки льда за шаг по времени  $\Delta t$  может быть получена из выражения

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{V}, \quad (10)$$

где  $\vec{x}$  — вектор перемещения.

Интегрирование уравнения (10) при условии постоянства скорости дрейфа льда за шаг по времени позволяет получить выражение для расчета положения кромки льда, имеющего первый порядок точности:

$$\vec{x}_{t+\Delta t} = \vec{x}_t + B\vec{W}_t \Delta t. \quad (11)$$

Взяв полусумму от разложения уравнения (10) в ряд Тейлора справа и слева от интервала  $\Delta t$ , получаем для расчета смещения формулу переменных ускорений, имеющую третий порядок точности по времени

$$\vec{x}_{t+\Delta t} = \vec{x}_t + B \frac{\Delta t}{2} (\vec{W}_{t+\Delta t} + \vec{W}_t) - B \left( \frac{\Delta t}{2} \right)^2 \left( \frac{\partial \vec{W}_{t+\Delta t}}{\partial t} - \frac{\partial \vec{W}_t}{\partial t} \right). \quad (12)$$

По спектральным оценкам [5] эта схема имеет точность почти на порядок выше.

Еще одним источником погрешности при расчете перемещений может оказаться масштабный фактор, возникающий при исполь-

зовании для расчета карт различных проекций. Кроме того, использование карт снижает универсальность метода при его реализации на ЭВМ. Поэтому для исключения влияния картографических искажений и получения результатов в наиболее удобной форме перейдем к географической системе сферических координат

$$\begin{aligned} \varphi_{t+\Delta t} &= \arcsin(\sin \varphi_t \cos |\vec{r}| + \cos \varphi_t \sin |\vec{r}| \cos Ar), \\ \lambda_{t+\Delta t} &= \lambda_t + \arcsin \left( \frac{\sin |\vec{r}| \sin Ar}{\cos \varphi_{t+\Delta t}} \right), \\ \vec{r}(r_{\varphi}, r_{\lambda}) &= (\vec{x}_{t+\Delta t} - x_t) / R, \\ Ar &= \arctg \frac{r_{\varphi}}{r_{\lambda}}, \end{aligned} \quad (13)$$

где  $\vec{r}$  — вектор смещения за интервал времени  $\Delta t$ , имеющий проекции  $r_{\varphi}$  — на параллель и  $r_{\lambda}$  на меридиан;  $R$  — радиус Земли;  $\varphi_t, \varphi_{t+\Delta t}$  — начальная и конечная широта;  $\lambda_t, \lambda_{t+1}$  — начальная и конечная долгота смещающейся точки.

Формулы (9) и (12) позволяют рассчитать координаты и скорость смещения кромки льда по полю ветра. При использовании описанной методики расчета ветра точность расчета существенно повышается, поскольку скорость ветра может быть определена непосредственно для точки задания кромки льда и момента расчета.

Для проверки точности метода был выполнен модельный расчет перемещения кромки льда. Модель циклона представляла круглый прямой конус с диаметром 1500 км и с давлением в центре 1000 гПа, а на периферии 1020 гПа (скорость ветра  $w \approx 15$  м/с). Центр циклона смещался вдоль одной из осей координат со скоростью 20 км/ч. Кромка задавалась 10 произвольными точками, смещающимися по градиентному ветру со скоростью  $0,026 w$ . Положение точек через 3 сут. расчета сопоставлялось с координатами, полученными аналитически (варианты расчета 1 и 2, табл. 2) или численно, по схеме переменных ускорений (все остальные варианты).

Величина ошибки, вносимой тем или иным фактором, определялась в результате сравнения приближенных решений с точным, полученным аналитическим методом. Из таблицы следует, что наибольшую погрешность в результаты расчета вносит использование недостаточно корректной интерполяции данных по пространству и дискретизация исходного поля ветра. Причем точность расчета ветра по предлагаемому методу при задании давления в узлах  $5^\circ$ -ной сетки, не равномерной по параллели и меридиану, выше, чем точность расчета ветра по конечно-разностной схеме при постоянном шаге по пространству, равному оптимальной величине 200 км.

Таблица 2

Среднеквадратичная ошибка положения кромки льда  
при различных вариантах расчета ее перемещения на 3 суток

№ варианта	Фактор, вызывающий ошибку	Величина ошибки	
		км	%
1	Численное решение уравнений переноса $\Delta t=3$ ч, схема (11)	7,7	14,1
2	То же, схема (12)	0,9	1,6
3	Масштабный фактор (стереографическая карта)	0,2	0,4
4	Горизонтальная интерполяция ветра, $\Delta x=200$ , линейная интерполяция	9,5	17,4
5	То же, квадратичная интерполяция	6,5	11,9
6	Дискретизация данных по приземному атмосферному давлению с округлением значений до 1 ГПа, $\Delta x=200$ км, ветер по схеме (2)	8,4	15,4
7	То же, сетка $5 \times 5^\circ$ , ветер по изложенному методу	8,2	15,0
8	Суммарная ошибка расчета 1 при ветре по варианту 6 и при квадратичной интерполяции по времени и в пространстве	13,4	24,8
9	Суммарная ошибка расчета по изложенному методу при определении ветра по варианту 7	8,5	15,5

В табл. 3, составленной по данным оперативных прогнозов, любезно предоставленных В. И. Петруковичем, приведены ошибки расчетов по методике (12).

Таблица 3

Величины среднеквадратичной ошибки и оправдаемость прогнозов положения кромки льда в районе платформы «Шельф-IV» в Баренцевом море (январь — апрель 1987 г.)

Параметр	Заблаговременность, сут.					
	1	2	3	4	5	6
Количество случаев	12	14	14	9	15	12
$\sigma$ км	10,2	9,3	14,6	3,6	40,4	36,9
$P$ %	100	86	86	78	87	67

Аналогичные исследования можно выполнить и для других прогнозируемых параметров.

Таким образом, создана необходимая информационная и программная основа для решения некоторых задач краткосрочного гидрологического прогнозирования. Автоматизированная система приема и анализа метеорологической информации является достаточно гибкой и позволяет без труда проводить расширение перечня решаемых проблемных задач. Дальнейшие перспективы развития автоматизированной системы заключаются в стыковке ее с региональными оперативными и режимными банками данных на основе комплексного использования всей текущей информации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Белинский О. Н., Веселова Г. К.* Некоторые сведения успешности прогноза барического поля в различных зарубежных прогностических центрах. Информационный сборник № 12, ГМЦ СССР, Гидрометеиздат, 1984, с. 40—43.
2. *Веселов Е. П., Рыбак Б. X.* Вычисление полей ветра для расчета штормовых нагонов. — Тр. ГМЦ СССР, 1969, вып. 56, с. 52—59.
3. *Ермаков В. М., Шевелев В. Н.* Технология обработки гидрометеорологической информации в ИВЦ Северного УГКС. Серия: Передовой опыт работы сетевых организаций. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 7 с.
4. Наставление по глобальной системе телесвязи ВМО, № 386, п. 2.7.1, с. 10—17.
5. *Walmsley L., Mailhot J.* On the numerical accuracy of trajectory models for long-range transport of atmospheric pollutants. Atmosphere-Ocean 21(1), Canada, 1983, p. 14—39.

УДК 551.464

А. Б. МЕНЗИН, Н. А. СЫРОВАТКО, К. И. АКТУБАЕВ (ЛГМИ)

### ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ БИОПРОДУКТИВНЫХ ЗОН В КЕРЧЕНСКОМ ПРОЛИВЕ

На современном этапе развития рыболовства все чаще возникает необходимость комплексного использования районов промысла, прежде всего традиционных. В настоящее время появилось множество вопросов, связанных с регулированием вылова с целью восстановления популяций, а также сохранения и воспроизводства численности запасов. Изменения, которые произошли в промысловой обстановке в последние десятилетия, показывают все возрастающую роль пересмотра самого подхода к ведению промысла в современных условиях. Сегодня чаще приходится осознавать, что период выявления и изучения биологических ресурсов Мирового океана завершается, наступает период создания морского рыбного хозяйства. Своего решения требует проблема управления биологическими процессами в океане.

В связи с необходимостью океанологического обеспечения промысла, а также решения задач, связанных с разведением марикультур, требуется знание роли различных факторов, влияющих на биологию океана в данных географических условиях. Несмотря на всю сложность стоящих задач, в практике промысловой океанологии возникает проблема не только прогнозирования гидрологического режима применительно к тем или иным районам с целью оценки перспективности промысла, но и разработки внедрения в практику относительно простых методов расчета параметров физических полей.

В настоящее время зависимость биологических процессов от климатических условий может считаться изученной с достаточной степенью точности [2], поэтому практический интерес при развитии марикультур представляет оценка влияния гидрометеорологических условий на формирование зон повышенной биологической продуктивности в пределах того или иного биогеографического района.

Формирование этих зон, отклонение их от среднего положения, а также их интенсивность определяются процессами в атмосфере и океане. Вместе с этим сегодня приходится констатировать, что в большинстве случаев мы сталкиваемся почти с полным отсутствием необходимой исходной информации при решении поставленной задачи. Исправить существующее положение дел в определенной степени можно, если использовать методы моделирования гидрологического режима.

Одним из главных факторов, влияющих на формирование физико-химических свойств водных масс и в конечном итоге на биологию океана, является динамика вод [2, 4]. Как показывают исследования, например [4], формирование зон повышенной биологической продуктивности определяется в первую очередь стационарной циркуляцией вод. В этой связи была поставлена задача по моделированию квазистационарной циркуляции вод, характеризующей меж- и внутрисезонную изменчивость динамической структуры вод в районе Керченского пролива, с целью выбора мест с оптимальными условиями для разведения марикультур. В основу решения поставленной задачи положена методика использования результатов моделирования циркуляции вод для типовых гидрометеорологических ситуаций. В этом случае, имея набор стандартных вариантов динамических картин района, мы можем подобрать из них аналог для текущей гидрометеорологической обстановки, а затем выполнить оценку условий. Как показывают исследования последних лет, например [3], у нас появляется возможность достаточно высоко оценить условия промысла, используя результаты моделирования.

Не останавливаясь на постановке задачи, так как она изложена ранее в работах авторов [5, 6], только отметим, что решение ее осуществляется в два этапа:

1. Нахождение интегральной функции полных потоков под влиянием ветрового и бароклинного факторов;

2. Расчет трехмерного поля течений на основании системы уравнений, в которой коэффициент турбулентного вертикального обмена считается неизвестным и находится в процессе решения задачи из уравнения баланса турбулентной энергии с применением гипотез замыкания Колмогорова и Кармана.

В качестве исходной информации используется поле ветра и плотности воды в исследуемом районе [8]. Учитывая морфометрию рассматриваемого водоема, задача реализована в баротропном приближении. Поле ветра принималось равномерным над всей площадью, со средней скоростью 7,5 м/с [1]. Расчетный шаг сетки равен 3 км.

Для реализации задачи использован комбинированный метод электрического аналогового и численного моделирования, который в настоящее время находит все большее применение при рассмотрении широкого круга вопросов прикладной океанологии [5, 7]. Использование аналогов позволяет значительно сократить время и объем вычислений; рассматривать область любой конфигурации — аппроксимация контуров зависит только от величины выбранного шага расчетной сетки; в случаях моделирования открытых акваторий для реализации задачи на аналогах не требуется дополнительной информации для задания граничных условий [6].

В работе было выполнено моделирование интегральной ветровой циркуляции вод для 8 вариантов атмосферного переноса [1] над Азово-Черноморским бассейном. В качестве примера приводятся картины циркуляции вод для трех основных типов, повторяемость которых за год составляет до 80—85% северо-западного, западного и юго-западного. На рис. 1—3 приведены схемы интегрального переноса вод в Керченском проливе по результатам моделирования. Как показывает анализ полученного материала, на динамику вод в данном районе сильное влияние оказывает морфометрия бассейна. На основании рассмотрения всех 8 вариантов квазистационарных картин циркуляции можно выделить три основные группы переноса водных масс:

северо-западный (юго-восточный) ветер; образование вихрей отмечается у западного берега моделируемой области, а также трех менее интенсивных вдоль южной границы — два южнее мыса Тахиль и один в глубоководной части (глубины 18—23 м);

западный (восточный) и юго-западный (северо-восточный) ветры; в этих случаях образование вихрей происходит вдоль западного и восточного побережий моделируемого бассейна;

южный (северный) ветер; образование вихревых структур не отмечается, происходит водообмен между Азовским и Черным морями по всей ширине пролива.

Интенсивность вихрей, сохраняющих свое положение при переходе от одного типа к другому, изменяется в среднем в пределах 1,3—1,8 раза. К сожалению, на сегодня не существует съемок

или наблюдений за течениями в этом регионе. Однако в целом полученный материал достаточно хорошо согласуется в качественном представлении с существующими данными переноса водных масс в этой части бассейна.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Выполненная постановка задачи и ее реализация позволяют адекватно воспроизводить циркуляцию вод в квазистационарном приближении для различных типовых ситуаций;

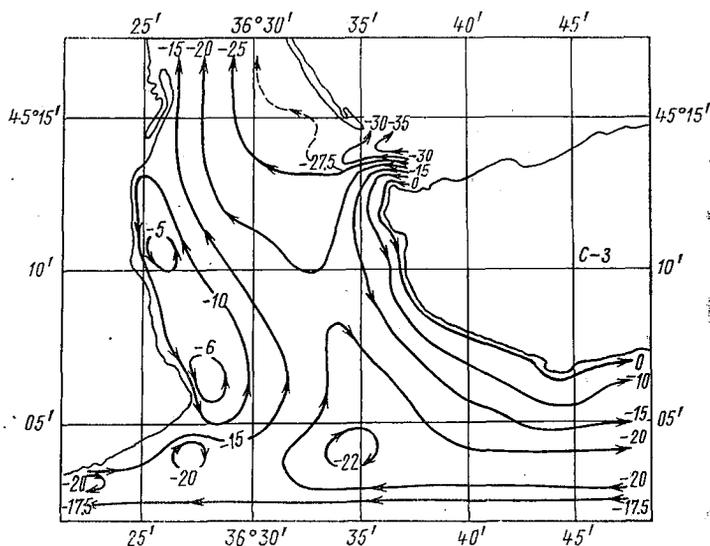


Рис. 1. Интегральная ветровая циркуляция вод в Керченском проливе при северо-западном ветре ( $\psi \cdot 10^{-3} \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ).

2. Использование аналогов позволяет говорить о перспективности проводимых исследований с целью изучения изменчивости циркуляции вод при переходе от одной типовой ситуации к другой;

3. Впервые получены картины интегральной ветровой циркуляции вод в Керченском проливе для основных типов атмосферного переноса;

4. Полученный материал может быть использован для сопоставления динамической картины с распределением физико-химических характеристик водных масс в этом районе, а также для оценки влияния циркуляции вод на формирование и изменчивость зон повышенной биологической продуктивности, в частности, для определения зон, наиболее благоприятных для разведения марикультур.

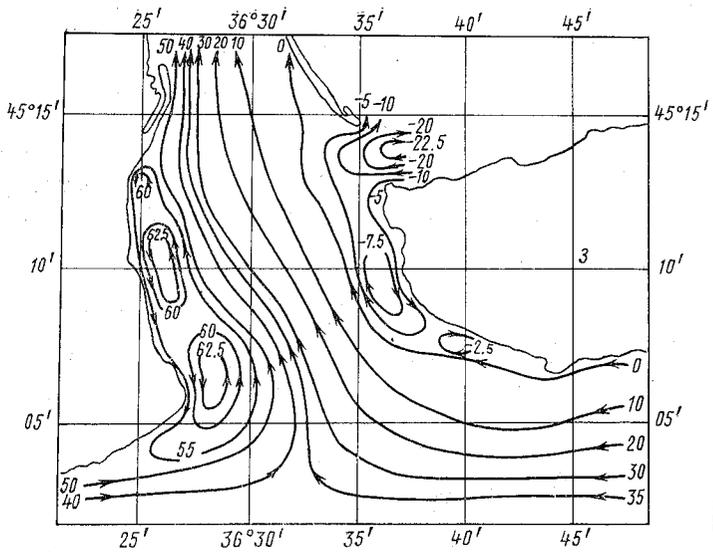


Рис. 2. Интегральная ветровая циркуляция вод в Керченском проливе при западном ветре ( $\psi \cdot 10^{-3} \text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ).

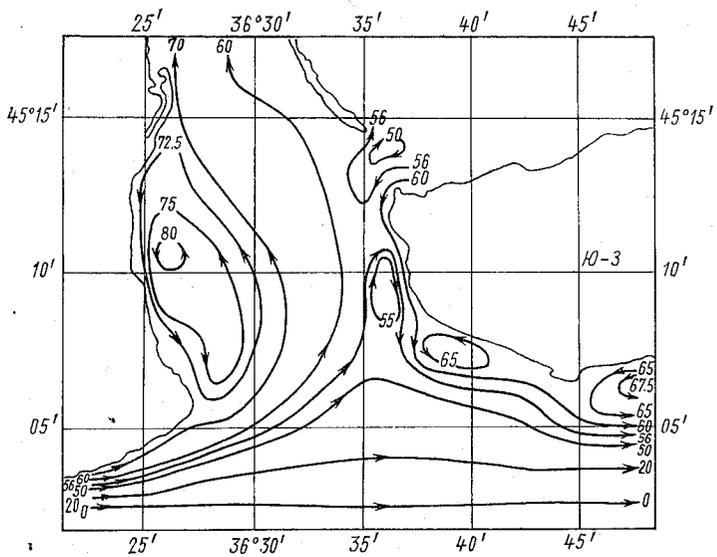


Рис. 3. Интегральная ветровая циркуляция вод в Керченском проливе при юго-западном ветре ( $\psi \cdot 10^{-3} \text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас волнения и ветра Черного моря. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 112 с.
2. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. — М.: Наука, 1977. — 399 с.
3. Брянец В. А., Ковальчук Л. А., Мензин А. Б. и др. Условия зимовальных миграций и формирования скоплений черноморской хамсы у берегов Грузии. Тез. докл. VII Всес. конф. по промысловой океанологии, посвященной 125-летию со дня рождения Н. М. Книповича (Астрахань, 19—21 мая 1987 г.). М.: 1987, с. 113—114.
4. Гершанович Д. Е., Муромцев А. М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. Л.: Гидрометеониздат. 1982. — 320 с.
5. Макаров В. А., Мензин А. Б. Моделирование океанологических процессов (гидравлическое и аналоговое): Учебное пособие. — Л., изд. ЛПИ, 1979. — 116 с. (ЛГМИ).
6. Мензин А. Б., Сыроватко Н. А. Моделирование ветровой циркуляции в открытых акваториях. — Сб. трудов. Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 71, с. 62—68. (ЛГМИ).
7. Мензин А. Б., Сыроватко Н. А. Динамические предпосылки образования продуктивных зон в центральной части Индийского океана. — Сб. трудов. Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 84, с. 78—83. (ЛГМИ).
8. Справочник по климату Черного моря. Под ред. А. И. Соркиной. — М.: Гидрометеониздат, 1974. — 405 с.

УДК 551.464(262.5)

А. Б. МЕНЗИН, Н. А. СЫРОВАТКО (ЛГМИ)

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ БЕЗВОЗВРАТНОГО ИЗЪЯТИЯ РЕЧНОГО СТОКА

На формирование гидрологической структуры вод бассейна или отдельных его частей может оказывать существенное влияние речной сток. В настоящее время частичное безвозвратное изъятие речного стока в Азово-Черноморском бассейне начинает сказываться на изменении термохалинной структуры вод в данном районе Мирового океана. В этой связи исследование возможных последствий антропогенного воздействия на бассейн Черного моря имеет большую научную и практическую ценность. Прежде всего следует отметить, что решение поставленной задачи позволит использовать полученный материал при рассмотрении ряда вопросов в области экологии и промысловой океанологии.

В настоящей работе предпринята попытка исследования изменения халинной структуры верхнего деятельного слоя Черного моря под влиянием частичного безвозвратного изъятия стока рек

В северо-западной части бассейна. Была поставлена задача по моделированию изменения халинной структуры вод с учетом средних климатических характеристик в данном регионе. В этой связи было необходимо получить количественные характеристики изменения вертикальной структуры водных масс на период до 2000 г. с учетом предполагаемого изъятия речного стока. При этом считается, что на всем временном отрезке сохраняются основные тенденции в развитии гидрометеорологических процессов.

Решение поставленной задачи сводится к реализации нестационарного уравнения диффузии солей с учетом адвективных членов

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} k_z^S \frac{\partial S}{\partial z} + k_L^S \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right), \quad (1)$$

где  $u$ ,  $v$  — составляющие скорости течения по осям  $x$  и  $y$ ;  $k_z^S$  — коэффициент турбулентного обмена солями по вертикали;  $k_L^S$  — коэффициент турбулентного обмена солями по горизонтали, который определяется по закону «четырёх третей».

Уравнение (1) решается при следующих граничных условиях  
На поверхности

$$k_z^S \frac{\partial S}{\partial z} = -S_0 \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (2)$$

где  $h$  — толщина слоя выпавших осадков или изменение слоя пресной воды в результате процессов испарения и конденсации. В узлах сетки, аппроксимирующих устье рек, учитывается также приток пресной воды от речного стока с учетом его безвозвратного изъятия.

На твердых боковых границах

$$k_L^S \frac{\partial S}{\partial n} = 0. \quad (3)$$

В проливах

$$k_L^S \frac{\partial S}{\partial n} = \delta S \frac{\partial h_n}{\partial t}, \quad (4)$$

где  $n$  — нормаль к границе;  $\delta S$  — разность соленостей между со предельными областями;  $h_n$  — толщина слоя воды, обусловленная водообменом через проливы.

На нижней границе рассматриваемого слоя 300 м задается поток солей, пропорциональный градиенту солености в слое 300–400 м:

$$\Phi_S = -k_z^S \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (5)$$

При решении задачи по моделированию изменения соленостной структуры Черного моря под влиянием антропогенного воздействия были приняты следующие допущения:

типичные поля ветра над регионом и их повторяемость за весь период моделирования не менялись;

осадки и испарение за весь период считались соответствующими средним многолетним значениям;

термическая структура вод бассейна считалась постоянной во времени;

интенсивность водообмена через Босфор определялась с учетом изъятия речного стока. Расход Нижнебосфорского течения увеличивался пропорционально изъятию речного стока в Азово-Черноморском бассейне. Таким образом, изменение потока солей через Босфор на каждом временном шаге было обусловлено увеличением Нижнебосфорского течения и изменением градиента солености между Черным и Мраморным морями. Интенсивность водообмена через Керченский пролив принималась постоянной во времени, т. е. поток солей в последнем случае обусловлен лишь изменениями градиента солености между Черным и Азовским морями.

Для реализации поставленной задачи использован метод электрического аналогового моделирования [4]. Использование аналоговых моделей позволяет во многом расширить круг рассматриваемых вопросов, не увеличивая при этом значительно объем вычислений и время, затрачиваемое на реализацию задачи. Остановимся несколько подробнее, в качестве примера, на задании коэффициента вертикального турбулентного обмена солями.

Для его определения использовались данные по вертикальному распределению солености в расчетных узлах сетки. Эти данные могут быть отнесены либо к начальному моменту времени, либо являются характеристикой халинной структуры вод на предыдущем временном шаге, если речь идет о реализации самой задачи. В данном случае по существу все сводится к решению инверсной задачи с использованием аналогов — определению параметров системы по известным уравнениям процесса, силе воздействия и ответной реакции системы [4]. Используя законы теории подобия, можно осуществлять переход от модели к натуре, т. е. восстанавливать искомые физические поля, или от природы к модели — строить модель-аналог.

На рис. 1 приведено районирование Черного моря по распределению относительного коэффициента вертикального обмена солями в верхнем деятельном слое по результатам моделирования с использованием средних многолетних данных распределения солености. Как показывают исследования, например [3], для Черного моря величина  $k_z^S$  в поверхностном слое моря составляет в среднем  $40 \text{ см}^2/\text{с}$ . Таким образом, восстановив в каждой расчетной точке относительный профиль  $k^S$  по результатам решения

инверсной задачи, можно получить абсолютные значения величины коэффициента обмена солями и перейти к расчету параметров модели-аналога. На каждом последующем временном шаге решения задачи проводится определение коэффициента вертикального обмена солями с использованием результатов моделирования.

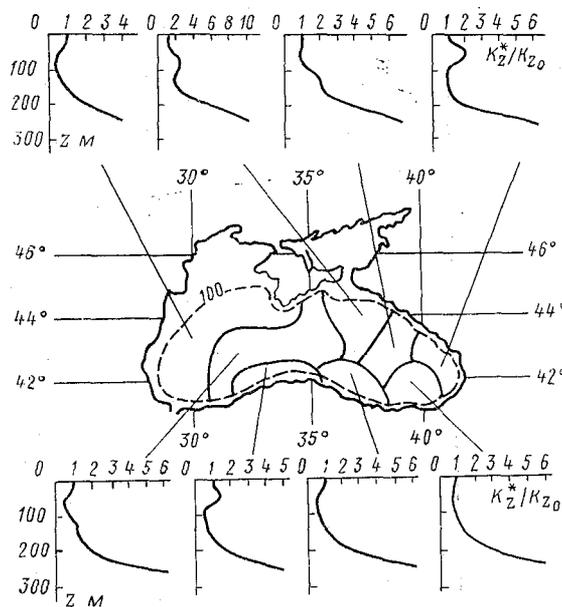


Рис. 1. Районирование Черного моря по распределению относительного коэффициента вертикального обмена солями в верхнем деятельном слое.

Сравнение результатов районирования, выполненное с учетом средних многолетних данных по распределению солености в Черном море, а также по данным съемок в отдельные годы, показывает, что несмотря на имеющиеся различия в характере вертикального профиля  $k_z^S$  для той или иной зоны для различных моментов времени в целом сохраняются границы выделенных зон с характерным для нее распределением коэффициента обмена. Этот вывод может быть использован при постановке задачи и ее реализации в случае ограниченной исходной информации, когда возникает необходимость задания средних величин некоторых физических полей, что определяет выбор районов, в пределах которых та или иная характеристика принимается постоянной.

В работе выполнено моделирование изменения халинной структуры вод Черного моря в результате антропогенного воздействия (частичного безвозвратного изъятия речного стока) в период

с 1980 по 2000 г. Выше уже говорилось об используемой исходной информации. При задании величин расхода рек и их соотношений использовались данные по водному балансу с учетом среднего многолетнего речного стока в Азово-Черноморском бассейне [1, 2, 5]. Следует подчеркнуть, что неучет возможного колебания стока рек за счет колебаний гидрометеорологических условий, т. е. решение задачи только по климатическим характеристикам без использования долгосрочного метеорологического прогноза, может привести к определенным ошибкам. Суммарное изъятие речного стока в северо-западной части Черного моря было принято за этот период с учетом тенденций антропогенного воздействия и планируемых изъятий, равным  $160 \text{ км}^3$ . Возможные колебания стока рек в районах Кавказского и Анатолийского побережий не учитывались. При реализации задачи рассматривались следующие горизонты: 0, 20, 50, 100, 150, 200 и 300 метров. Расчетный шаг сетки принимался равным  $0,5 \text{ град.}$ , шаг по времени — сезон.

На рис. 2 и 3 приведены карты распределения солёности на горизонтах 50 и 200 м по средним многолетним данным (1) и по результатам моделирования на 2000 г. (2), отнесенные к весеннему периоду. Как показывает анализ полученного материала, изменение солёности в слое 0—50 м составило по всей акватории в среднем  $0,4—0,6\text{‰}$ , а в районе северо-западного шельфа — до  $0,5—0,7$ ; изменение солёности в западной части моря в слое 50—100 м составило в среднем  $0,6—0,8$ , в восточной —  $0,5—0,7$ ; изменение солёности в западной части моря в слое 150—200 м — около  $0,8—1,0$ , в восточной —  $0,6—0,8\text{‰}$ . При этом в целом отмечается тенденция повышения солёности, приводящая к формированию двух областей с повышенной солёностью относительно средних многолетних данных. Одна из областей формируется в районе свала глубин северо-западного шельфа, вторая — к юго-востоку от Крымского п-ва. Анализ изменения вертикальных профилей солёности показывает, что в целом для всего бассейна характерно более интенсивное уменьшение градиента солёности в слое 100—150 м, чем в слое 150—200 м. Последнее обстоятельство указывает на возможное увеличение неустойчивости водных масс, что может привести в конечном итоге к усилению газообмена между глубинными и поверхностными слоями моря.

На основании выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Впервые в практике аналогичных исследований реализована трехмерная нестационарная модель по исследованию изменчивости калинной структуры моря с учетом антропогенного воздействия;

2. Использование для реализации поставленной задачи аналоговых моделей позволяет значительно расширить круг рассматриваемых вопросов без существенных увеличений затрат времени и объема работ;

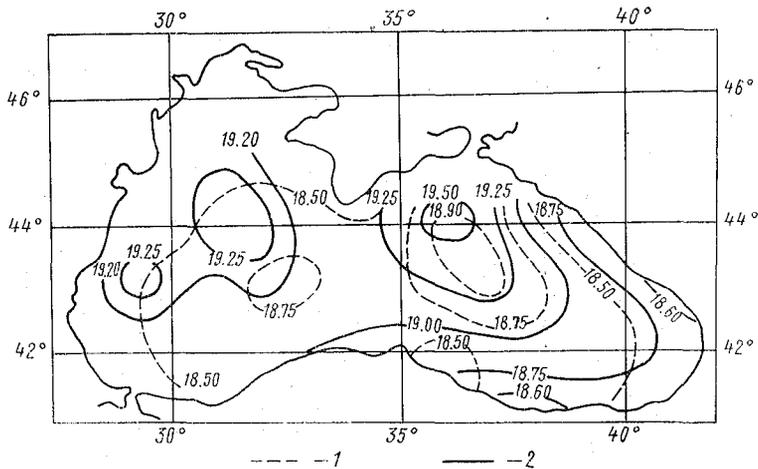


Рис. 2. Распределение солености на горизонте 50 м по средним многолетним данным (1) и результатам моделирования (2) на 2000 год.

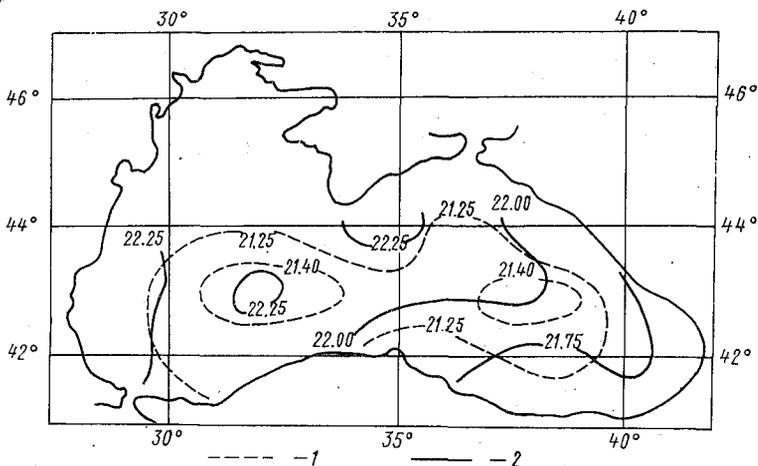


Рис. 3. Распределение солености на горизонте 200 м по средним многолетним данным (1) и результатам моделирования (2) на 2000 год.

3. В результате проведенных исследований получено изменение халинной структуры вод в верхнем 300-метровом слое Черного моря под влиянием частичного безвозвратного изъятия речного стока;

4. Полученные результаты моделирования будут использованы при решении ряда прикладных задач: при оценке рыбопромысловой обстановки, в области экологии и охраны окружающей среды.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Блатов А. С. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 240 с.
2. Гидрология и гидрохимия. А. Рождественский, А. Вылканов. Черное море: Сб. трудов. — Л.: Гидрометеиздат, 1983, с. 68—69.
3. Колесников А. Г., Богуславский С. Г. Вертикальный обмен в Черном море. — Морские гидрофизические исследования, № 2 (81). АН УССР. МГИ. Севастополь, 1978, с. 33—46.
4. Макаров В. А., Мензин А. Б. Моделирование океанологических процессов (гидравлическое и аналоговое). Учебное пособие. Л., 1979. — 116 с.
5. Степанов В. Н., Андреев В. Н. Черное море. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 156 с.

УДК 551.465.1

А. А. КОСОЛАПОВ, И. А. ЛЕБЕДЕВ (МФ ААНИИ)

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ИЗМЕНЧИВОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Исследование фронтальных зон северных морей имеет актуальное научное и прикладное значение в связи с необходимостью корректного учета специфических условий в этих зонах при построении гидродинамических моделей и прогностическом обслуживании народного хозяйства, в первую очередь, рыбного промысла. Вместе с тем накопленные океанографические архивы по Баренцеву морю преимущественно состоят из материалов наблюдений на стандартных разрезах, пересекающих струи основных теплых течений. До недавнего времени практически отсутствовали натурные данные о трехмерной структуре и изменчивости океанографических полей в районах фронтальных зон (ФЗ), необходимые для комплексных теоретических обобщений и для формулировки требований к математическим моделям. Поэтому одной из важнейших задач как современной океанографии вообще, так и региональной океанографии в частности, в ближайшие годы многие специалисты считают сбор и накопление экспериментальных данных

о гидрологических фронтах на специализированных полигонах, выполняемых на основе обязательного синоптического подхода и гибких оперативных экспедиционных программ [7].

Учитывая эти новые требования, судами Мурманского управления по гидрометеорологии (при участии некоторых других региональных мореведческих организаций в рамках межведомственных экспедиций) в последние годы были осуществлены несколько мезомасштабных съемок полигонного типа в районах наиболее характерных участков климатических ФЗ Баренцева моря. В западной части моря начало подобным наблюдениям было положено по инициативе специалистов ААНИИ с целью исследования процессов взаимодействия атмосферы и океана в прикромочной зоне дрейфующих льдов [5]. Впоследствии на основе рекомендаций, разработанных в Мурманском филиале ААНИИ [3], в опытный порядок были выполнены полигонные съемки в восточной, центральной и северной частях моря. Наблюдения на севере моря производились НИЛ «Отто Шмидт» в доступный в ледовом отношении период (август-сентябрь), в остальных районах — в периоды наибольшего прогрева и выхолаживания вод и в переходные сезоны. Гидрологические съемки, как правило, осуществлялись в течение 4—5 сут. по регулярной сети станций с расстояниями между ними 10—20 миль. С целью изучения синоптической изменчивости ФЗ съемки проводились повторно через 5—10 сут. Переходы между станциями сопровождались непрерывной регистрацией температуры поверхностного слоя моря, при пересечении хорошо выраженного на поверхности термического фронта выполнялись дополнительные гидрологические станции. Кроме того, для исследования особенностей обостренных фронтальных разделов, дважды в центральной части моря (в апреле и декабре 1986 г.) и по одному разу в западном и восточном районах (в ноябре-декабре 1987 г.) выполнялись отдельные разрезы и микросъемки с пространственной дискретностью 1—5 миль.

Предварительный анализ собранных натуральных данных позволяет уточнить некоторые физико-географические представления о характерных участках главных фронтальных зон Баренцева моря климатического происхождения. Следуя определению, предложенному в [2], под таковыми мы понимаем «квазистационарные границы раздела между водными массами или основными круговоротами течений, проявляющиеся во всей толще термоклина по максимальным горизонтальным градиентам гидрологических характеристик». В связи с этим в данной работе не рассматриваются какие-либо локальные, вторичные, а также прикромочные фронты, мигрирующие по акватории вслед за перемещениями границы дрейфующего ледяного покрова (особенности этих явлений исследовались авторами [5]).

Фронтальная зона Баренцева моря традиционно относится к классу топографических [7] и чаще всего трактуется как пересекающая все море практически неразрывная поверхность сложной

конфигурации, отделяющая распространяющиеся по глубоководным желобам теплые атлантические воды от собственно баренцевоморских вод. Безусловно, не вызывает сомнений определяющая роль рельефа дна бассейна в сохранении квазистационарного расположения ФЗ. Но конкретное значение глубоководных желобов и физические особенности ФЗ могут принципиально отличаться в различных районах моря (рис. 1).

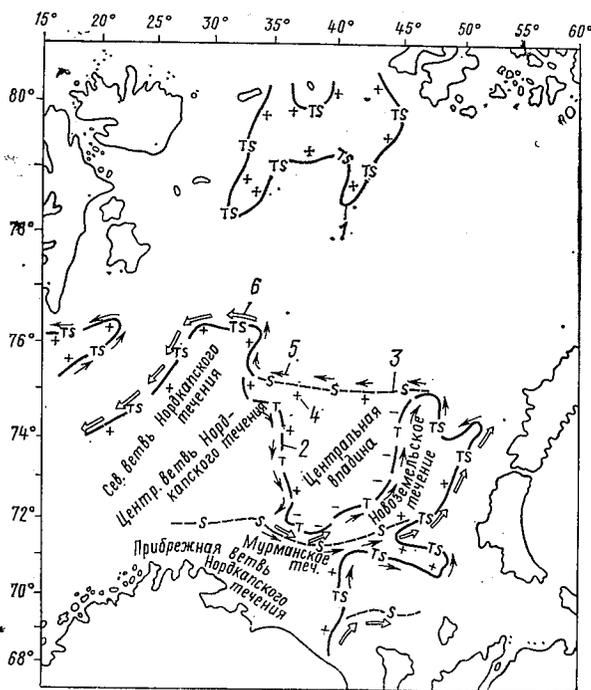


Рис. 1. Примерная схема климатических фронтальных зон Баренцева моря: 1 — термохалинные ФЗ; 2 — термические; 3 — соленостные; 4 — знак *TS* — корреляции на данном участке ФЗ; 5 — геострофические струйные течения; 6 — участки наиболее интенсивных струйных течений.

Проведенные эксперименты показали, что наиболее сходны по своей структуре термохалинные ФЗ с положительной *TS*-корреляцией в западном и восточном районах. Они образуются в результате взаимодействия теплых и соленых вод атлантического происхождения (на западе — Северной ветви Нордкапского течения, на востоке — Новоземельского течения) с распресненными и холодными водами баренцевоморского шельфа. На приблизительно меридионально ориентированных участках в районах  $27^{\circ}$ — $29^{\circ}$  в. д.,

32°—33° в. д. и 48°—50° в. д. хорошо выраженные и в поле солености, и в поле температуры квазистационарные фронты приурочены к зонам резких перепадов глубин от 75—100 до 250—300 м. В зимний период они прослеживались от поверхности моря до глубин 150—250 м, достигая при этом дна. В более глубокие участки впадин влияние распресненных баренцевоморских вод не распространяется, поэтому здесь соленостные фронты отсутствуют, но в ряде случаев сохраняются слабо выраженные термические ФЗ. Летом в верхнем слое толщиной 20—30 м вследствие его интенсивного прогрева, как правило, исчезают термические фронтальные разделы и остаются только соленостные, обостренность которых зависит от интенсивности таяния ледяного покрова. На данных участках фронтальные разделы в большинстве случаев почти вертикальны (имеют небольшую тенденцию к отклонению от вертикали в сторону меньших глубин). В период развития верхнего распресненного и прогретого слоя фронты приобретают ступенчатую структуру (рис. 2, б). Воды Северной ветви Нордкапского течения в зоне 75°—76° с. ш., а Новоземельского течения в зоне 73° 30'—74° 30' погружаются под имеющие меньшую плотность баренцевоморские воды и продвигаются на север в виде сравнительно узких струй на глубинах более 75—100 м (рис. 2, а). Таким образом, на участках медленного повышения дна к северу от западного и восточного полигонов термохалинные ФЗ становятся почти горизонтальными, а при определенных условиях вертикальной циркуляции могут даже вновь приближаться к поверхности моря. Поле плотности в этих районах формируется под влиянием преобладающего вклада солености. Поэтому, несмотря на противоположный вклад температуры, суммарные перепады плотности в период экспериментов достигали заметных величин. Причем на восточном участке ФЗ они были несколько выше, чем в западном районе, вследствие относительного увеличения перепадов солености и уменьшения перепадов температуры. В глубинных слоях, где соленостные фронты отсутствовали, перепады плотности за счет температуры приобретали обратный знак при незначительных абсолютных величинах.

Подобный описанному характер имеет и термохалинная фронтальная зона в северной части моря в районе проникновения теплых промежуточных атлантических вод через проливы между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Принципиальное отличие состоит в том, что здесь она никогда не проявляется на поверхности моря, а располагается в слое от 75—100 м до 150—250 м. Величины перепадов температуры в этой ФЗ мало отличались от наблюдавшихся в западном и восточном районах, а перепады солености были несколько ниже. В условиях положительной  $TS$ -корреляции в глубинных слоях при этом формируется практически однородное поле плотности. Интенсивность проникновения промежуточных атлантических вод, по-видимому, подвержена значительной межгодовой изменчивости. В экстремальном

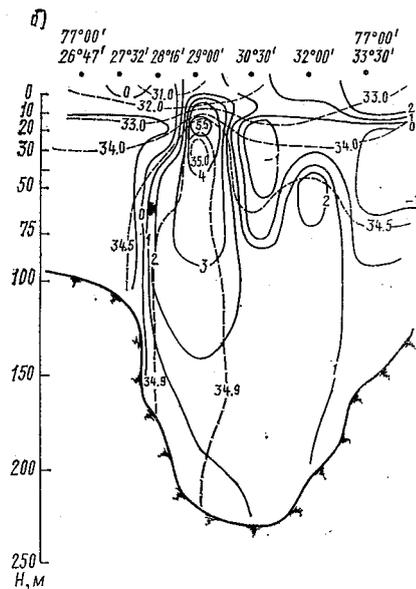
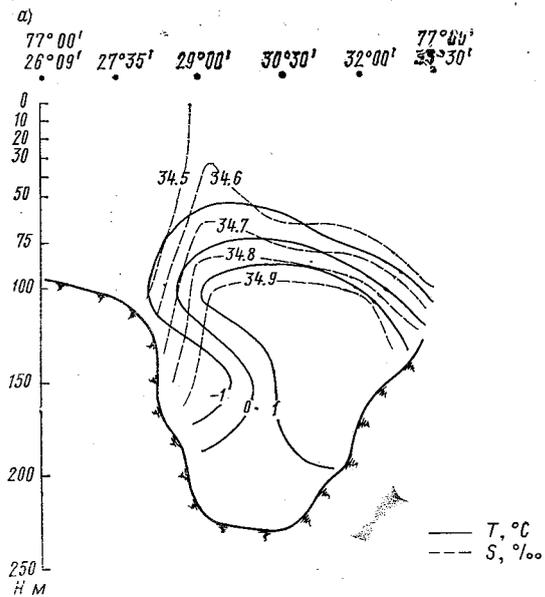


Рис. 2. Распределение океанографических элементов на разрезе 77° с. ш. (по данным НИЛ «Отто Шмидт»): а — 23—24 февраля 1985 г.; б — 22—23 июля 1983 г.

1984 г. (в период межведомственной экспедиции «БАРЭК-84») было зафиксировано большое их продвижение на юг и соединение с Северной ветвью Нордкапского течения в слое 150—200 м, максимальные значения температуры в ядре промежуточных вод достигали  $2,1^{\circ}$ — $2,3^{\circ}$ . В 1987 г. теплосодержание этих вод и степень выраженности фронтальных зон существенно уменьшились. В глубинных слоях под промежуточными водами температура и соленость медленно падают. Это создает условия для вероятного развития здесь, а также в северной части Западного полигона механизма двойной диффузии по типу «солевых пальцев».

Существенно отличная структура климатических ФЗ наблюдается в центральной части моря, где атлантические воды взаимодействуют уже не с распресненными, характерными для мелководных районов баренцевоморскими водами, а с не менее холодными, но значительно более солеными водами, заполняющими так называемую Центральную впадину. Механизм их образования связан со сползанием с мелководий холодных и осолоненных при нарастании льда вод высокой плотности [1]. Этот процесс в зимний период характерен не только для центральной части моря, но и для всех достаточно глубоководных районов, прилегающих к прибрежным шельфовым участкам и банкам, над которыми происходит интенсивное ледообразование. В частности, он был зафиксирован вблизи склонов Медвежинской банки во время одной из съемок в западном районе (рис. 2, а). В северной части восточного полигона в локальных понижениях дна в ряде рейсов НИЛ «Отто Шмидт» наблюдались аномально высокие значения солености (до  $35,1$ — $35,2\%$ ), по-видимому, также являющиеся следствием осолонения при ледообразовании. Но в этих районах сползающие воды вступают в непосредственное взаимодействие с теплыми атлантическими водными массами, значительно трансформируются и в результате в глубинных слоях сохраняются лишь тонкие прослойки относительно холодных вод. В Центральной части моря этот процесс протекает без какой-либо трансформации и весь глубоководный желоб Центральной впадины беспрепятственно заполняется водами с температурой до  $-1,7^{\circ}$  и соленостью  $34,85$ — $34,95\%$ . С трех сторон они окружаются теплыми водными массами атлантического происхождения: с запада — водами Центральной ветви Нордкапского течения ( $S \approx 34,95$ — $35,0\%$ ), с востока — Новоземельского течения ( $S \approx 34,8$ — $34,85\%$ ), а сюда — относительно распресненными водами Мурманского течения прибрежного происхождения ( $S \approx 34,5$ — $34,7\%$ , в зависимости от сезона). В результате к западу и к востоку от Центральной впадины отсутствуют заметные перепады солености, но имеет место достаточно выраженная термическая ФЗ. Причем, на западном ее участке сохраняется положительная  $TS$ -корреляция, на восточном и южном знак  $TS$ -корреляции меняется на противоположный. Термические фронты прослеживаются от поверхности (в летний период в связи с прогревом верхнего слоя от 40—50 м) до 180—

200 м и имеют тенденцию к отклонению от вертикали в сторону теплых вод (характерные углы наклона — около  $1^\circ$ ). Глубже 200 м углы наклона фронтальных разделов резко увеличиваются: в придонных слоях холодные воды Центральной впадины распространяются на большую площадь.

Кроме того, в Центральной части моря выделяются две квазистационарные соленостные ФЗ. Одна из них связана с упомянутыми прибрежными водами и прослеживается в слое 0—150—200 м. Эта ФЗ располагается в непосредственной близости от южного участка описанной термической ФЗ. Но наблюдения показали, что термический и соленостный фронты в данном районе, имея разное происхождение, обычно не совпадают в пространстве. Расстояние между ними колеблется в пределах от 10 до 30 миль. Тем не менее, в условиях отрицательной  $TS$ -корреляции в зоне их сближения возникают значительные перепады плотности. По данным НИС «Профессор Молчанов», в декабре 1986 г. на поверхности моря они достигали 0,40—0,60 единиц условной плотности.

Еще одна соленостная фронтальная зона располагается ориентировочно между параллелями  $75^\circ 00'$ — $75^\circ 30'$ . Она прослеживается в поверхностном слое (0—50 м) и является южной границей распресненных вод, связанных с зоной сезонной миграции ледяного покрова.

Описанная схема расположения климатических ФЗ в слоях глубже 30—50 м является довольно устойчивой в течение года. Наибольшие изменения наблюдаются в летний период в поверхностных слоях: в связи с сезонным прогревом большинство термических ФЗ становятся слабо выраженными, распределение температуры приобретает широтный характер. Кроме того, в летний период существенно продвигаются к северу участки ФЗ в районах Северной ветви Норкапского и Новоземельского течений. Из других сезонных изменений структуры ФЗ можно отметить тенденцию к уменьшению их отклонений от вертикального положения по мере развития осенне-зимней конвекции.

По данным описываемых экспериментальных полигонов ширина климатических ФЗ колебалась в пределах от 5 до 20 миль. Фиксировавшиеся внутри ФЗ градиенты температуры и солености изменялись в широком диапазоне: от  $0,1^\circ$  до  $2,6^\circ\text{C}$  и от  $0,02\text{‰}$  до  $0,4\text{‰}$  на милю. Максимальные суммарные перепады этих величин были отмечены в июле 1983 г. в западном районе (рис. 2, б), они достигали  $7^\circ\text{C}$  и  $1,8\text{‰}$ .

В работе [4] было показано, что если две водные массы различной плотности разделены гидрологическим фронтом и подстилаются третьей, более плотной, то в самой «легкой» водной массе возникает узкое интенсивное струйное течение. Направление этого течения таково, что гидрологический фронт в северном полушарии отстает от него слева. На этом основании авторы выдвинули общую гипотезу о том, что каждому струйному течению в океане

соответствует гидрологический фронт (при определенных условиях) и наоборот. Исходные условия, поставленные в [4], удовлетворяются на ряде участков климатических ФЗ Баренцева моря. По материалам рассматриваемых полигонов Б. В. Ивановым [5] и некоторыми сотрудниками научно-технических служб экспедиционных судов проводились диагностические расчеты геострофических течений. Анализ результатов этих расчетов по районам Западного, Восточного и Центрального полигонов показал, что они в полной мере подтверждают отмеченные авторами [4] закономерности. На этом основании можно считать правомочным построение предположительной схемы геострофических струйных течений для слоя 0—150 м, связанных с климатическими ФЗ (рис. 1). На схеме не приводятся конкретные значения рассчитанных скоростей, так как они могут быть искажены за счет занижения градиентов плотности из-за недостаточно малых расстояний между станциями наблюдений. В то же время направления и выделяющиеся участки интенсификации течений, по-видимому, близки к реальности. Предложенная схема хорошо согласуется с фиксируемыми по натурным данным зонами куполообразного подъема вод в центрах циклонических дивергенций в районах Западного и Центрального полигонов (рис. 2, б, 3). Реальность существования циклонического круговорота в центральной части моря подтверждается и при расчетах геострофических течений по средним многолетним полям температуры и солености, несмотря на большую степень их сглаженности [6].

С участками наибольшей интенсивности течений, а также их сходимости и расходимости, связаны и отмечаемые по натурным данным районы наибольшего развития синоптической изменчивости фронтов. К ним относятся северные участки ФЗ в западном и восточном районах, а также зона сближения термического и соленостного фронтов в центральной части моря. Для первых двух, как уже отмечалось, характерно наличие конвергентной циркуляции и нисходящих движений вод во фронтальных зонах, неоднократно фиксировавшихся натурными наблюдениями. В связи с этим здесь развивается активное меандрирование фронтов, особенно при интенсивных ветровых воздействиях и смещениях кромки льда, в ряде случаев наблюдались компенсирующие опускания вод во фронтах, апвеллинговые зоны на некотором удалении от них с формированием вокруг соответствующей вихревой циркуляции. В большинстве случаев горизонтальные размеры динамических образований меандров, вихрей составляли 20—50 миль. В декабре 1987 г. при выполнении микросъемки в зоне конвергенции на восточном полигоне были зафиксированы несколько мелко-масштабных разнонаправленных вихрей с диаметрами 1—3 мили.

В восточном районе наблюдались также интересные особенности синоптической изменчивости ФЗ, связанные с обусловленным характером рельефа разделением Новоземельского течения на две ветви: Западную и Прибрежную (рис. 1). В средних усло-

виях обе струи в промежуточных слоях продвигаются довольно далеко на север. Но в зависимости от конкретных синоптических процессов продвижение теплых вод в направлении одной из ветвей может прекращаться, в направлении другой — активизироваться. Так, в мае 1985 г., несмотря на аномальное продвижение кромки льда на запад под влиянием преобладавших накануне экспедиции восточных и северо-восточных ветров, была интенсифицирована Прибрежная ветвь, распространявшаяся подо льдом на глубинах от 50 до 200 м. Западная ветвь, напротив, практически не прослеживалась. Такое развитие процессов может быть связано со значительным накоплением в данном году холодных и соленых вод Центральной впадины, которые распространялись дальше обычного на восток. Непосредственно перед экспериментом эта тенденция вероятно еще усилилась за счет динамического смещения водных масс к югу — юго-востоку в результате изменения направления ветра на северо-западное. Такие процессы должны способствовать увеличению в данном районе градиентов солености и плотности, а следовательно, — сближению и увеличению интенсивности двух связанных с ФЗ однонаправленных струйных течений (рис. 1). Эта гипотеза также согласуется с высказанным в [4] положением о существенном воздействии на интенсивность струйных течений изменчивости объемов и перемещений «ядер» водных масс. В декабре 1987 г. при первой съемке полигона обе ветви Новоземельского течения были достаточно выражены, а при повторной наблюдалось противоположное явление — «перекрытие» Прибрежной ветви в результате быстрого смещения ФЗ к западу.

В апреле 1986 г. в центральной части моря были получены данные о временной изменчивости температуры и солености непосредственно в зоне фронтального раздела в период развития интенсивного меандра. Между двумя мезомасштабными съемками здесь были выполнены температурный разрез через обостренный участок ФЗ с расстояния между станциями около 2 миль и 5-суточная станция, место которой было выбрано с учетом данных разреза (рис. 3). Детальные наблюдения выявили, что фактическая ширина фронтального раздела не превышает 3 миль, а градиенты температуры в нем составляют около  $1^{\circ}$  на милю. В непосредственной близости от него зафиксирована узкая зона апвеллинга холодных вод шириной 3—4 мили у поверхности. Наблюдения на многосуточной станции, поставленной на границе двух этих зон, выявили циклический характер изменения температуры и солености воды с периодом около двух суток. Причем амплитуды этих изменений соответствовали значениям суммарных перепадов гидрологических параметров в пределах ФЗ. Это позволило предположить, что на данном участке фронта был зафиксирован волновой процесс. Зная его период и длину волны меандрирования, снятую с карты, можно оценить и фазовую скорость этой волны. Она оказалась равной около 0,5 м/с. Другим способом — по данным о максимальных скоростях изменений температуры

воды на многосуточной станции и о градиентах во фронтальном разделе — были рассчитаны величины скоростей перемещения фронта от 0,41 до 0,49 м/с. Согласно [7] характерное значение фазовой скорости волновых возмущений во фронтальной зоне Гольфстрима составляет около 0,4 м/с., т. е. полученные оценки имеют тот же порядок.

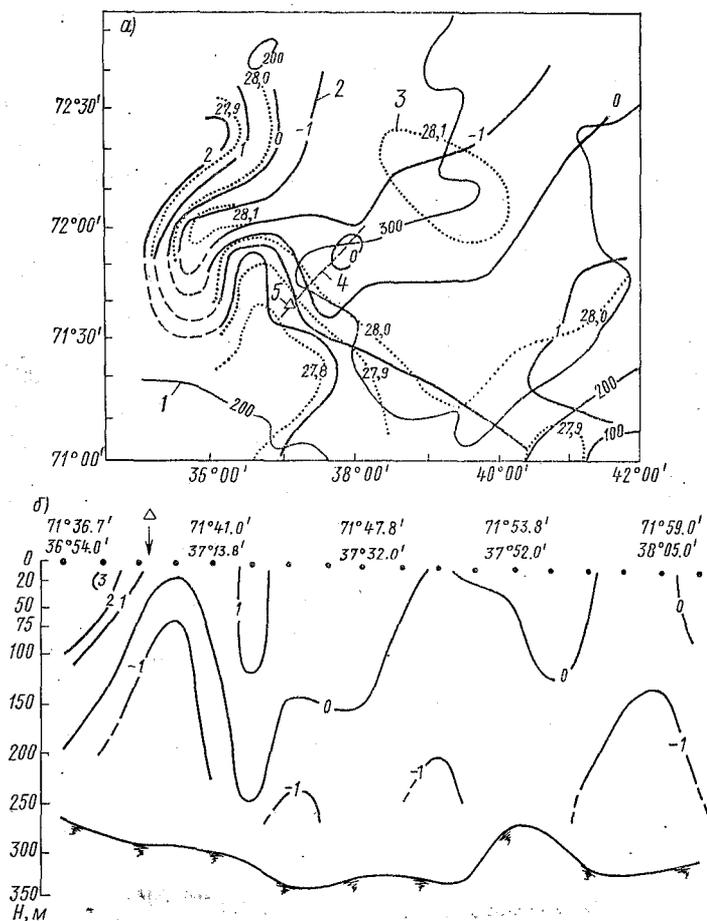


Рис. 3. Структура ФЗ в центральной части моря в апреле 1986 г.: а — распределение температуры и плотности воды поверхности моря 18—22.04.1986 г. (повторная съемка полигона); б — распределение температуры воды на разрезе через фронтальную зону (13.04.1986 г., 13.30—16.00).

1 — изобаты; 2 — изотермы; 3 — изопикны; 4 — примерное положение температурного разреза через ФЗ; 5 — место выполнения многосуточной станции.

Несколько севернее многосуточной станции в период эксперимента во всей толще вод от поверхности до 150—200 м наблюдалось интенсивное продвижение на запад узкого клина холодных и соленых вод повышенной плотности (рис. 3, а). Ширина этой заужки на поверхности около 20 миль, с глубиной она постепенно увеличивается до 40 миль на горизонте 150 м. В придонных слоях (250 м, дно) этот процесс сопровождался наступлением на запад глубинных баренцевоморских вод на весьма значительной акватории, превышающей пределы полигона.

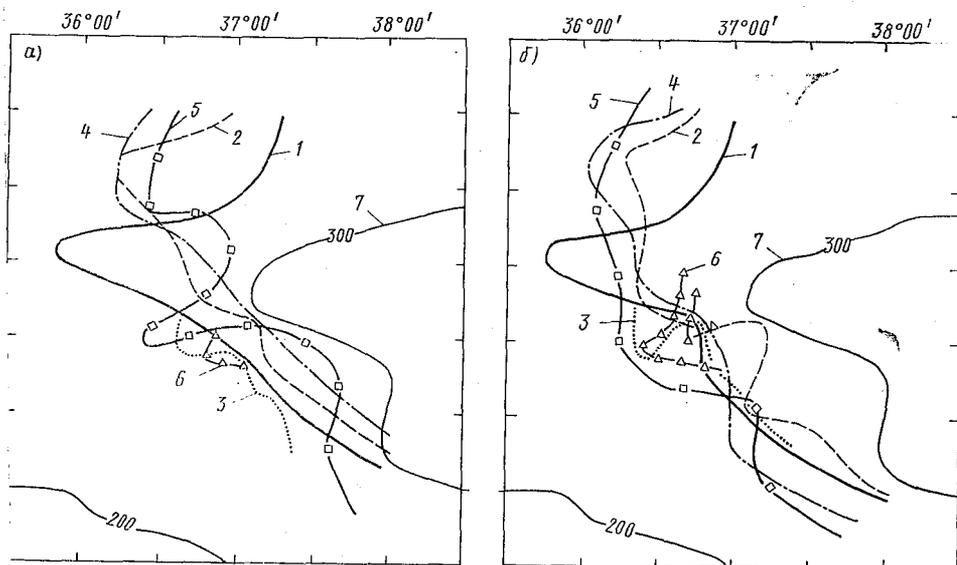


Рис. 4. Изменчивость положения термического фронтального раздела в центральной части моря в период 30.11—18.12.1986 г. (по данным НИС «Профессор Молчанов»): а — положение изотермы 2° на поверхности моря; б — положение изотермы 1° на горизонте 150 м.

1—6 — сроки съемок соответственно 30.11—3.12; 3—7.12; 7—8.12 (микросъемка); 8—13.12; 14—18.12; 18.12 (микросъемка); 7 — изобаты.

Выполнение НИС «Профессор Молчанов» в этом же районе декабря 1986 г. нескольких съемок и микросъемок через небольшие промежутки времени подтвердило развитие сложных динамических процессов волнового характера на данном отрезке фронтального раздела (рис. 4). Отличительной особенностью района является наличие слабо выраженной ложбины в рельефе дна. По той ложбине в придонных слоях продвигаются на запад холодные воды Центральной впадины. В то же время именно здесь происходит перемена знака  $TS$ -корреляции и значительное увеличение градиентов плотности в южном направлении. По-видимому,

это способствует развитию дивергентной циркуляции в верхнем 150-метровом слое моря и подъему подстилающих холодных вод. Таким образом, формирование в данном районе обостренных и динамически активных меандров предположительно можно считать его климатической особенностью.

Опыт полигонных наблюдений подтвердил их необходимости для обеспечения данными исследований, направленных на построение максимально полных физических моделей ФЗ Баренцева моря и на переход в дальнейшем к математическому моделированию фронтальных разделов. В этих работах по согласованной координационной программе кроме региональных мореведческих институтов участвуют ЛГМИ, ИО АН СССР, ГМЦ СССР.

Вместе с тем проведенный анализ выявил явный недостаток материалов мелкомасштабных и детализирующих экспериментов в районах фронтальных разделов (микросъемок, многосуточных станций, наблюдений за течениями и т. д.), без которых с достаточной для перехода к прикладным прогностическим разработкам полнотой не могут быть исследованы физические механизмы, формирующие и поддерживающие гидрофронты. С целью совершенствования планирования и обеспечения большей комплексности дальнейших экспериментов в МФ ААНИИ на основе накопленного опыта, а также с учетом перспективных направлений работ, сформулированных в [7], и предложений заинтересованных учреждений подготовлены соответствующие методические рекомендации для экспедиционных работников.

В заключение авторы считают необходимым отметить значительный вклад в организацию и проведение экспериментальных полигонных исследований А. Н. Гонтарева, А. Н. Дегтярева, Б. А. Новикова, А. В. Якушкова и других сотрудников научных технических служб экспедиционных судов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адров М. М. Как образуются холодные глубинные воды Центральной впадины Баренцева моря. Научно-технический бюллетень ПИНРО, № 2 (66) Мурманск, 1958, с. 33—40.

2. Грузинов В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 272 с.

3. Денисов В. В., Зуев А. Н., Лебедев И. А. Научно-методические принципы организации системы океанографических наблюдений для исследования крупномасштабной изменчивости Баренцева моря. — Тр. ААНИИ, 1988, т. 415, с. 81—90.

4. Никифоров Е. Г., Шнайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 269 с.

5. Николаев Ю. В., Макшtas А. П., Иванов Б. В. Физические процессы в прикромочных зонах морских дрейфующих льдов. — Метеорология и гидрология, 1984, вып. 11, с. 73—80.

6. Потанин В. А., Коротков С. В. Внутригодовая изменчивость постоянных течений южной части Баренцева моря и ее водообмен с сопредельными районами. — В кн.: Геологические и географические проблемы освоения природных ресурсов северных морей. — Мурманск, 1988, с. 89—96.

7. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 196 с.

П. А. ВАЙНОВСКИЙ, В. Н. МАЛИНИН (ЛГМИ)

## О РАЦИОНАЛЬНОМ ПОСТРОЕНИИ СЕТИ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА ОКЕАНА

Океаническая среда как объект исследования является сложной системой, структура которой формируется совокупным действием большого количества внешних и внутренних факторов. Под структурой вод понимают сочетание и взаимодействие различных одних масс во всей толще океана, а под самой водной массой — некоторый объем воды, описываемый набором физических, химических и биологических характеристик [2, 5], составляющих единый комплекс.

Рациональное построение сети станций (РПС) наблюдений за комплексом указанных характеристик представляет собой одну из наиболее актуальных задач современной экспериментальной океанологии. В наиболее общей формулировке под РПС следует понимать такое их расположение, которое обеспечивает минимум затрат на их содержание и убытков от неполного знания изучаемых процессов. Однако отсутствие формального аппарата и недостаточная изученность экономической стороны вопроса вынуждают рассматривать задачу РПС в более узком смысле, т. е. как задачу нахождения такой сети станций, которая в состоянии обеспечить требуемую точность вычисления физической переменной в любой точке поля при минимальном числе измерений [3].

Такой подход требует выполнения условий однородности и изотропности океанологических полей, которые, особенно в верхних слоях океана, этим условиям не удовлетворяют.

Кроме того, данный подход никак не учитывает необходимость оптимального размещения сети в отношении всего комплекса разномасштабных процессов, формирующих водные массы. В связи с этим задачу РПС целесообразно решать на основе статистического районирования, которое предусматривает объективное выделение квазиоднородных по всему комплексу характеристик районов (водных масс). Причем внутри районов варьирование этих характеристик относительно заданной пространственно-временной структуры многомерного поля является несущественным [5].

В общем случае задачу РПС можно разбить на ряд последовательных этапов: выбор исходной системы признаков; снижение размерности признакового пространства; классификация объектов; оценка ее качества; районирование результатов классификации; оптимальное размещение сети станций наблюдений.

Рассмотрим коротко каждый из этапов.

**Выбор исходной системы признаков** в значительной степени объективен и зависит от цели классификации, наличия априорной информации, ее качества, внутренних взаимосвязей между отдель-

ными признаками и других факторов. В случае целевой классификации (например при выделении водных масс по температуре и солености) исходные признаки задаются заранее. Однако на практике более часто ставится задача построения «универсальной» классификации, которая оказывается неизменной при варьировании исходных признаков. К этому классу задач относится и задача РПС.

В общем случае следует ожидать, что увеличение количества исходных признаков должно приводить к улучшению качества классификации. Но априорно неизвестно достаточное число признаков, описывающее систему с заданной точностью. Зачастую неизвестны взаимосвязи признаков, их возможные группировки, зашумленность, уровень общности. Поэтому возникает проблема «острых максимумов», т. е. проблема определения оптимального набора исходных признаков, обеспечивающих наилучшее распознавание объектов [1].

Естественно, что трудно дать конкретные рекомендации по подбору исходных признаков. В принципе желательно использовать те из них, которые некоррелированы между собой. Наилучшими здесь будут признаки, у которых разность средних значений велика по сравнению со стандартными отклонениями [6]. К сожалению, на практике соблести это требование очень сложно. Следует также иметь в виду, что выбор системы исходных признаков тесно связан с предварительной обработкой исходных данных, которая включает в себя: отбраковку ошибочных данных, заполнение пропусков в рядах наблюдений, фильтрацию исходных рядов, оценивание их однородности, стационарности и выделение трендовой составляющей, построение эмпирических гистограмм.

**Снижение размерности** признакового пространства является составной частью задачи классификации. Главная цель подобного преобразования состоит в максимальном сжатии информации об объектах при минимизации потерь и искажений. Эффективными способами сжатия информации являются метод главных компонент (МГК), метод факторного анализа (МФА), ряд других методов многомерного статистического анализа [1, 6]. Метод главных компонент позволяет разделить информацию об исходном поле признаков на линейно независимые составляющие с существенно различной дисперсией. При этом, отбрасывая составляющие с малой дисперсией, мы тем самым отфильтровываем мелко масштабные шумы, что имеет большое значение для успешной классификации. Достоинством МГК является также то, что он одновременно производит «взвешивание» признаков, придавая больший вес тем из них, которые обладают большей дисперсией. Определенные трудности при использовании МГК обусловлены сложностью оценивания достаточного количества главных компонент и затрудненной интерпретацией полученных компонент, особенно при использовании разнородных исходных признаков [6, 7].

Более целесообразным для решения поставленных задач анализа структуры признаков представляется использование метода факторного анализа, где матрица исходных данных раскладывается на составляющие [8]:

$$X = FA^T + E, \quad (1)$$

где  $X$  — исходная матрица значений  $M$  признаков на  $N$  объектах;  $A$  — матрица факторных нагрузок  $K$  факторов на  $M$  признаках ( $K < M$ );  $F$  — матрица значений общих факторов на  $N$  объектах;  $E$  — матрица ошибок размерностью  $N \times M$ . Здесь, в отличие от МГК, матрица  $E$  априорно предполагается не нулевой, в связи с чем общая изменчивость признаков в матрице  $X$  разделяется по систематической ( $F \cdot A^T$ ) и случайной ( $E$ ) составляющим.

Оценка элементов матрицы  $A$  в МФА проводится на основе построения функционала правдоподобия для факторных нагрузок, что позволяет получить ортогональные общие факторы, не чувствительные к изменению масштаба исходных переменных и весьма устойчивые к случайной изменчивости исходных признаков. Конкретный вид матриц  $A$  и  $F$  оценивается исходя из принципа простой структуры факторного решения, который требует наличия устойчивых корреляционных связей каждого общего фактора с малым числом исходных признаков. Упрощение структуры факторов производится путем вращения выделенных факторных осей в пространстве общих факторов [8]. Полученные в результате общие факторы являются взаимонезависимыми безразмерными параметрами, обобщающими высокие корреляции исходных переменных. Количество общих факторов оценивается путем последовательного увеличения числа факторов при одновременной проверке случайности ковариационной матрицы остатков для заданного уровня значимости.

**Классификация объектов** включает в себя выбор меры сходства, выбор алгоритма классификации, оценку качества классификации. Мерой сходства объектов может служить любой коэффициент связи, позволяющий численно оценить степень близости данной пары объектов по набору признаков. Наиболее часто встречаются метрические показатели сходства, которые характеризуют расстояние между объектами в пространстве признаков. Универсальным показателем в этом отношении является метрика Минковского вида

$$D(A, B) = \left\{ \sum_{i=1}^n P_i (A_i - B_i)^\epsilon \right\}^{1/\epsilon}, \quad (2)$$

где  $A$  и  $B$  — объекты в  $n$ -мерном пространстве признаков;  $P_i$  — вес  $i$ -го признака;  $\epsilon$  — показатель степени. Если принять  $\epsilon = 2$ , то получим взвешенную евклидову метрику, которая учитывает значимость каждого признака.

Широко используется также метрика Махалонобиса, которая позволяет оценить сходство объектов различных масштабов:

$$D(A, B) = \{ (A - B)C^{-1} (A - B)^T \}^{1/2}.$$

Здесь  $(A - B)$  и  $(A - B)^T$  — соответственно вектор-строка и вектор-столбец разностей признаков;  $C$  — матрица ковариаций признаков.

Необходимо отметить, что классификация существенным образом зависит от выбора меры сходства и конкретного алгоритма классификации. К настоящему времени накоплено большое число различных алгоритмов автоматической классификации. Одним из главных требований к ним является возможность распознавания объектов на основе процедуры самообучения, поскольку априорно число групп, как правило, неизвестно [1, 6]. Подобные алгоритмы классификации дают хорошее качество распознавания лишь в том случае, если выполняется гипотеза компактности, т. е. плотность распределения объектов в пространстве признаков резко различна, области повышенной концентрации объектов разделены минимумами плотности вероятности. Если плотность распределения объектов в многомерном пространстве признаков равномерна, то классификация теряет смысл. Даже для выполнения гипотезы компактности на классификационной кривой зависимости выбранной меры сходства от взаимного положения объектов может существовать несколько пиков, каждый из которых соответствует определенному числу классов разбиения. В связи с этим ставится задача оценивания качества разбиения, которая состоит в нахождении некоторого оптимального количества классов на основе определенным образом заданного функционала критерия качества. Предложен целый ряд функционалов качества [1]. На наш взгляд, при использовании метрических показателей сходства целесообразно рассматривать такой критерий качества, который бы достигал максимума при среднем минимальном внутриклассовом расстоянии и среднем максимальном межклассовом расстоянии. Среднее внутриклассовое расстояние может быть определено как

$$J1 = \frac{1}{m-n} \sum_{j=1}^{m-n-1} D(A_j, A_{j+1}), \quad (2)$$

а среднее межклассовое расстояние  $J2$  как

$$J2 = \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^{n-1} D(A_j, A_{j+1}), \quad (3)$$

где  $m$  — число объектов;  $n$  — число классов. Критерий качества классификации при этом может задаваться как

$$J = J2 - J1 \rightarrow \max. \quad (4)$$

**Районирование объектов** — это территориальная классификация или, другими словами, перенесение результатов классификации в пространственные географические координаты. При этом число районов может быть больше числа выделенных классов. Задача районирования океанической среды по существу эквивалентна задаче объективного выделения водных масс по комплексу характеристик.

**Рациональное планирование** сети станций наблюдений. Минимальное число станций, необходимых для достаточно полного освещения рассматриваемой акватории океана, должно быть равно числу выделенных квазиоднородных районов. Естественно, что наилучшей следует считать такую сеть станций, которая расположена в статистических центрах квазиоднородных районов. Под статистическим центром мы понимаем некоторую точку в пространстве, где искомые наблюдения наилучшим образом описывают весь комплекс исследуемых параметров в данном районе. Статистический центр в общем случае может быть охарактеризован первыми четырьмя статистическими моментами (среднее арифметическое, стандартное отклонение, коэффициенты асимметрии, эксцесса), определенными по всему числу объектов, составляющих квазиоднородный район.

При использовании метрических показателей сходства и критериев качества классификации вида (2)—(4) целесообразно задавать следующий критерий размещения сети:

$$\sum_{j=1}^k |X_{ij} - X_{0j}| \rightarrow \min, \quad (5)$$

где  $X_0$  — статистический центр района;  $X_i$  — произвольная точка пространства ( $i=1, \dots, m$ );  $k$  — число учитываемых статистических моментов распределения случайной величины ( $k=4$ ).

Проиллюстрируем применение данного подхода на примере рационального построения сети станций для Норвежского моря.

В качестве исходных данных использованы климатические среднесезонные поля температуры, солености, плотности, содержания растворенного кислорода на стандартных горизонтах в одноградусном пространственном осреднении. Согласно изложенной выше схеме РПС исходный набор признаков сформирован из восьми переменных, куда кроме указанных полей дополнительно были включены поля модулей горизонтальных градиентов температуры, солености, плотности, кислорода. Введение в набор признаков деформационных полей обусловлено стремлением выделить фронтальные зоны Норвежского моря.

Снижение размерности признакового пространства проводилось с помощью метода факторного анализа, что позволило обобщить систематическую изменчивость исходных полей в трех общих факторах, описывающих 90% суммарной дисперсии признаков (таблица).

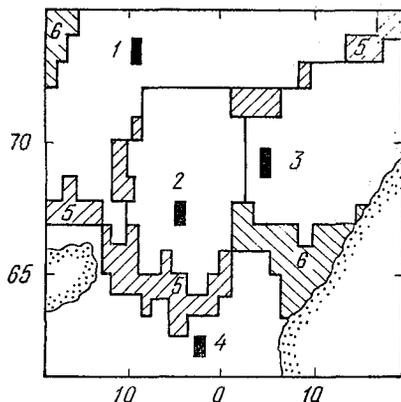
Коэффициенты корреляции общих факторов и исходных признаков  
в слое 0—200 м. Осенний сезон.

Признаки	Факторы		
	1	2	3
$T$	0,9	0,0	0,00
$S$	0,8	-0,1	-0,4
$\rho$	-0,9	0,1	-0,1
$O_2$	-1,0	0,0	0,0
$\Gamma_T$	0,0	0,9	0,1
$\Gamma_S$	-0,1	0,0	0,8
$\Gamma_\rho$	0,1	0,6	0,7
$\Gamma_0$	-0,1	0,9	0,1
Веса факторов, %	39	28	24

Результаты факторного анализа показывают, что исходные термохалинные поля весьма согласованно распределены в пространстве, вследствие чего их взаимная изменчивость может быть описана одним общим фактором. Деформационные поля распределены существенно более обособленно, причем зоны термических и халинных градиентов не совпадают в пространстве Норвежского моря, что повлекло за собой необходимость их описания в различных общих факторах. Высокие вклады каждого из выделенных факторов демонстрируют их относительную значимость в общей структуре гидрофизических полей исследуемого региона.

Классификация полученных трех общих факторов проводилась с помощью агломеративной иерархической процедуры [1] с оценкой оптимальности разбиения по функционалу вида отношения дисперсий. В результате проведенного районирования получены шесть районов, различающихся между собой по структуре общих факторов и исходных признаков (рисунок). Сравнительный анализ географического положения районов 1—4, их статистических характеристик с результатами исследования водных масс Норвежского моря [4, 5] позволяет заключить, что в данном случае объективно выделены основные типы вод деятельного слоя: полярные, смешанные, воды Норвежского течения и атлантические соответственно. Районы 5—6 имеют существенно меньшие пространственные размеры, расположены вдоль границ крупных районов и характеризуются высокими средними значениями градиентов температуры и солености. Совокупность, подобных характеристик позволяет интер-

претировать эти районы как фронтальные зоны. Причем район 4 отображает положение полярной фронтальной зоны и характеризуется явным преобладанием термической трансформации вод над соленостной. Район 6, наоборот, выявляет зоны поверхностного распределения вод.



Размещение станций мониторинга океана в Норвежском море: черные прямоугольники — точки рекомендуемого положения станций, штриховкой показаны фронтальные зоны.

Определение статистических центров для районов 1—4 проводилось по критерию (6) для стандартизированных значений температуры, солености, плотности, содержания кислорода. Полученные статистические центры представлены на рисунке. Существенно, что полученные координаты центров не совпадают с геометрическими центрами соответствующих однородных районов. Но выделенные центры располагаются в непосредственной близости от зон формирования термохалинной структуры вод Норвежского моря: на оси ветви Восточно-Гренландского течения (для района 1), в циклоническом круговороте вод (для района 2), в Фареро-Шетландском проливе (для района 4).

Таким образом, полученные статистические центры районов могут быть рекомендованы к использованию в качестве реперных станций мониторинга крупномасштабной изменчивости комплекса гидрологических полей Норвежского моря.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айвазян С. А., Бежаева З. И., Староверов О. В. Классификация многолетних наблюдений. — М.: Наука, 1974. — 240 с.
2. Добровольский А. Д. Об определении водных масс. — Океанология, 1961, № 1, с. 12—24.

3. Кожара В. Л., Малинин В. Н., Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. Планирование сети станций для исследования водоемов. — Водные ресурсы, 1977, № 4, с. 72—81.
4. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 268 с.
5. Николаев Ю. В. Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 34 с.
6. Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. Методы многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. Л., изд. ЛГУ, 1986. — 190 с.
7. Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. О формальных и неформальных аспектах применения многомерного анализа в гидрометеорологии. — Тр. ААНИИ, 1977, т. 342, с. 5—23.
8. Харман Г. Современный факторный анализ. — М.: Статистика, 1972. — 488 с.

УДК 551.465

Е. М. НОВИКОВА (ЛГМИ)

## РАСЧЕТ АБСОЛЮТНЫХ СКОРОСТЕЙ ГЕОСТРОФИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФИЛЬТРАЦИИ

Через Норвежское и Гренландское моря осуществляется основной водный и тепловой обмен между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами. Тепловое состояние Норвежского моря и его воздействие на развитие атмосферных процессов над этим районом формируется структурой течений. Течения здесь, даже крупномасштабные, имеют сложную динамическую структуру как по горизонтали, так и по вертикали. Для достаточно достоверного описания структуры крупномасштабных течений необходимо иметь абсолютные геострофические скорости течений.

Уравнения динамических моделей океанической циркуляции, использующих непосредственно данные гидрологических наблюдений, выполняются неточно. Невязки возникают из-за ошибок наблюдений, некорректности осреднений, вихревых шумов. Распределение этих невязок различается для различных точек наблюдений и вид его неизвестен.

Для получения структуры океанической циркуляции необходим достаточно корректный расчет абсолютных геострофических скоростей. В данном исследовании для расчета крупномасштабной циркуляции было использовано уравнение сохранения потенциального вихря на  $\beta$ -плоскости с учетом сжимаемости [7]:

$$u(h_{xz} + h_x PR) + v \left( h_{yz} - \frac{\beta}{f} \left( 1 + k \frac{\rho}{\rho_z} \right) + h_y PR \right) = 0, \quad (1)$$

где  $PR = k(\rho\rho_{zz} - \rho_z^2) / (\rho_z^2 + k\rho\rho_z)$ ,  $k = g/c^2$ ;  
 $h$  — высота изопокикической поверхности, определенная из наблюдений;  $c$  — скорость звука в морской воде;  $f$  — сила Кориолиса;  $\beta$  — изменение силы Кориолиса с широтой.

Составляющие скорости абсолютных геострофических течений представлены в виде

$$u = u' + u_0, \quad v = v' + v_0,$$

где  $u_0$  и  $v_0$  абсолютные скорости на отсчетном уровне, определяемые из (1);  $u'$ ,  $v'$  — относительные геострофические скорости.

Уравнение потенциального вихря (1) позволяет написать переопределенную систему уравнений для  $n$  горизонтов при двух неизвестных  $u_0$  и  $v_0$ :

$$AU = C, \tag{2}$$

где

$$A = \begin{vmatrix} a_1 & b_1 \\ \vdots & \vdots \\ a_n & b_n \end{vmatrix}, \quad U = \begin{vmatrix} u_0 \\ v_0 \end{vmatrix}, \quad C = \begin{vmatrix} c_1 \\ \vdots \\ c_n \end{vmatrix}$$

Система (2) с помощью собственных векторов  $Q$  матрицы  $A^T A$  ( $A' = AQ$ ) преобразовывалась к системе

$$A' U' = C \tag{3}$$

с ортогональными векторами  $\sum_{k=1}^n a'_k b'_k = 0$ .

Кроме того, в системе (2) искомые параметры приводились к положительному виду:  $\tilde{u}_0 = u_0 + \tilde{u}$ ,  $\tilde{v}_0 = v_0 + \tilde{v}$ , где  $\tilde{u}$ ,  $\tilde{v}$  больше предполагаемых максимальных абсолютных величин  $u_0$  и  $v_0$ .

Матрица  $A'$  рассматривалась в трех вариантах: без изменения коэффициентов  $a'_k$ ,  $b'_k$ ,  $c_k$ , в отклонениях коэффициентов от среднего, в отклонениях, нормированных по среднему квадратичному отклонению. Из трех видов матрицы конструировались три расширенные ковариационные матрицы [2, 6], нормированные по правой части. Из них выбиралась матрица с лучшей обусловленностью, т. е. с минимальным отношением первого и второго сингулярных значений [6]:

$$\left| R_a : R_b \right| \begin{vmatrix} \tilde{u}_0^2 \\ \vdots \\ \tilde{u}_0^2 \\ \tilde{v}_0^2 \\ \vdots \\ \tilde{v}_0^2 \end{vmatrix} = I \tag{4}$$

$I$  — единичный вектор-столбец.

Подматрицы  $R_a, R_b$  имеют вид

$$R_{(a,b)} = \begin{vmatrix} r_q & r_{q-1} & \dots & r_{t_1} \\ r_{q+1} & r_q & & \cdot \\ \cdot & \cdot & & \cdot \\ \cdot & \cdot & & \cdot \\ r_{t_2} & & & r_{t_2+t_1-q} \end{vmatrix} \quad (5)$$

где  $r_l = \frac{1}{n-l} \sum_1^{n-l} x_{l+k} x_k$ ;  $l$  — сдвиг ( $l = t_1 \dots q-1, q, q+1, \dots t_2$ );

$q$  — начальный сдвиг  $\left( q = \frac{n}{2} \right)$ .

Для подматриц  $R_a$  и  $R_b$

$$x_k x_{k+l} = \frac{a'_k}{c_k} \frac{a''_{k+l}}{c''_{k+l}},$$

$$x_k x_{k+l} = \frac{b'_k}{c_k} \frac{b''_{k+l}}{c''_{k+l}}.$$

Для того чтобы  $\tilde{u}_0$  и  $\tilde{v}_0$  были независимы для каждой пары ковариационных уравнений, коэффициенты  $a'_{k+l}, b'_{k+l}, c_{k+l}$  были преобразованы в  $a''_{k+l}, b''_{k+l}, c''_{k+l}$  так, чтобы выполнялось равенство

$$a'_k b''_{k+l} + a''_{k+l} b'_k = 0.$$

Так как в решаемой модели два неизвестных параметра, то ковариационная матрица усекалась по двум наибольшим сингулярным значениям [2, 6]:

$$R = S \Sigma_{1,2} Q^T, \quad (6)$$

где  $S$  и  $Q$  — собственные векторы матриц  $RR^T$  и  $R^T R$ , а  $\Sigma_{1,2}$  — корни квадратные из их наибольших собственных значений.

С применением предложенной фильтрации были рассчитаны абсолютные геострофические скорости по модели (1) в глубоководных районах Норвежского моря. Использовались данные о плотности *in situ* на стандартных горизонтах для одноградусных квадратов с координатами центров, кратными  $0,5^\circ$  по широте и  $1^\circ$  по долготе [5]. Чтобы ослабить влияние шумов, расчеты проводились в диапазоне 500—1400 м.

Применение ковариационной матрицы со сдвигом требует, чтобы длина ряда при двух неизвестных параметрах  $u_0$  и  $v_0$  была не меньше 7 (число стандартных горизонтов). Поэтому расчеты проводились при глубинах места 1100 м и более. Скорости вычислялись для одноградусной сетки с координатами, кратными  $1^\circ$

по широте и  $0,5^\circ$  по долготе на стандартных горизонтах от поверхности до дна.

Система поверхностных течений в Норвежском море, полученная по квазидинамической модели (1) с фильтрацией шумов, совпадает в общих чертах со схемами течений, рассчитанными другими авторами [3, 4].

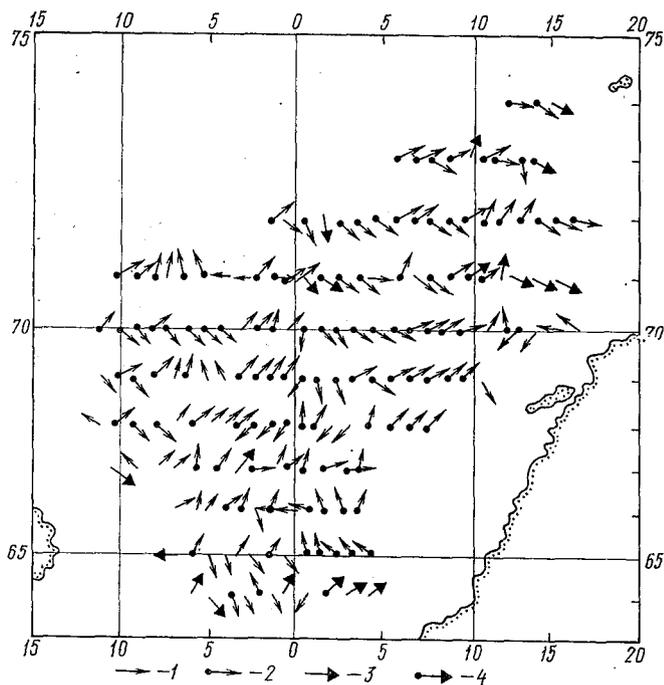


Рис. 1. Схема геострофических течений на поверхности (см/с).

1 — 0,5; 2 — 1 — 5; 3 — 5 — 10; 4 — 10 — 15.

Картина течений имеет сложный динамический характер (рис. 1). Между устойчивыми струями течений существуют вихревые зоны. Прослеживаются струи течений, выделенные в [4]. Восточная и Западная ветви Норвежского течения имеют скорости 4—10 см/с. На  $71^\circ$  с.ш. происходит разветвление на Западно-Шпицбергенское течение (9 см/с) и ветвь, дающую начало Нордкапскому течению (10 см/с). На юго-западной границе района прослеживаются струи Восточно-Исландского течения, смешивающегося с теплыми водами, поступающими из Атлантики. На  $69^\circ$  с.ш. образовался циклонический круговорот. Вдоль  $5^\circ$  в.д. получилась зона сходимости теплых и холодных течений со скоростями 1—7 см/с.

В промежуточных слоях в южных районах направление в струях сильных течений совпадает с поверхностным, а скорости несколько уменьшаются по глубине. В северо-западных районах произошла смена течений на противоположное по сравнению с поверхностным. В ветви, дающей начало Нордкапскому течению, произошло незначительное увеличение скорости.

На глубинных горизонтах (1500 м) (рис. 2) в южных районах направление течений совпадает с поверхностным, но уменьшилось до 1—3 см/с. Из Баренцева моря прослеживается противотечение со скоростями 5—6 см/с. Наметились широтные зоны сходимости между 70 и 71° с. ш. и между 67 и 68° с. ш. в области Лофотенской и Норвежской впадин.

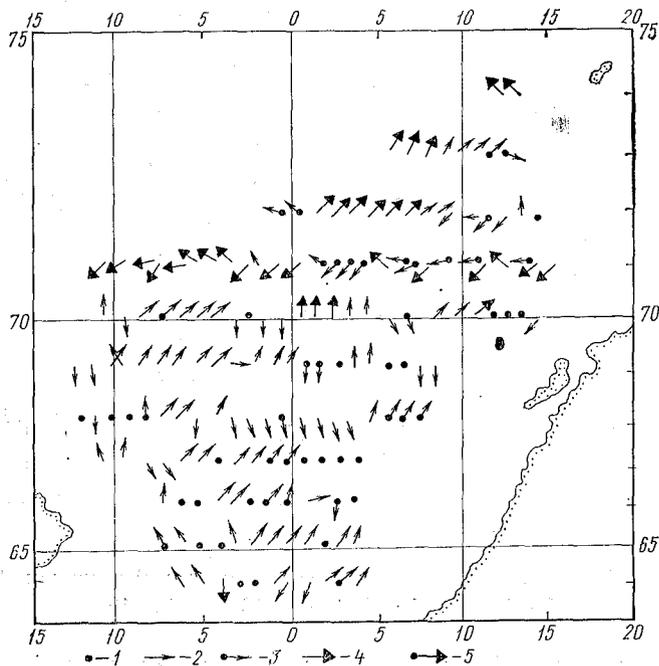


Рис. 2. Схема геострофических течений на горизонте 1500 м (см/с).

1 — <0,05; 2 — 0,05 — 0,5; 3 — 0,5 — 1; 4 — 1 — 5; 5 — 5 — 10.

Таким образом, течения Норвежского моря характеризуются сложной динамической структурой с отдельными струями течений, между которыми расположены зоны вихревого взаимодействия. В поверхностных слоях вдоль 5° в. д. четко прослеживается полярный фронт. На средних горизонтах фронт четко не выражен. В глубинных слоях преобладает меридиональный перенос с двумя зонами сходимости.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кэдзоу Л. Спектральное оценивание: метод переопределенной системы рациональной модели // ТИИЭР. — 1982. — № 9.
2. Новикова Е. М. Оценка меридионального переноса тепла и крупномасштабная геострофическая циркуляция в Северной Атлантике. Л., изд. ЛПИ, 1985, вып. 91. (ЛГМИ).
3. Потанин В. А., Коротаев С. В. Некоторые результаты исследований термохалинной циркуляции вод Норвежского и Гренландского морей. — Тр. ААНИИ, 1985, т. 399.
4. Танцюра А. И. Преобладающие поверхностные течения Норвежского моря. — Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27.
5. Levitus J. Climatological Atlas of the world ocean // NOAA. Prof. Paper 13. — 1982. — 173 p.
6. Noble B. Applied linear algebra. N 4. 1969.
7. Schott T. and Zantoff R. Calculation of absolute velocities from velocities from different parameters in the western North Atlant c. — J. Geophys Res. 1979, p. 6990—6994.

УДК 551.465.7 : 551.468(261.1)

М. И. МАСЛОВСКИЙ, В. Ю. ЧАНЦЕВ (ЛГМИ)

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОДОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Наблюдения за вертикальным и горизонтальным распределением температуры в океане носят массовый характер. Анализ этих наблюдений позволил обобщить результаты исследований и получить надежные оценки характеристик верхнего слоя. Наиболее изученной является сезонная изменчивость гидрологических величин в деятельном слое океана, связанная с годовым ходом солнечной радиации и других атмосферных элементов.

Основными причинами изменения параметров верхнего слоя температуры, толщины), как уже отмечалось, являются процессы, носящие локальный характер, т. е. потоки тепла и импульсы от атмосферы к океану. В связи с этим наибольшее распространение получили одномерные модели верхнего перемешанного слоя океана [1].

Отчетливо выраженная двухслойность верхнего деятельного слоя океана позволяет использовать интегральные модели исследования процессов накопления и перераспределения тепла в океане. Наиболее развитыми интегральными моделями являются модели Ниилера и Крауса [4] и модель, разработанная в ЛОМО АН [2].

Последняя модель позволяет получить решение, выходящее за периодический режим за несколько годовых циклов при зада-

нии периодически изменяющегося в течение года потока тепла из атмосферы в океан и равенства нулю его среднегодового значения. Эта особенность модели необходима при моделировании перемешанного слоя. Но она может быть использована только в районах горизонтально-однородного распределения температуры и толщины верхнего слоя океана и нулевого среднегодового потока тепла на поверхности. Если горизонтально-однородные области в Северной Атлантике существуют, то районы с нулевым потоком тепла, осредненным за год, практически отсутствуют. Следовательно, для компенсации потока тепла на поверхности и горизонтальной неоднородности появляется еще один фактор изменчивости параметров верхнего слоя — горизонтальная и вертикальная адвекция тепла течениями. Изучение влияния вертикальной адвекции и выявление зон с максимальным горизонтальным переносом тепла проведено в работе [3]. Компенсационные возможности адвекции можно показать на примере анализа уравнения переноса тепла, проинтегрированного по трем слоям: перемешанному, слою скачка и сезонному термоклину. Эти уравнения можно записать следующим образом:

для перемешанного слоя

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^h T dz + u_s \frac{\partial}{\partial x} \int_0^h T dz + v_s \frac{\partial}{\partial y} \int_0^h T dz - T_s \left( \frac{\partial h}{\partial t} + u_s \frac{\partial h}{\partial x} + v_s \frac{\partial h}{\partial y} - w_s \right) = Q_0 - Q_{h-0}, \quad (1)$$

для слоя скачка

$$T_s \left( \frac{\partial h}{\partial t} + u_s \frac{\partial h}{\partial x} + v_s \frac{\partial h}{\partial y} - w_s \right) - T_h \left( \frac{\partial h}{\partial t} + u_h \frac{\partial h}{\partial x} + v_h \frac{\partial h}{\partial y} - w_h \right) = Q_{h-0} - Q_{h+0}, \quad (2)$$

для сезонного термоклина

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_h^H T dz + u_h \frac{\partial}{\partial x} \int_h^H T dz + v_h \frac{\partial}{\partial y} \int_h^H T dz + T_h \left( \frac{\partial h}{\partial t} + u_h \frac{\partial h}{\partial x} + v_h \frac{\partial h}{\partial y} - w_h \right) - T_H \left( u_h \frac{\partial H}{\partial x} + v_h \frac{\partial H}{\partial y} - w_H \right) = Q_{h+0}. \quad (3)$$

Выделим в уравнениях (1) и (3) члены горизонтальной адвекции тепла и обозначим их

$$u_s \frac{\partial}{\partial x} \int_0^h T dz + v_s \frac{\partial}{\partial y} \int_0^h T dz = ADV_s, \quad (4)$$

$$u_h \frac{\partial}{\partial x} \int_h^H T dz + v_h \frac{\partial}{\partial y} \int_h^H T dz = ADV_h. \quad (5)$$

Тогда, сложив уравнения (1)–(3), подставив (4), (5) и проинтегрировав полученное уравнение по времени за год, имеем

$$\overline{ADV}_s + \overline{ADV}_h - T_H \left( u_h \frac{\partial H}{\partial x} + v_h \frac{\partial H}{\partial y} - w_H \right) = \overline{Q}_0. \quad (6)$$

Здесь чертой сверху обозначены осредненные за год величины.

Из уравнения (6) видно, что среднегодовой поток тепла при выходе решения модели на периодический режим должен компенсироваться горизонтальной адвекцией тепла в перемешанном слое и в сезонном термоклине, вертикальной адвекцией на нижней границе деятельного слоя и положением этой границы.

Введение в модельные уравнения переноса членов, связанных с горизонтальной адвекцией, встречает значительные трудности, которые обсуждались во многих работах. Одной из трудностей является выбор начальных условий. Как говорилось ранее, начальным моментом счета для модели является момент перехода от заглупления перемешанного слоя к его подъему или переход потока тепла на поверхности от отрицательных значений к положительным. Но, очевидно, прогрев начинается не одновременно на всей акватории Северной Атлантики. Таким образом, встает вопрос о выборе начальных условий.

Проблема может быть снята введением адвективного приспособления. Адвективное приспособление представляет собой решение уравнения переноса с нулевой правой частью для каждого узла сетки до момента перехода от выхолаживания к прогреву. Включение локальных процессов в каждой точке происходит только при начале прогрева.

Другой трудностью является определение скорости вовлечения. Предполагалось, что скорость вовлечения будет определяться как

$$w_e = \frac{\partial h}{\partial t} + u_h \frac{\partial h}{\partial x} + v_h \frac{\partial h}{\partial y} - w_h, \quad (7)$$

но противоположный знак дивергентных элементов может привести к нарушению представления о самом процессе вовлечения. Данное обстоятельство и представление вовлечения как локального процесса [4] позволяют ввести в модель значительное упрощение в виде кинематического условия на нижней границе перемешанного слоя и нижней границе деятельного слоя, т. е.

$$u_h \frac{\partial h}{\partial x} + v_h \frac{\partial h}{\partial y} - w_h = 0, \quad (8)$$

$$u_h \frac{\partial H}{\partial x} + v_h \frac{\partial H}{\partial y} - w_H = 0. \quad (9)$$

Тогда система уравнений модели запишется в виде

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial T_s}{\partial x} + v_s \frac{\partial T_s}{\partial y} = (Q_0 - Q_{h=0}) / h, \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_h}{\partial t} + u_h \frac{\partial T_h}{\partial x} + v_h \frac{\partial T_h}{\partial y} + u_h \frac{\partial T_H}{\partial x} + v_h \frac{\partial T_H}{\partial y} = \frac{2 \cdot Q_{h+0}}{H-h} + \\ + \frac{T_H - T_h}{H-h} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{T_h + T_H}{H-h} (\omega_h - \omega_H), \end{aligned} \quad (11)$$

$$(T_s - T_h) \frac{\partial h}{\partial t} = Q_{h=0} - Q_{h+0}, \quad (12)$$

$$-C_1 Q_0 - C_2 \frac{u_*^3}{g \alpha_T h} \left( 1 - C_3 \frac{h |L|}{u_*} \right) = \begin{cases} Q_{h=0}, & \text{при } \frac{\partial h}{\partial t} > 0 \\ 0, & \text{при } \frac{\partial h}{\partial t} \leq 0 \end{cases} \quad (13)$$

Все обозначения и числовые значения коэффициентов приведены в работе [3].

Модельные расчеты проводились для сезонной изменчивости характеристик верхнего слоя с шагом пять суток методом направленных разностей на сетке 5 на 5 градусов с использованием явной схемы по времени.

Периодического решения по всей расчетной области модели достигла уже к десятому году интегрирования.

Анализ моделирования сезонной изменчивости температуры и толщины перемешанного слоя показывает не только качественное совпадение модельных и фактических величин, но и хорошее количественное. Как отмечается многими авторами, наибольшие ошибки моделирования появляются в период максимального выхолаживания. На рис. 1 приведено распределение температуры и толщины верхнего квазигоризонтального слоя в феврале. Из рисунка видно хорошее соответствие модельных распределений температуры  $T_s$  и толщины  $h$  и фактических. Области максимальных глубин, полученных при моделировании, совпадают с фактическими. Хорошее совпадение достигнуто не только в феврале, но и в течение всего годового цикла, что хорошо видно из среднего распределения  $T_s$  и  $h$  (рис. 2). Рис. 3 показывает регрессионную зависимость характеристик верхнего перемешанного слоя, осредненных по всей расчетной области. Коэффициенты линейной регрессии для температуры и для толщины квазигоризонтального слоя практически равны 1, а коэффициенты корреляции равны 0,98 и 0,99 соответственно. Все это свидетельствует о весьма удачном воспроизведении климатических особенностей деятельного слоя Северной Атлантики.

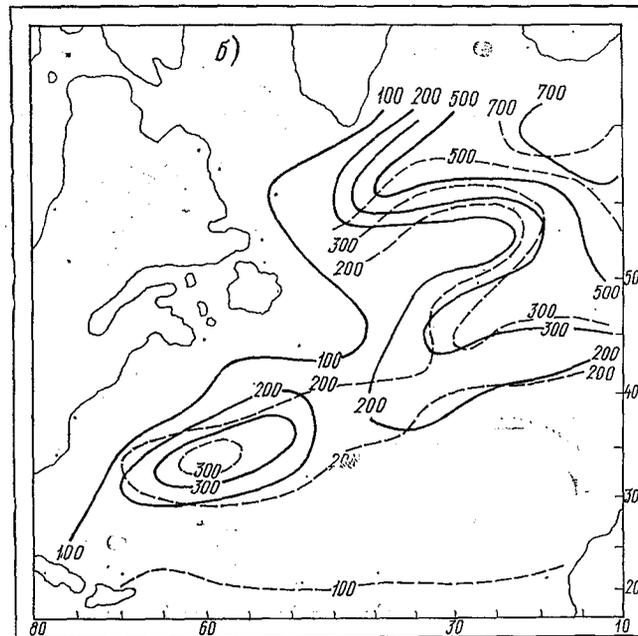
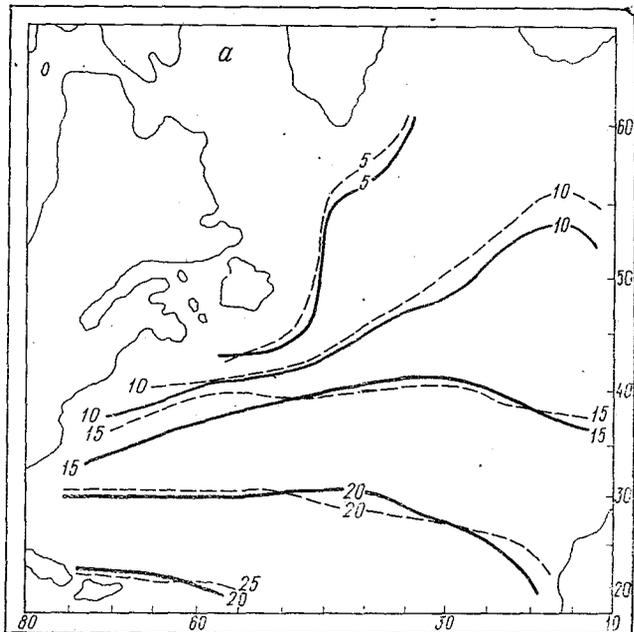


Рис. 1. Распределение характеристик ВКС в феврале: а — температура  $T_s$ ; б — толщина  $h$ .  
 — — — — — модельное; — — — — — фактическое.

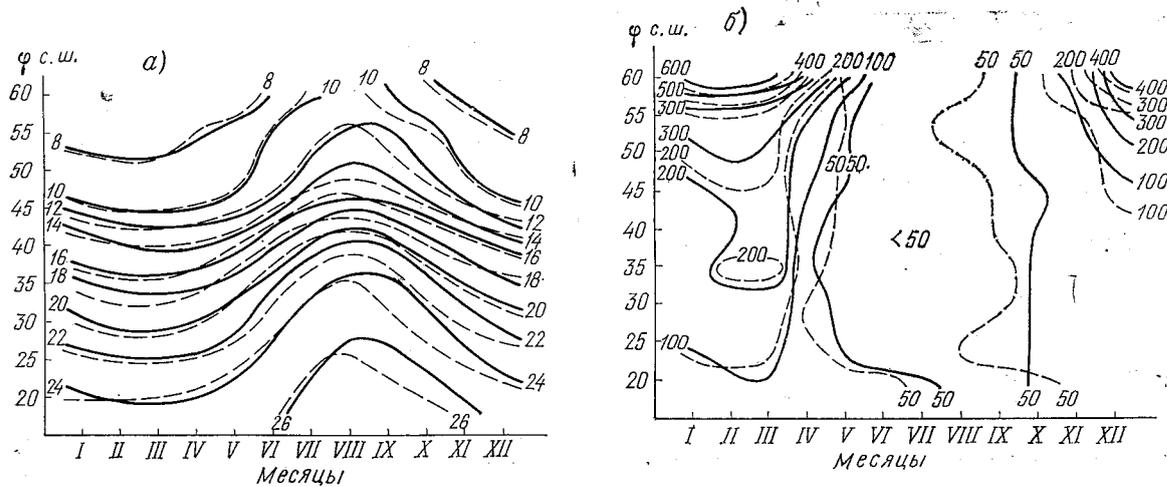


Рис. 2. Годовой ход среднезональных характеристик ВКС: а — температура  $T_g$ ; б — толщина  $h$ .

— — — — — модельный; ————— фактический

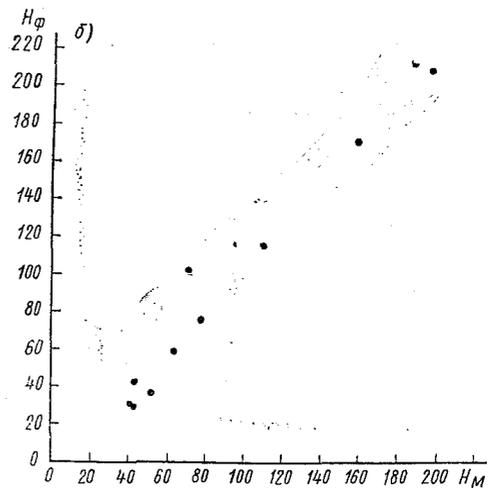
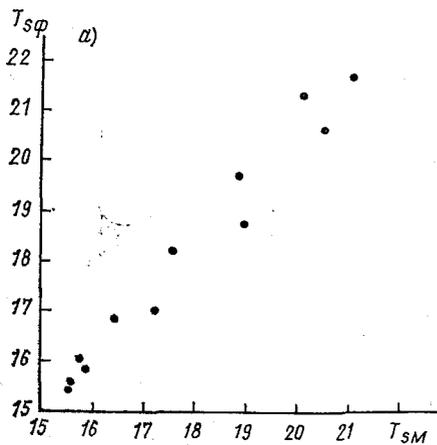


Рис. 3. Регрессионная зависимость характеристик ВКС: а — температура  $T_{сф}$ ; б — толщина  $h$ .

Наиболее объективной оценкой модельных расчетов может быть не отдельный анализ модельных характеристик верхнего слоя по-отдельности, а анализ эволюции его теплосодержания.

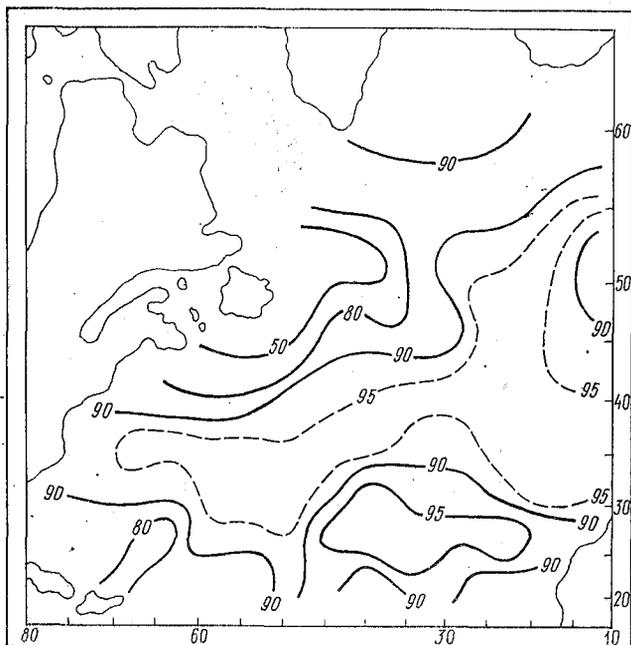


Рис. 4. Распределение коэффициента корреляции между модельными и фактическими значениями теплосодержания ВКС.

Это связано с тем, что расчетная температура поверхности океана сильно зависит от выбора аппроксимации потока тепла от атмосферы к океану, а определение толщины верхнего квазиоднородного слоя имеет значительные погрешности. Таким образом, анализ изменения теплосодержания этого слоя может лучше показать возможности модели. Исследования корреляции между модельным и фактическим теплосодержанием верхнего слоя (рис. 4) подтверждают выводы о том, что модель хорошо воспроизводит сезонную эволюцию параметров деятельного слоя океана в Северной Атлантике на протяжении всего годового цикла. Практически во всей расчетной области коэффициент корреляции не ниже 80%, а у западных берегов Африки и Европы и в центральной части он достигает 98%. Наименьшие значения коэффициент корреляции принимает в районе Ньюфаундлендской банки и в районе перехода от Канарского течения к Северопассатному (около 60%), что соответствует плохому воспроизведению горизонтальных составляющих скорости течений в этих районах.

Возвращаясь к описанию модели, а точнее к ее упрощению в виде кинематического условия на нижней границе перемешанного слоя можно показать, что вертикальная составляющая скорости на этой границе, рассчитанная из кинематического условия (рис. 5), хорошо совпадает с вертикальной составляющей скорости, рассчитанной в работе [3]. Это совпадение показывает, что данное условие на границе турбулентной и нетурбулентной областей вполне допустимо и в данной постановке задачи дает возможность значительно упростить решение.

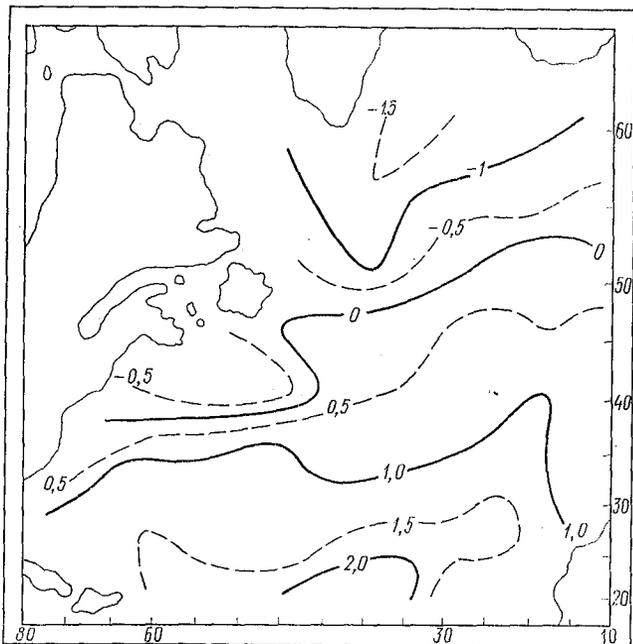


Рис. 5. Вертикальная скорость  $w_h$  ( $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ )  $10^6$ .

Анализ горизонтальной адвекции тепла в перемешанном слое (рис. 6) позволяет выделить зоны максимального и минимального ее влияния. Эти зоны также хорошо совпадают с зонами, полученными в работе [3]. Следует отметить, что максимальных значений горизонтальная адвекция достигает в струе Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. Также необходимо показать, что по своей величине горизонтальная адвекция того же порядка, что и поток тепла из атмосферы в океан, и, что этими членами в уравнении переноса тепла никак нельзя пренебрегать.

Подводя итоги, необходимо заметить, что хорошее воспроизведение моделью сезонной эволюции характеристик верхнего перемешанного слоя в Северной Атлантике позволяет считать выпол-

ненные расчеты основой для дальнейшего использования натурального материала. Полученные результаты дают возможность перейти к дальнейшему изучению влияния долгопериодных атмосферных аномалий и образования зон накопления и перераспределения тепловой энергии в верхнем деятельном слое океана.

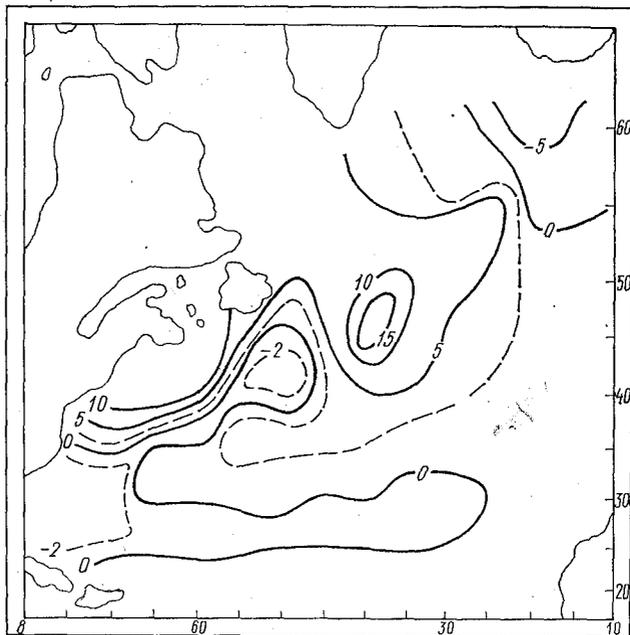


Рис. 6. Интегральный горизонтальный перенос тепла в ВКС ( $\text{к} \cdot \text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) $10^6$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зилитинкевич С. С., Монин А. С., Чаликов Д. В. Взаимодействие океана и атмосферы. Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. — М.: Наука, 1978.
2. Каган Б. А., Рябченко В. А., Чаликов Д. В. Параметризация деятельного слоя в модели крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1979, № 12, с. 67—75.
3. Масловский М. И., Чанцев В. Ю. Исследование эволюции верхнего слоя Северной Атлантики на основе одномерной интегральной модели. — Тр. ЛГМИ, 1985, с. 15—22.
4. Нишлер П. П., Краус Э. Б. Одномерные модели верхнего слоя океана. — Тр. ЛГМИ, 1979, с. 175—208.
5. Филлипс О. М. Вовлечение. Моделирование и прогноз верхних слоев океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 113—123.

*А. Д. КОВАЛЕВ, С. К. КУДЕРСКИЙ, И. К. СИГАЕВ,  
Ю. В. СТЕПАНОВ, А. Ф. ФЕДОСЕЕВ, В. Ф. ЦЫГАНОВ,  
Г. А. ЧЕРНЕГА, В. Н. ЯКОВЛЕВ (АтлантНИРО)*

## **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНОВ ЗА 1987 ГОД**

В АтлантНИРО в рамках мониторинговой информационно-прогностической системы ведется контроль за состоянием гидрометеорологических условий в промысловых районах Атлантики и юго-восточной части Тихого океана (ЮВТО) с помощью всей доступной нам информации. При этом используется информация ГМЦ СССР и других подведомственных Госкомгидромету организаций вплоть до оперативных данных, поступающих с поисковых и научно-исследовательских судов, включая зарубежные источники информации. В предлагаемой статье излагаются результаты контроля гидрометеорологических условий в основных промысловых районах Атлантики и ЮВТО за 1987 г. Представляется, что крупномасштабный взгляд на гидрометеорологические процессы поможет глубже понять природу и взаимосвязь изменчивости океана и атмосферы.

Взаимообусловленность атмосферных и океанических процессов нередко позволяет более правильно интерпретировать характер изменчивости гидрометеорологических условий в промысловых районах. На рис. 1 приведены аномалии среднемесячного атмосферного давления в характерные месяцы (январь, май, ноябрь) 1987 г.

Северная Атлантика. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости ветрового режима и температуры поверхности океана (ТПО) указывает на то, что гидрометеоусловия в 1987 г. во многих районах Северной Атлантики испытывали влияние длительного смещения Азорского центра давления к северу. Эта особенность обусловила повышенный вынос холодных воздушных масс из арктических районов на периферии Северной Атлантики и повышение температуры воздуха в центральной части района. На западе и востоке региона воздушные переносы способствовали выносу холодных вод на юг и понижению температуры воды в районах Лабрадора, Большой Ньюфаундлендской банки (БНБ), Новой Шотландии, Норвежского моря и Западно-Европейской котловины (рис. 2).

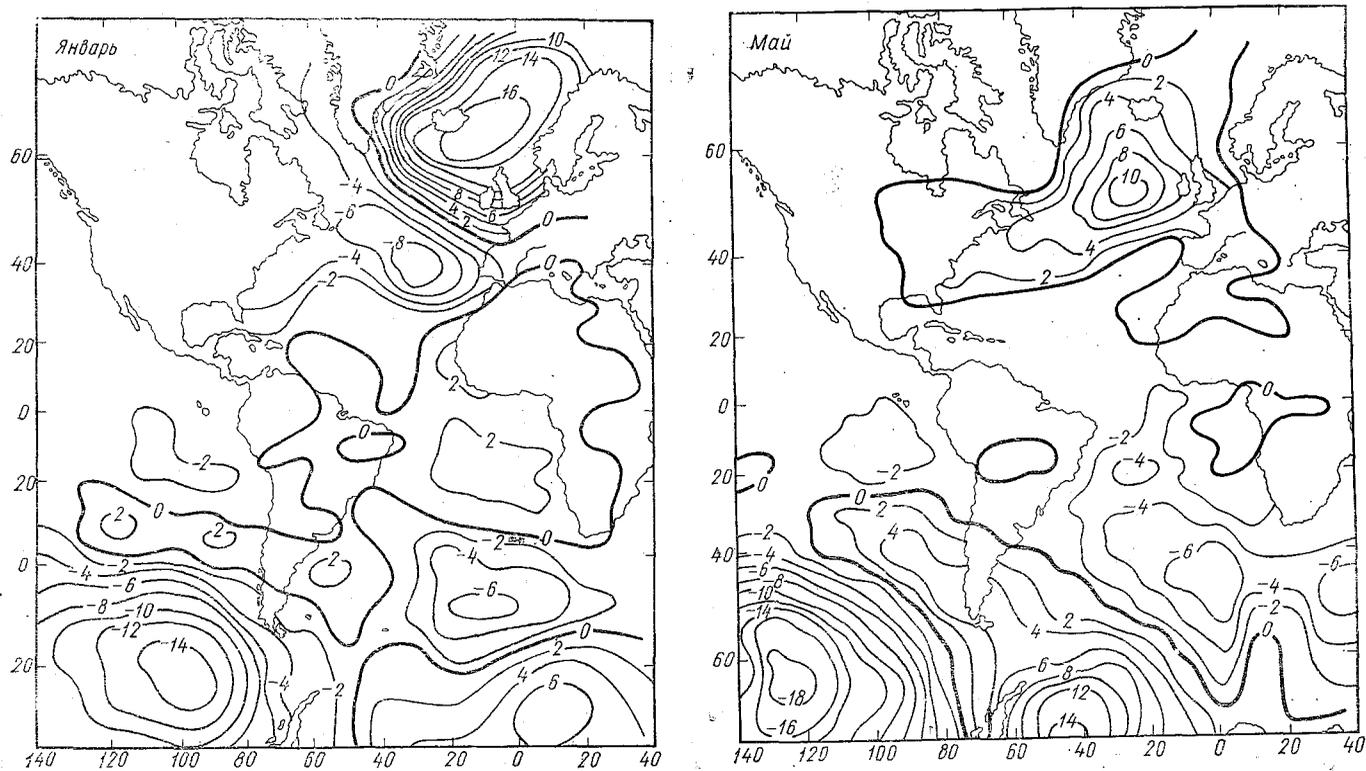
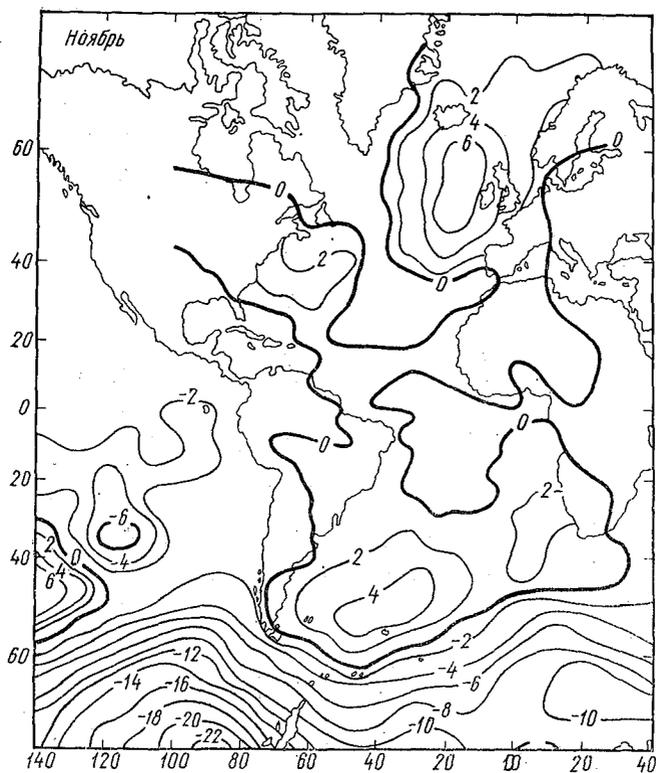


Рис. 1. Распределение аномалий атмосферного давления соответственно в январе, мае, ноябре.



В Северо-Западной Атлантике усиление адвекции холодных лабдорских вод в район шельфа Новой Шотландии отмечалось с марта по июнь. Преобладание западных и северо-западных ветров и сохранение отрицательных аномалий ТПО в районах БНБ и Лабрадора способствовало, по-видимому, выносу холодных вод на склоны шельфа (промысловый участок) и в мористую часть. В связи с этим границы холодных шельфовых вод и склоновых вод с конца марта до конца июля были значительно смещены к югу по сравнению с 1986 г. Косвенным подтверждением господства холодных вод на склонах шельфа может служить медленное созревание гонад взрослого хека по сравнению с 1984 г. Ход этого процесса был близок к 1984 «холодному» году.

Анализ ветрового режима в районе моря Ирмингера свидетельствует о преобладании в 1987 г. ветров южной четверти. Повторяемость силы ветра (среднемесячные величины) в целом за год была близка к норме, однако в феврале, апреле и сентябре количество штормов превышало норму, а в январе и октябре

было ниже нормы. Влияние смещения Азорского центра отчетливо проявилось на сезонном ходе ТПО. В январе — марте эта характеристика была ниже уровня 1986 г., а в апреле — сентябре

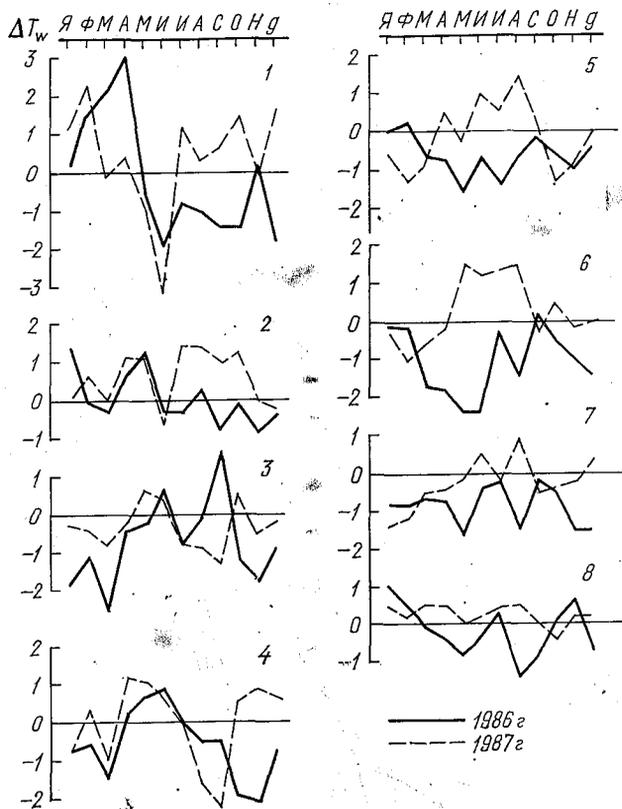


Рис. 2. Сезонный ход аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике в 1986 и 1987 гг., рассчитанных от средних за 1977—1983 гг. 1—склон Новошотландского шельфа; 2—Новошотландский шельф; 3—восточный склон БНБ; 4—мелководье БНБ; 5—море Ирмингера; 6—северная часть САХ; 7—южная часть САХ; 8—Западно-Европейская котловина.

значительно (на 1,2—2,2°С) превышала его. В отличие от повышения ТПО в 1985 г., которое характеризовалось меньшими, чем в 1987 г., аномалиями по абсолютной величине, но большей устойчивостью (во все месяцы 1985 г.), потепление 1987 г. охватило лишь весну и лето, а зимой и осенью продолжалась тенденция к понижению ТПО, отмечаемая после 1985 г.

Южнее моря Ирмингера в районе Северо-Атлантического хребта (САХ) смещение Азорского максимума на север аналогично повлияло на ветровой режим и ТПО. В течение 1987 г. преобладали ветры юго-западного и южного направлений. В 1986 г. преобладало западное направление, что соответствовало норме. Кроме того, по сравнению с 1986 г. отмечено ослабление силы ветра и снижение повторяемости штормов. Усиление юго-западного и южного переноса воздушных масс способствовало повышению ТПО и усилению переноса вод Северо-Атлантического течения. С марта по август включительно ТПО в 1987 г. значительно превышала уровень 1986 г., а с мая по август превышала норму.

Анализ межгодовой изменчивости ТПО показал, что аномалии января и февраля 1987 г. соответствуют самым низким отрицательным значениям за последнее десятилетие, которые отмечались в 1984 г. Аномалия марта также самая низкая, если не считать 1984 г. Летние аномалии (июнь—август) в противоположность зимним близки к самым высоким положительным значениям, отмечавшимся в 1980 и 1981 годах. Осенние аномалии, как и зимние, соответствовали уровню экстремальных отрицательных значений. Летнее повышение ТПО проявилось и в районе южной части САХ.

Центрально-Восточная Атлантика. Термические процессы, наблюдавшиеся в промысловых районах Центрально-Восточной Атлантики в 1987 г., отличались значительной аномальностью по сравнению с предыдущими годами. В целом в прибрежных районах северо-западной Африки, за исключением района Западной Сахары, 1987 г. был аномально теплым. Среднегодовая температура поверхности воды в южных районах (квадраты 5—10° с. ш., 15—20° з. д.; 10—15° с. ш., 15—20° з. д.), а также в северном районе (25—30° с. ш., 15—20° з. д.) достигла абсолютного максимума за период с 1957 по 1987 г.

В районе Сьерра-Леоне в течение всего года температура воды была выше нормы. Максимальная положительная аномалия сформировалась в апреле-мае, что является максимумом с 1957 г. Переход к муссонному типу циркуляции произошел в последней пятидневке мая, в среднем на декаду позже обычного. Значительная положительная аномалия температуры вызывала неустойчивость в районе внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), образование в августе-сентябре тропических депрессий и ураганов. Неустойчивость выражалась в большом количестве дней с сильными шквальными ветрами, грозами, ливнями, что несколько затрудняло работу кошелькового флота и не способствовало образованию устойчивых промысловых скоплений. С октября интенсивность муссона и связанных с ним ливневых дождей ослабла, в ноябре-декабре упала до минимума. Переход от летнего к зим-

нему муссону произошёл лишь в последней пятидневке года, на полмесяца позже.

В районе Мавритании среднегодовая температура поверхности воды оказалась также значительно выше нормы. Интенсивность апвеллинга с января по декабрь была ниже нормы, в мае наблюдался относительный максимум. С марта начался прогрев поверхности, особенно интенсивный в июне-июле. Термический фронт расположился на севере зоны Мавритании уже в середине июня. Сформировавшаяся в марте положительная аномалия температуры сохранялась до декабря включительно, лишь в сентябре температура воды была несколько ниже нормы. В ноябре началось осеннее охлаждение поверхности.

В районе Западной Сахары термические процессы развивались с противоположным знаком: на протяжении января — сентября отмечалась отрицательная аномалия температуры в квадрате  $20\text{--}25^\circ$  с. ш.,  $15\text{--}20^\circ$  з. д., лишь в декабре в целом по квадрату температура превысила норму. В первом квартале 1987 г. термический фон был ниже нормы. Интенсивность апвеллинга, связанная с развитием пассата в январе была значительно ниже, в феврале выше нормы и в марте ниже нормы. В периоды ослабления ветровой деятельности отмечалась адвекция океанических вод на шельф, благоприятствующая созданию градиентных зон. Во втором квартале температура в районе была в пределах нормы, интенсивность апвеллинга в апреле, июне была ниже нормы, в мае — выше нормы. В третьем квартале интенсивное развитие пассата привело к усилению апвеллинга, задержке выхода термического фронта на юг зоны. Район был заполнен относительно холодными водами, в августе температура воды в квадрате  $15\text{--}20^\circ$  с. ш.,  $15\text{--}20^\circ$  з. д. составила абсолютный минимум за ряд наблюдений с 1957 г. Длительное ветровое воздействие явилось причиной сильного перемешивания вод, выносу их в открытый океан, отсутствию градиентных зон. В четвертом квартале интенсивность ветровой деятельности ослабла. Отмечались процессы активной адвекции теплых высокосолёных океанических вод, которые заполняли практически весь шельф района. Сформировавшаяся в зоне шельфа положительная аномалия температуры воды сохранялась вплоть до декабря.

Второй особенностью развития гидрометеорологических процессов в Центрально-Восточной Атлантике в 1987 г. является смещение сроков и скорости перехода от зимнего к летнему гидрологическому сезону. В этом году смещение термического фронта началось на месяц раньше обычного. Так, в конце апреля — начале мая термический фронт переместился к  $17^\circ$  с. ш. (обычно в июне), а уже в середине июня термический фронт располагался немногим южнее мыса Кап-Блан. Однако дальнейшее продвижение фронта на север было остановлено интенсивным развитием

локального пассата и связанного с ним апвеллинга в районе Западной Сахары в июле-августе.

Вплоть до декабря фронт располагался в районе мыса Кап-Блан, совершая небольшие перемещения к северу и югу. С начала ноября началось сезонное смещение фронта к югу, протекавшее медленнее обычного.

Юго-Восточная Атлантика. Характер гидрометеорологических условий в 1987 г. имел ряд особенностей. Атмосферное давление на уровне моря в океанической области южноатлантического антициклона в течение всего года на 1—3 гПа было выше нормы. В области летней депрессии над южной Африкой (зимой южного полушария депрессия располагается над Сахарой) атмосферное давление было ниже нормы на 1—2 гПа в январе—апреле и около нормы в ноябре-декабре. В связи с таким характером поля атмосферного давления в среднем за год наблюдались повышенный градиент давления между океанической и материковой акваториями (на +2 гПа выше нормы) и скорость юго-восточного пассата в прибрежной зоне (на 0,7 м/с выше нормы). Наибольшие положительные аномалии градиента давления (2—4 гПа) и скорости пассата (1,1—1,8 м/с) имели место летом (январь—апрель) и весной (сентябрь—ноябрь) в период образования над южной Африкой сезонной депрессии.

В результате аномально высокой скорости юго-восточного пассата в течение всего года в прибрежной зоне Намибии наблюдалась отрицательная аномалия температуры поверхностных вод (ТПО). В среднем за год она составила  $-0,9^\circ$ , максимальные отрицательные аномалии ТПО отмечены в марте—мае ( $1,5-2,0^\circ$ ). Термический Анголо-Бенгельский фронт по сравнению с 1986 г. располагался севернее на 60—120 миль. На основе анализа связи между фазами квазидвухлетнего цикла (КДЦ) и аномалиями ТПО в зоне Намибии выявлена закономерность: положительная аномалия ТПО наблюдается при западной фазе КДЦ, отрицательная — при восточной. Максимальные отрицательные аномалии ТПО в зоне Намибии в марте—мае совпали по времени с периодом максимальной скорости восточных ветров в стратосфере. Связь нарушается в годы глобальных климатических аномалий типа Эль-Ниньо.

В Юго-Западной Атлантике и в западной части атлантического сектора Южного океана гидрометеорологические процессы развивались крайне аномально, что подтверждается как метеорологическими, так и гидрологическими данными.

В районах Патагонского шельфа ( $45-47^\circ$  ю. ш.) и о. Южная Георгия в течение всего года в зональной циркуляции преобладали западные переносы, однако интенсивность их в течение года в этих районах была различной. Если для Патагонского района характерно ослабление (за исключением января, апреля и июня) западных переносов, то в районе о. Южная Георгия четко выде-

ляются три периода с различной интенсивностью воздушных переносов была выше нормы, максимум переносов отмечался в марте и октябре. С мая по август зональные переносы были меньше среднееголетних, наиболее значительное уменьшение интенсивности зональных переносов по сравнению с нормой отмечалось в августе.

В обоих районах в течение года в меридиональной циркуляции преобладали южные переносы воздушных масс, причем наиболее ярко этот процесс прослеживался в районе о. Южная Георгия. Так, в Патагонском районе южные меридиональные переносы отмечались в январе, марте — июне и августе — октябре, их интенсивность была выше нормы. В районе о. Южная Георгия незначительные переносы воздушных масс с севера осуществлялись только в июле. В остальное время года над акваторией, прилегающей к району о. Южная Георгия, преобладали переносы воздушных масс с юга на север, наибольшая их интенсивность отмечалась в феврале-марте, мае-июне и августе — октябре, когда по среднееголетним данным здесь преобладают северные меридиональные переносы, над районом острова наблюдался усиленный вынос холодных воздушных масс с юга.

Таким образом, как на Патагонском шельфе, так и в районе о. Южная Георгия в течение года наблюдалась аномально высокая интенсивность южных меридиональных переносов, существенным образом повлиявшая на гидрометеорологические условия этих районов, что подтверждается следующими примерами.

В районе Патагонского шельфа в течение всего года наблюдалась отрицательная аномалия температуры воды в поверхностном (0—20 м) слое, однако уже на глубинах 300—600 м температура воды была близка к норме.

В районе о. Южная Георгия температура воздуха была, как правило, ниже нормы. Особенно велики отрицательные аномалии температуры воздуха в январе — марте, в сентябре — ноябре среднемесячная температура воздуха была на 1°С ниже нормы.

В течение всего года температура воды в слое 0—20 м была ниже ее среднееголетних значений. Особенно большие отрицательные аномалии температуры воды наблюдались в январе-феврале и августе — ноябре.

Ледовые условия в зимний период в довольно значительных пределах отличались от среднееголетних. Еще в июне кромка плавучих льдов располагалась на 40—80 миль южнее своего среднееголетнего положения. Однако в июле она наблюдалась уже несколько севернее от среднееголетнего положения. В августе ледовая кромка интенсивно сместилась на север на 180 (на 30° з. д.) — 330 (на 45° з. д.) миль севернее нормы. Именно в это время отмечались наибольшие скорости продвижения кромки льда на север: от 6 миль/сутки на востоке района до 9 миль в сутки на его западной периферии. Следует отметить, что интен-

сивность выноса плавучих льдов к северу восточнее и западнее о. Южная Георгия была различной. Так, к западу от острова крайнее северное положение плавучие льды занимали в третьей декаде августа — первой декаде сентября, когда кромка плавучих льдов располагалась на 350—410 миль севернее своего многолетнего положения. Восточнее острова плавучие льды достигли крайнего северного положения значительно позже — в октябрь-ноябре и ледовая кромка располагалась на 240—280 миль севернее многолетнего положения.

Числовые характеристики некоторых гидрометеорологических параметров приведены в таблице. Отрицательным значениям меридиональных переносов соответствуют переносы с юга на север, положительным значениям зональных переносов — с востока на запад. Положительные величины аномалий положения ледовой кромки — южнее среднеемноголетнего положения.

Таким образом, анализ годового хода некоторых гидрометеорологических параметров показывает, что в гидрологическом отношении 1987 г. для района Юго-Западной Атлантики и западной части атлантического сектора Южного океана является аномально холодным, вероятно, вследствие аномально большого выноса холодных воздушных масс с юга.

ЮВТО. Гидрометеорологические условия в промысловых районах определяются для Северного подрайона (5—30° ю. ш.) взаимодействием экваториальной депрессии и южнотихоокеанского антициклона (ЮТА), а для южного подрайона (30—60° ю. ш.) — взаимодействием ЮТА и расположенной к югу от него зоны субантарктической депрессии, вдоль которой пролегают траектории циклонов.

Характеристики ЮТА в течение 1987 г. в целом колебались около среднеемноголетней нормы, однако в отдельные периоды отмечались существенные их отклонения:

- 1) смещение центра ЮТА от нормы к югу в конце мая — июне — сентябре и к северу — в июле-августе и октябре — декабре;
- 2) отклонение центра ЮТА к западу в апреле-мае и октябре — к востоку — в январе — марте и июле — сентябре;
- 3) более низкое давление в центре ЮТА в течение почти всего года (за исключением января, мая-июня и декабря), особенно в марте и июле-августе.

В январе — марте центр ЮТА занимал более восточное положение по сравнению со среднеемноголетним. Циклоническая деятельность была незначительной, ухудшение погоды происходило эпизодически на 2—3 сут. при прохождении атмосферных фронтов. Однако уже в марте началось сезонное усиление штормовой деятельности, особенно на востоке района. Период апрель — июнь характеризовался аномальным усилением штормовой деятельности в южном подрайоне. В течение большей части июня гидрометеорологическая обстановка определялась смещением ЮТА к югу

Числовые характеристики гидрометеорологических элементов в 1986—1987 гг.  
в районе о. Южная Георгия

Месяцы 1986—1987 гг.	Меридиональные переносы			Зональные переносы			Температура воздуха			Температура воды (0—20 м)			Аномалии положения ледовой кромки (мили)			
	факти- ческие	норма	анома- лии	факти- ческие	норма	анома- лии	факти- ческие	норма	анома- лии	факти- ческие	норма	анома- лии	45° з. д.	40° з. д.	35° з. д.	30° з. д.
XII	0,03	0,03	0,00	-1,70	-1,09	-0,61	2,0	3,7	-1,7	1,65	1,87	-0,22	—	—	—	—
I	-0,05	0,00	-0,05	-1,21	-1,13	-0,08	3,4	4,7	-1,3	1,92	2,88	-0,96	—	—	—	—
II	-0,37	0,14	-0,51	-1,62	-1,26	-0,36	2,8	5,3	-2,5	1,95	3,34	-1,39	—	—	—	—
III	-0,30	0,05	-0,35	-1,81	-1,28	-0,53	3,2	4,7	-1,5	2,40	3,03	-0,63	—	—	—	—
IV	-0,02	0,03	-0,05	-1,47	-1,32	-0,15	1,9	2,5	-0,6	2,28	2,52	-0,24	—	—	—	—
V	-0,35	-0,19	-0,16	-0,85	-1,02	+0,17	0,3	0,3	0,0	1,62	1,88	-0,26	—	—	—	—
VI	-0,37	-0,07	-0,30	-0,73	-0,99	+0,26	0,6	-0,8	+1,4	0,71	1,06	-0,35	+43	+83	+73	+82
VII	0,01	-0,03	0,04	-1,12	-1,11	-0,01	-2,1	-1,4	-0,7	-0,12	0,47	-0,59	-63	-82	-47	-3
VIII	-0,31	0,09	-0,40	-0,81	-1,20	+0,39	-0,5	-1,4	+0,9	-0,78	-0,05	-0,73	-332	-264	-242	-181
IX	-0,40	0,14	-0,54	-1,68	-1,30	-0,38	-1,0	0,0	-1,0	-1,50	-0,21	-1,29	-409	-343	-148	-192
X	-0,45	0,12	-0,57	-1,90	-1,41	-0,49	0,9	1,9	-1,0	-1,50	0,02	-1,52	-124	-201	-270	-256
XI	-0,12	0,02	-0,14	-1,54	-1,34	-0,20	2,1	3,1	-1,0		0,67					
XII	-0,22	0,03	-0,25	-1,57	-1,09	-0,48		3,7			1,87					

с центром около  $40-45^{\circ}$  ю. ш. и  $100-105^{\circ}$  з. д.). На северной периферии антициклона увеличилась повторяемость восточных ветров, что приводило к разрушению гидрологических фронтов. В августе начался спад циклонической деятельности, область ЭТА распространилась на юг (особенно в сентябре). Условия, благоприятные для формирования фронтальных гидрологических фронтов, сложились в восточной части ЮВТО в основном вблизи экологических зон островов и континента на стыке адвективных тропических вод и холодного Перуанского океанического течения, к началу ноября — еще севернее, на акватории, расположенной между  $28^{\circ}$  и  $31^{\circ}$  ю. ш. и  $75-77^{\circ}$  з. д. Во второй половине ноября высокоградиентная зона начала смещаться к юго-востоку, и в декабре основной гидрологический фронт располагался между  $77-86^{\circ}$  з. д. в полосе  $37-43^{\circ}$  ю. ш.

Самым характерным для 1987 г. (особенно для северного подрайона) было вторжение в юго-восточном направлении теплых высокосоленных тропических вод с усилением в третьей декаде января, достигшее максимума в июле-августе и начавшее ослабевать в октябре-ноябре.

Влияние этой адвекции отмечалось даже в 40-х широтах по повышенному фону ТПО и повышенной солености поверхностного слоя, что подтверждается материалами крупномасштабной гидрологической съемки, выполненной в январе 1987 г. В октябре заметилась тенденция к ослаблению адвекции тропических вод, что подтверждается относительно небольшой толщиной верхнего однородного слоя ( $60-80$  м). В то же время влияние адвекции в поверхностном слое было еще значительным, на что указывают данные октябрьской съемки в северном подрайоне: высокая соленость (более  $35,5\%$ ) верхнего слоя вод и положительная (до  $5-0,8^{\circ}$ ) температурная аномалия (по отношению к среднегодовой норме). Интересно отметить, что адвекция тропических вод сопровождалась понижением даже до отрицательных величин индекса южного колебания (ЮК), который представляет собой разность давления в Папэте (о. Таити) и п. Дарвин (Австралия). Средняя величина индекса ЮК в январе 1987 г. была низкой (1,7), что на протяжении последних 50—60 лет отмечалось только в годы сильных Эль-Ниньо.

Во время максимума адвекции (август) среднемесячная величина индекса ЮК составила — 2,8 и была минимальной за период 1935 по 1987 гг., даже ниже, чем в год катастрофического Эль-Ниньо (в августе 1983 г. среднемесячное значение индекса ЮК составило — 2,0). Таким образом, можно сделать существенно важный вывод о том, что понижение индекса ЮК происходит не только в периоды интенсивного Эль-Ниньо, но и характерно для периодов адвекции тропических вод на юго-восток, к побережью Южной Америки.

В целом гидрометеорологические условия 1987 г. в Атлантике характеризуются повышенной повторяемостью переносов воздуш-

ных и водных масс в северном направлении. Это вызвало формирование обширных и длительных отрицательных аномалий ТПО в Южной Атлантике, смещение фронтальных зон на 60—120 миль к северу в тропической зоне и аномальное смещение азорского антициклона к северу в весенне-летний период. Характер изменчивости ТПО в 1987 г. в большинстве промышленных районов Атлантики и ЮВТО имеет практически синхронный ход. Так, в Южной, Юго-Восточной, центральной части Северной Атлантики максимальные отрицательные аномалии ТПО отмечались, как правило, в феврале-марте и в конце 1987 г. Уменьшение отрицательных аномалий или положительные аномалии ТПС отмечены в июне-июле.

В Северном подрайоне ЮВТО наиболее характерна необычно высокая адвекция тропических высокосоленных вод с формированием положительной аномалии ТПО в зимний сезон южного полушария. В конце 1987 г. аналогичная адвекция, но меньшего масштаба, отмечалась в океанической части района Западной Сахары.

Таким образом, в гидрометеорологических условиях Атлантики и ЮВТО в 1987 г. проявляются черты крупномасштабной колебательной системы, в процессе релаксации которой в последующий период (1988—1992 гг.) весьма вероятны крупные климатические аномалии в различных районах земного шара.

УДК 551.465.432

С. А. ФОКИН (ИО АН СССР)

## **ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА В РАМКАХ ПОЛУДИАГНОСТИЧЕСКОЙ ДВУХСЛОЙНОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ (ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ)**

Наиболее распространенным методом получения стационарных и периодических по времени решений задач динамики океана в настоящее время является метод стационарирования. Однако, как показали численные эксперименты с глобальными моделями циркуляции океана, при использовании этого метода завершить расчеты климатических полей глубинных слоев практически не удается. Причина этого кроется главным образом в том, что тепловая и механическая инерция океана очень велика и установление равновесных полей температуры, солености, а также связанных с ними течений происходит крайне медленно. Мног.

численные оценки свидетельствуют, что термохалинная релаксация океана должна происходить в течение нескольких сотен лет. З то же время срок, на который, как правило, удается проинтерпретировать уравнения численных прогностических глобальных моделей океана, не превышает нескольких десятков лет. Следовательно, решения, полученные с помощью обычных методов интерпретирования уравнений гидродинамики по времени, могут значительно отличаться от установившихся.

Для преодоления упомянутых трудностей при моделировании крупномасштабной циркуляции океана проводятся адапционные расчеты, в которых используются данные наблюдений. При первом варианте такого подхода [10] в уравнения переноса тепла и соли добавляются слагаемые, пропорциональные разностям между рассчитанными и наблюдаемыми величинами. Другой адапционный метод расчета крупномасштабной циркуляции океана [1] состоит из двух этапов. Первый — чисто диагностический, второй — этап приспособления, на котором к уравнениям диагностической модели добавляются уравнения переноса тепла и соли с соответствующими граничными условиями. Принимая решение диагностической задачи в качестве начального приближения, проводится гидродинамическое согласование рассчитанных полей и адаптация их к заданным внешним воздействиям и рельефу дна. Недостаток первого подхода заключается в неопределенности численного значения коэффициента пропорциональности, при втором — возникают трудности в выборе критерия адаптации.

Дальнейшее развитие адапционных методов расчета крупномасштабной циркуляции океана обещает сделать их полезными для воспроизведения и исследования вертикальной структуры течений. Вместе с тем использование наблюдаемых значений температуры и солености на всех расчетных уровнях приводит к тому, что вычисленные поля этих переменных оказываются близкими к задаваемым в том числе и в верхних слоях океана. Эта особенность существенно ограничивает возможности использования таких моделей для имитации глобального взаимодействия океана и атмосферы в задачах исследования естественных и антропогенных вариаций климата.

Для моделирования климата в гораздо большей степени пригодны нестационарные модели океанической циркуляции, позволяющие рассчитывать поле температуры на поверхности океана. Такое поле оказывается достаточным для расчета атмосферных процессов, поскольку температура поверхности океана вместе с характеристиками самой атмосферы в первом приближении определяет потоки тепла и испарение над океаном. Кроме того, если нестационарная модель океана предназначена для воспроизведения нормального годового хода и межгодовой изменчивости крупномасштабной циркуляции, то, в силу большой инерционности глубинных слоев, можно предположить, что изменения

температуры происходят лишь в деятельном слое, ниже которого температура остается постоянной. Такое предположение было положено в основу численных экспериментов с океанскими моделями, которые описываются в [2, 7]. При проведении этих экспериментов на нижней границе деятельного слоя океана задавалось среднегодовое поле температуры, заимствованное из независимых расчетов. В этом случае климатический фон в глубинном слое (ГС) океана фиксировался, верхний квазигомогенный слой (ВКС) оказывался «врезанным» и исключалось обратное влияние процессов в деятельном слое на температуру нижележащих слоев. Настоящая работа, которая является продолжением этих исследований, содержит описание численных экспериментов, предназначенных для проверки гипотезы о возможности фиксирования температуры в ГС в соответствии с данными наблюдений.

Для воспроизведения крупномасштабной циркуляции океана использована двухслойная глобальная модель, включающая детальное описание сезонной эволюции процессов в ВКС [3]. При проведении численного эксперимента с полудиагностической версией модели температура в ГС задавалась по результатам измерений. Для этого значения температуры, систематизированные в [8], осреднялись по пятиградусным квадратам и по вертикали от глубины, равной 50 м, до дна. Все остальные переменные вычислялись с помощью уравнений модели. Определение осредненных в пределах каждого слоя горизонтальных составляющих скоростей производилось с помощью линеаризованных нестационарных уравнений движения. Возмущение уровня поверхности океана выражалось через значения интегральной функции тока, для отыскания которой использовалось уравнение вихря. Температура ВКС определялась с помощью уравнения теплопереноса. При этом для отыскания вертикального турбулентного потока тепла в основании ВКС привлекалось интегральное условие локального баланса турбулентной энергии, а для определения толщины ВКС — термодинамическое условие, связывающее вертикальный турбулентный поток тепла в основании ВКС со скачком температуры и вертикальной составляющей скорости движения воды относительно подвижной границы раздела. Поток тепла на поверхности океана вычислялся в виде суммы потока поглощенной солнечной радиации и линейной функции разности температур вода — воздух.

В качестве начальных условий задавались поля переменных полученные интегрированием прогностического варианта двухслойной модели. Близкое к установившемуся периодическое решение уравнений полудиагностической версии модели достигалось по истечении 15 лет модельного времени, когда средние зональные климатические характеристики ВКС — скорость течений, толщина и температура — в течение двух последовательных годовых циклов отличались менее чем на 0,01%. Для анализа климати

ческих характеристик Мирового океана, воспроизводимых моделью, использовалось решение, полученное за последний год интегрирования.

Из всего многообразия информации, поставляемой глобальной моделью океана, выбраны характеристики, которые, во-первых, позволят установить, к каким изменениям в решении приводит задание поля температуры в ГС, и, во-вторых, продемонстрируют правильность воспроизведения полудиагностической моделью годового цикла теплообмена в верхних слоях океана. Указанным требованиям отвечают зональные значения температуры и глубины ВКС, а также меридиональный поток тепла в океане. В этих показателях отражаются все составляющие глобального баланса тепла в деятельном слое океана: сезонные вариации теплосодержания верхних слоев, горизонтальный транспорт тепла сосредоточенными в ВКС крупномасштабными течениями и теплообмен через поверхность океана и границу раздела ВКС-ГС. Кроме того, по степени соответствия выбранных климатических характеристик данным наблюдений можно оценить, насколько эффективно будет использование полудиагностической модели не только для имитации глобального взаимодействия атмосферы и океана, но и для воспроизведения круговоротов в океане различных химических веществ.

На рис. 1, *a* представлены меридиональные распределения среднегодовых зональных значений температуры ВКС и ГС для двух вариантов расчетов: полудиагностического и прогностического. Сравнение рассчитанных и наблюдаемых значений температуры ВКС демонстрирует их удовлетворительное соответствие. При этом значения температуры в численном эксперименте с полудиагностической версией модели более точно воспроизводят данные наблюдений — разности между ними всюду не превышают  $\pm 1,5^\circ\text{C}$ . Как в низких, так и в высоких широтах северного полушария вычисленные значения температуры получаются ниже, а в высоких широтах южного — выше наблюдаемых. Отметим, что здесь в соответствии с эмпирическими данными температура в глубинных слоях больше, чем на поверхности. Получить указанную особенность в рамках развиваемого подхода принципиально невозможно, поскольку стабильность такого вертикального распределения температуры поддерживается эффектами солености, которые в описываемой модели не учитываются. Сравнение значений температуры ВКС, полученных в двух численных экспериментах свидетельствует, что задание климатического фона в ГС не приводит к большим изменениям температуры ВКС. Наибольшие расхождения, составляющие  $0,5^\circ\text{C}$  и  $2,0^\circ\text{C}$ , отмечаются соответственно вблизи экватора и у южной границы океана. Сезонные вариации зональной температуры ВКС также не претерпевают существенных изменений: амплитуды сезонных колебаний на всех широтах в полудиагностическом расчете увеличиваются на  $0,1-0,3^\circ\text{C}$ .

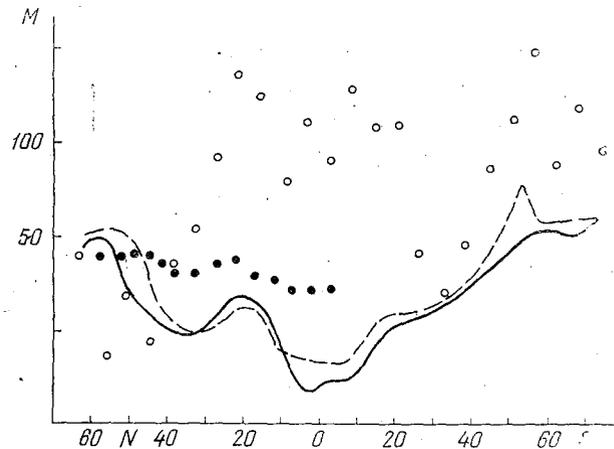
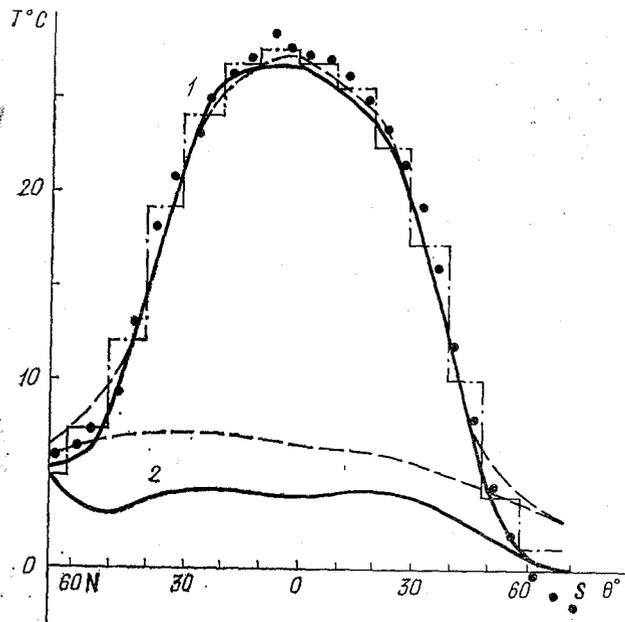


Рис. 1. Меридиональные распределения средних годовых зональных климатических характеристик океана: а — температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) ВКС (1) и ГС (2); б — толщина ВКС (м). Сплошные кривые — результат полудиагностического расчета, пунктирные кривые — результат прогностического расчета, точки, кружки и штрихпунктирные линии — экспериментальные данные, заимствованные из [5, 6, 9].

Причины установленных особенностей распределения зональной температуры ВКС можно увидеть в следующем. Во время весенне-летнего прогрева на большей части океана поступающий из атмосферы поток тепла поглощается сравнительно тонким ВКС, изолированным от нижележащих слоев развитым сезонным термоклином. В таких областях и в этот период непосредственное влияние температуры ГС на температуру ВКС отсутствует. Более холодная вода из ГС начинает поступать в ВКС позже, когда с началом осеннего охлаждения поверхности в верхних слоях усиливается перемешивание, сезонный термоклин размывается и углубляется. В приэкваториальных областях океана в течение всего года холодная вода из ГС переносится через нижнюю границу ВКС интенсивными восходящими движениями. В высоких широтах в течение части года, а южнее  $60^\circ$  ю. ш. круглый год, возникающая неустойчивая стратификация приводит к глубокой конвекции. В модели этот процесс отражается термическим объединением слоев и установлением общей для слоев температуры, равной или близкой к температуре ГС. Таким образом, неточности в воспроизведении наблюдаемого меридионального распределения температуры ВКС связаны с исключением эффектов солености и недостатками принятых в модели способов параметризации конвекции и потока тепла на поверхности.

Обратимся теперь к рис. 1, б, на котором представлены меридиональные распределения зональных значений толщины ВКС. Сравнение результатов расчета с данными наблюдений осложняется тем обстоятельством, что оценки этой характеристики, по данным различных авторов, отличаются почти в 2 раза. Это отчасти может объясняться различиями наборов исходных данных и методик определения толщины ВКС, однако причины столь больших расхождений до конца не ясны. Тем не менее укажем, что максимальные значения разности между результатами расчета и наиболее близкими к ним данными наблюдений отмечаются в низких широтах и не превышают 25 м. Сравнение зональных значений толщины ВКС, полученных в двух численных экспериментах, свидетельствует о подобии меридиональных распределений этой характеристики, причем расхождения, как правило, не превосходят 15 м. Характер сезонных вариаций зональной толщины ВКС в расчетах с фиксированной температурой в ГС остается таким же, как в прогностических. В период прогрева океана, когда толщина ВКС определяется с помощью синхронного соотношения, результаты обоих вариантов расчета практически совпадают. Во время зимней конвекции толщина ВКС в полудиагностическом численном эксперименте оказывается приблизительно на 10 м больше.

Средний годовой меридиональный перенос тепла  $F_1$  в ВКС на широте  $\theta$  вычислялся по формуле

$$F_i = c_p \rho_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \left( T_i v_i h_i - \frac{k_i}{a} \frac{\partial (T_i h_i)}{\partial \theta} \right) a \cos \theta d\lambda, \quad (1)$$

где  $T$  и  $v$  — температура и меридиональная составляющая скорости;  $h$  — толщина слоя;  $k$  — коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии тепла;  $c_p$  и  $\rho_0$  — удельная теплоемкость и плотность морской воды;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — долготы западной и восточной границ океана;  $a$  — радиус Земли;  $i$  — индекс, указывающий на принадлежность к ВКС ( $i=1$ ) или ГС ( $i=2$ ).

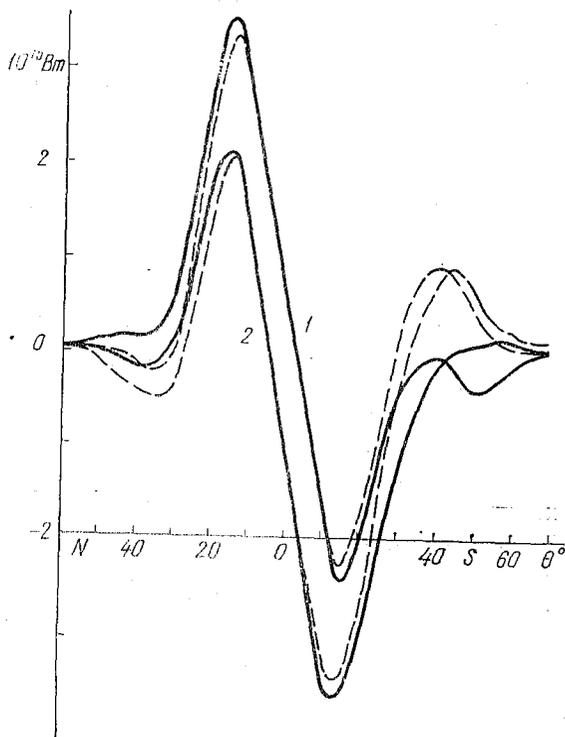


Рис. 2. Средний годовой меридиональный перенос тепла в ВКС Мирового океана по результатам полудиангностического (1) и прогностического (2) расчетов. Пунктирные кривые — перенос тепла, связанный со средней меридиональной циркуляцией. Положительные значения соответствуют переносу тепла на север.

Результаты расчетов  $F_1$  для двух версий модели приведены на рис. 2. Их сравнение показывает, что при задании темпера-

туры в ГС изменяется направление переноса тепла через экватор: в полудиагностическом расчете перенос направлен на север, в то время как в прогностическом — на юг. Положение экстремальных значений  $F_1$  не меняется, однако в северном полушарии максимальное значение меридионального переноса увеличивается, а в южном — по абсолютной величине уменьшается. Все это свидетельствует о том, что распределение температуры в ГС в значительной степени влияет на формирование течений в ВКС. На рис. 2 также приводятся результаты расчетов  $F_{10}$  — составляющей меридионального переноса тепла, связанной со средней меридиональной циркуляцией. Последняя величина рассчитывалась по формуле

$$F_{10} = c_p \rho_0 \langle T_i \rangle v_i h_i > a \cos \theta (\lambda_2 - \lambda_1), \quad (2)$$

где угловые скобки означают зональное осреднение. Сравнение широтных зависимостей  $F_1$  и  $F_{10}$  демонстрирует, что составляющая меридионального переноса, связанная со средней меридиональной циркуляцией почти полностью определяет суммарный меридиональный транспорт тепла в ВКС.

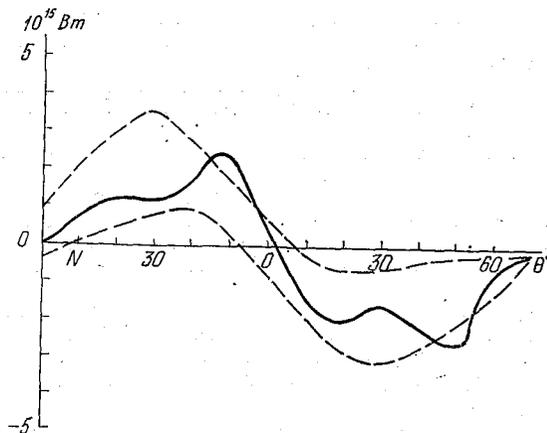


Рис. 3. Средний меридиональный перенос тепла в Мировом океане. Пунктирные кривые — границы систематизированных в [4] оценок по данным различных авторов.

На рис. 3 приводятся результаты расчета полного меридионального переноса тепла в Мировом океане  $F = F_1 + F_2$  для полудиагностического варианта модели. Для того, чтобы эта характеристика находилась в пределах границ оценок по опубликованным данным, значение коэффициента горизонтальной диффузии тепла в ГС при вычислении  $F_2$  уменьшалось на порядок. Тем самым имеется достаточное основание признать, что числен-

ные значения  $k_2$  в прогностических расчетах были существенно завышены.

Тем не менее результаты численных экспериментов показали, что в рамках двухслойной полудиагностической глобальной модели удается удовлетворительно воспроизвести качественные особенности крупномасштабной циркуляции океана. Описываемая в настоящей статье версия модели океана может быть с успехом использована для имитации глобального взаимодействия океана и атмосферы, а также для расчета распределения в Мировом океане различных трассеров, из которых наибольший интерес в настоящее время представляет углерод.

В заключение автор выражает благодарность Б. А. Кагану и В. А. Рябченко за полезные обсуждения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Диагностические и адаптационные модели динамики океана / А. Л. Бреховских, Ю. А. Демин, Р. А. Ибраев и др. Численное моделирование климата Мирового океана. — М., ОВМ АН СССР, 1986, с. 30—47.
2. Зилитинкевич С. С., Монин А. С., Чаликов Д. В. Взаимодействие океана и атмосферы. Физика океана. Т. 1: Гидрофизика океана. — М.: Наука, 1978, с. 208—339.
3. Каган Б. А., Рябченко В. А., Фокин С. А. Двухслойная модель циркуляции Мирового океана с детальным описанием сезонной эволюции ВКС. Докл. АН СССР, 1987, т. 291, с. 699—703.
4. Каган Б. А., Цанкова И. С. Пространственно-временная изменчивость меридионального переноса тепла в Мировом океане. — Метеорология и гидрология, 1987, № 4, с. 66—71.
5. Либерман Ю. М., Чаликов Д. В. Глобальная изменчивость деятельного слоя океана. — Океанология, 1986, т. 26.
6. Строкина Л. А. Средние широтные значения температуры воды и воздуха для Мирового океана. — Метеорология и гидрология, 1982, № 4, с. 50—55.
7. Kim J.-M., Gates W. C. The annual variability of sea surface temperature: observations and simulation. GARP Publication Series, 1979, N 22, Pt. 2, p. 688—714.
8. Levitus S. Climatological atlas of the World ocean. NOAA Professional Paper 13. — Rossville: US Dept. of Commerce, 1982. — 173 p.
9. Meenl G. A., Washington W. M. Sea surface temperatures computed by a simple ocean mixed layer coupled to an atmospheric GCM. J. Phys. Oceanogr, 1985, v. 15, p. 92—104.
10. Sarmieto J. L., Bryan K. An ocean transport model for the North Atlantic. J. Geophys. Res., 1982, v. 87, N C1, p. 394—408.

УДК 551.465.1

А. КИНТЕРО, А. И. УГРЮМОВ (ЛГМИ)

### СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЛОЯ СКАЧКА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

В последние годы в связи с проблемой энергоактивных зон большое внимание стало уделяться тропической части Атланти-

ческого океана. Сезонные изменения термохалинной структуры вод и режима течений здесь изучены довольно слабо, что является следствием недостатка информации и крайне сложной циркуляции океана. Рассматриваемый район находится в западной части тропической Атлантики и простирается от экватора до 30° с.ш., его восточная граница проходит по 30-у меридиану з. д., ограничиваясь на западе Южной Америкой, Антильскими о-вами и п-вом Флорида.

В настоящей работе была сделана попытка проанализировать на основе многолетних данных [1] географические и сезонные характеристики слоя скачка по температуре и солености и попытаться установить его связь с основными течениями района. Верхняя граница слоя скачка по температуре определялась по экстремуму второй производной  $K = -\frac{d^2t}{dz^2}$  [7].

Но в ряде случаев  $\frac{d^2t}{dz^2}$  не показывала действительного перехода от квазиизотермического слоя к слою, где обостряются градиенты. Для этих случаев, в целях уточнения верхней границы, была использована третья производная от температуры [4]. Нижняя граница определялась исключительно по третьей производной. Предварительно, для более точного определения слоя скачка, была сделана кубическая интерполяция профилей температуры воды через каждые 10 м. Этот прием дал, в смысле приближения к реальной кривой, хорошие результаты. Кроме глубины залегания верхней ( $h_v$ ) и нижней ( $h_n$ ) границ в работе использовались такие параметры, как мощность ( $\Delta h$ ) и температурный градиент  $\left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)$  слоя скачка. Были построены карты распределения этих параметров для репрезентативных месяцев года. При этом обнаружилось, что крупные черты сезонных изменений заключаются в том, что в I, III и XI месяцах в целом структура полей  $h_v$ ,  $h_n$ ,  $\frac{\partial t}{\partial z}$  похожа, хотя и есть небольшие сезонные коле-

бания этих величин в областях максимума и минимума. Летом структура полей значительно изменяется, особенно в южной части района. Исходя из этого представилось целесообразным построить карты среднего распределения  $h_v$ ,  $h_n$ ,  $\Delta h$  и  $\frac{\partial t}{\partial z}$  в I, III и XI месяцев, которые фактически описывают годовой режим слоя скачка, за исключением лета (рис. 1, 2).

Основной закономерностью в распределении верхней границы слоя скачка является зональность. Причем углубление происходит к северу и в сторону континента, что совпадает с ранее полученными результатами ряда авторов [9, 10]. Углубление к северу объясняется, очевидно, усилением конвекции вследствие увеличения амплитуды годового хода температуры поверхностных вод.

На западе повышенные значения  $h_b$ , возможно, связаны с более интенсивным перемешиванием верхнего слоя воды под действием интенсивных течений. Область минимальных значений локализована в районе термического экватора, а максимум наблюдается у Флоридского пролива в начале Гольфстрима.

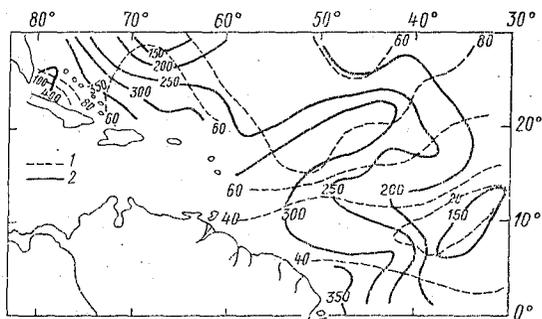


Рис. 1. Глубина залегания верхней (1) и нижней (2) границы слоя скачка температуры с ноября по март.

В распределении глубины нижней границы слоя скачка (рис. 1) отмечается большая меридианальность изолиний. Характерным здесь является значительное увеличение  $h_b$  в сторону континента, с максимумами в устье Амазонки и в районе пол-ва Флорида.

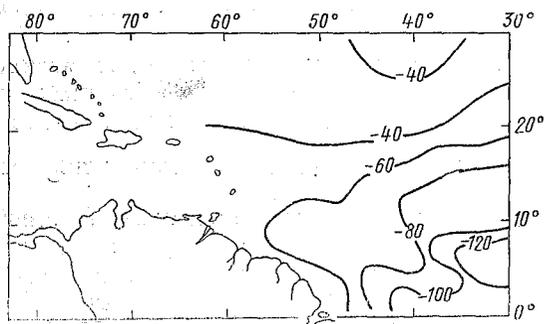


Рис. 2. Градиент температуры (град/м · 10<sup>3</sup>) в слое скачка в период с ноября по март.

Это усиление, вероятно, связано с воздействием пограничных течений западной Атлантики. Следует отметить, что очаг минимального погружения нижней границы слоя скачка сохраняется в районе наименьшего погружения верхней границы, в районе Срединно-Атлантического хребта.

Картина распределения мощности слоя скачка в целом аналогична распределению нижней границы  $h_b$ . Распределение характеристик мощности и глубины залегания слоя скачка подчиняется географии основных течений района. Максимальная мощность слоя отмечается в Гвианском течении, что связано, очевидно, с выносом в экваториальный район субтропических вод Южной Атлантики.

Для градиента температуры слоя скачка (рис. 2) характерно уменьшение значений к северу и к западу. Изолинии также хорошо реагируют на постоянные течения. Относительно небольшие значения градиентов характерны для Северо-Пассатного и Гвианского течений. Это свидетельствует о том, что стратификация водных масс в этих течениях определяется близкими по физической природе процессами, а именно, усиленной конвекцией в субтропических круговоротах. Таким образом, анализ  $h_b$ ,

$h_{\text{н}}$ , и особенно  $\frac{\partial t}{\partial z}$ , еще раз подтверждает вывод Ханайченко о том, что воды Гвианского течения формируются в субтропическом круговороте Южной Атлантики [11].

На юго-востоке акватории в течение большей части года наблюдается довольно тонкий слой скачка с очень большими градиентами температуры. Такие градиенты объясняются наличием здесь Северной и Срединной (течение Ломоносова) ветвей экваториального противотечения и Межпассатного противотечения; т. е. исследуемая акватория по характеристикам слоя скачка и распределению течений может быть подразделена на три района: Северо-Пассатное течение, Гвианское течение и Межпассатное противотечение.

Рассмотрим годовой ход термохалинной структуры в этих районах. В северной части рассматриваемой акватории, в области Северо-Пассатного течения (рис. 3), амплитуда годового хода температуры поверхностных вод, по имеющимся данным, составляет  $2-3^{\circ}\text{C}$ . В зимне-весенний период за счет усиления пассатных ветров и зимней конвекции происходит интенсивное перемешивание поверхностных вод и глубина залегания верхней границы слоя скачка достигает своего наибольшего значения — 100 м. В летне-осенний период формируется сезонный термоклин, который нарушает изотермию, установившуюся в зимние месяцы. Глубина погружения верхней границы термического слоя скачка достигает своего минимального значения — 20 м. К осени начинает наблюдаться процесс заглужения. Годовые колебания температуры достигают горизонта 300 м. Годовой ход солености велик и составляет 0,1%. Летом верхняя граница слоя скачка по солености не превышает 20 м, к зиме она заглужается и достигает 100 м. Таким образом, годовые изменения термического халинного слоев скачка одинаковы, что характерно для районов

с преобладанием зимней конвекции и летнего нагревания верхнего слоя.

Анализ солености и температуры показывает, что хотя годовые колебания температуры на порядок превышают годовые колебания солености, оба этих фактора вносят практически одинаковый вклад в плотностные процессы [8].

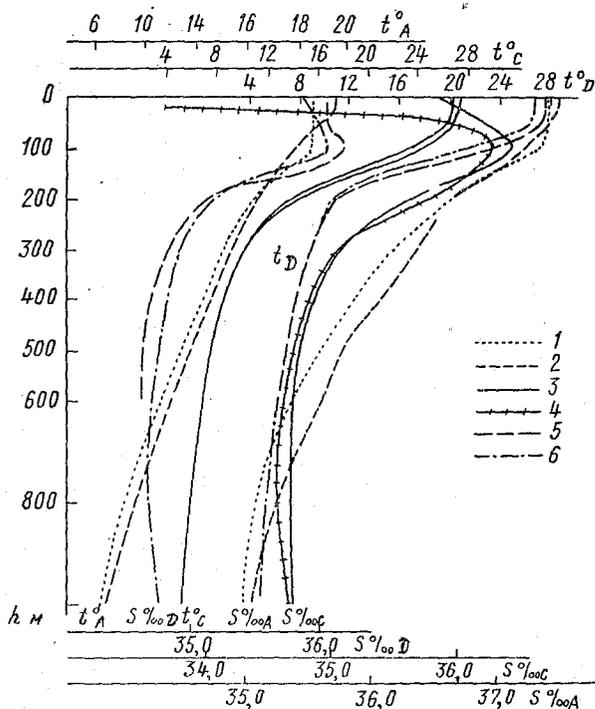


Рис. 3. Распределение температуры и солености: Северо-Пассатное течение в январе (1) и июле (2); Антило-Гвианское противотечение в январе (3) и июле (4); Межпассатное противотечение в январе (5) и июле (6).

В районе Межпассатного противотечения (рис. 3) амплитуд годового хода температуры и солености невелики ( $0,5^{\circ}\text{C}$  и  $0,27\text{‰}$ ), что связано с переменным воздействием Южного пассатного противотечения в этом районе на сравнительно тонкий поверхностный слой [12]. Глубина залегания верхней границы слоя зимой достигает 50 м, летом она поднимается до 20 м, иногда слой скачка выходит и на поверхность (преимущественно в юго-западном секторе). Годовые колебания температуры и солености достигают горизонтов 200 м.

В подповерхностном слое присутствуют противотечения, направленные к востоку, главным признаком которых является

язык солености [11]. Генезис этих течений не установлен еще окончательно. Имеются предположения, что в этот район, в подповерхностном слое, одновременно вторгаются воды Антило-Гвианского противотечения, имеющего потоки севернее Багамских о-вов [2, 6]. Эти течения представляют собой струйные потоки с максимумом скорости и солености на горизонте 70—100 м [3, 5, 11], что хорошо видно на рис. 3.

Наличие различных по термохалинным характеристикам водных масс в верхнем и подповерхностном слоях создает очень большие градиенты температуры и солености в течение круглого года.

На западе, вблизи Южноамериканского континента, в верхнем слое расположены воды Гвианского течения, которые поступают из Южного пассатного течения. Годовой ход солености на поверхности связан с осадками, но в большей степени — с пресным стоком Амазонки. Максимум стока наблюдается в мае-июне. К ноябрю вода Амазонки попадает в точку *B*; в точке *C* этот процесс еще заметнее, но минимум поверхностной солености наступает быстрее — уже в июле, так как район *C* лежит ближе к устью Амазонки (рис. 4).

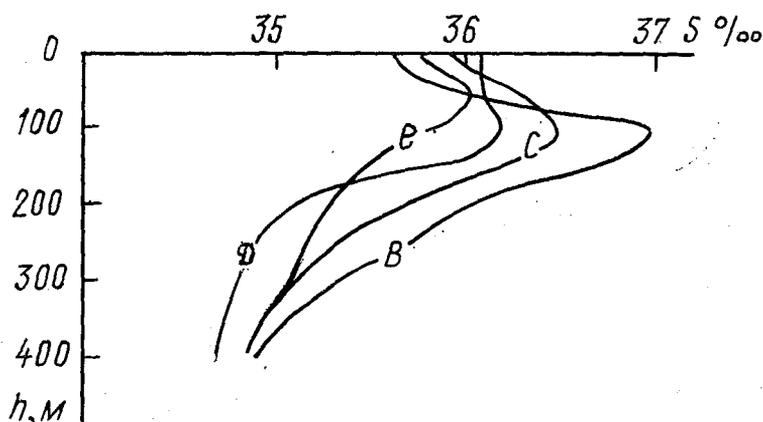


Рис. 4. Распределение солености на глубине в январе: *B* — Антило-Гвианское противотечение; *C* — Гвианское течение; *D* — Межпассатное противотечение; *E* — течение Ломоносова.

На подповерхностных горизонтах (50, 100, 150 м) по максимуму солености обнаруживается, по-видимому, Антило-Гвианское противотечение. Его анализ можно проделать по совместному графику солености (рис. 4) для точек *B*, *C*, *D*, *E* в январе: к юго-востоку (от точки *B* к точке *E*) выраженность максимума солености ослабевает и он поднимается со 150 м на 50 м. Это позволяет предположить, что максимум солености действительно обнаруживает Антило-Гвианское противотечение, так как выра-

Женность максимума солености убывает от истоков течения к его концу [5].

Таким образом, сезонная изменчивость слоя скачка и его параметров определяется географией течений и противотечений, присутствующих в изучаемом районе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрофизические параметры в энергоактивных районах Северной Атлантики. Вып. 1. Температура, соленость. Обнинск, 1985. — 532 с.
2. *Гришков В. В.* Районы формирования и изменчивость Антило-Гвианского течения. — Тр. ГОИН, 1979, вып. 146, с. 32—42.
3. *Дубронин Б. И.* Структура Антило-Гвианского противотечения в районе поднятия Демерера. — Океанология, 1985, т. XXV, вып. 3, с. 403—407.
4. *Калацкий В. И.* Моделирование вертикальной структуры деятельного слоя океана / Под ред. П. С. Линейкина. — Л.: Гидрометеоздат, 1978, с. 215.
5. *Корт В. Г., Иванов Ю. А., Чекотилло К. А., Нейман В. Г.* Новые данные о системе западных пограничных течений тропической Атлантики. ДАН СССР, 1969, т. 188, с. 677—680.
6. *Корт В. Г., Бубнов В. А., Зубин А. Б., Морошин К. Б.* Динамическая структура района Антило-Гвианского противотечения. ДАН СССР, 1972, т. 207, № 6, с. 1456—1459.
7. *Кузнецов А. А.* Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики: АН СССР, институт Океанологии им. П. П. Ширшова. — Обнинск, 1982.
8. *Мамаев О. И.* Анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 364 с.
9. *Тренин В. П.* Верхний изотермический слой воды в Северной Атлантике. — Тр. ГОИН, 1970, вып. 100, с. 47—57.
10. *Филиппов Д. М.* О глубине осенне-зимней конвекции в Северной Атлантике по многолетним данным. — Океанология, 1968, вып. 1, т. VIII, с. 26—37.
11. *Ханайченко Н. К.* Система экваториальных противотечений в океане. — Л.: Гидрометеоздат, 1974, с. 158.
12. *Циргоффер А.* Атлантический океан и его моря. — М.: Гидрометеоздат, 1975, с. 167.

УДК 551.585 (99)

*А. Н. ЛЮБАРСКИЙ (АНИИ), В. М. МИРВИС (ГГО)*

### ОПЫТ ОБЪЕКТИВНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ КЛИМАТА АНТАРКТИКИ

Южная полярная область, или Антарктика отличается значительным разнообразием климатических условий, всестороннее изучение которых имеет большое научное и практическое значение для многих отраслей народного хозяйства. Однако данных о климате региона пока еще недостаточно для его детальной характеристики, несмотря на то, что они уже позволяют перейти от сравнительной оценки и описания климатов отдельных районов

к обобщению климатической информации по всему региону. Важными этапами такого обобщения являются классификация климатов и климатическое районирование, которые дают возможность выделить типы климата, с наибольшей полнотой устанавливающие сходство и различие климатических условий.

Первая наиболее значительная работа по Антарктике в этом направлении была проделана В. А. Бугаевым [1]. В основу его классификации положены физико-географические признаки, так как климатических данных в этот период было недостаточно. Классификация отличается большой детализацией и описательностью.

В работе [2] климатическое районирование материка Антарктида выполнено для технических целей. Оно осуществлялось в соответствии с принципами, определенными стандартом Совета Экономической Взаимопомощи СТ СЭВ-458-77 [5.] Границами трех выделенных районов послужили изотермы среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха —  $60^{\circ}$  и —  $45^{\circ}$  С. Районы делятся на подрайоны по условиям режима ветра и относительной влажности. Основой районирования являются климатические признаки. Однако границы между районами проводились без учета оценок сходства и различия признаков.

Нами предпринята попытка классификации климатических условий Антарктики с помощью одного из алгоритмов объективной классификации [3]. В соответствии с постановкой задачи каждый объект классифицируемой совокупности, заданный набором значений признаков, представляется в виде точки в многомерном пространстве признаков, а разделение на классы осуществляется в зависимости от того, как совокупность точек распадается на компактные изолированные группы (число классов заранее неизвестно). Как правило, при таком подходе удается добиться лучшего качества классификации, т. е. большего сходства объектов внутри классов при меньшем числе последних, чем при независимом членении объектов каждого признака, как это делалось ранее.

Алгоритм, предложенный в работе [3], нацелен на поиск разрежений, совпадающих с минимумами плотности распределения и принимаемых за границы между классами. Поиск осуществляется посредством анализа относительно максимальных длин звеньев кратчайшей сети, связывающей точки в пространстве признаков (КСС). При этом, в отличие от других алгоритмов, использующих КСС, в работе [3] оценивается статистическая значимость границ по результатам сравнения плотностей распределения в областях сгущения и разрежения точек.

Классифицируемая совокупность была представлена средними многолетними данными 30 станций, у которых имелись достаточно продолжительные (более 30 лет) ряды наблюдений. Отметим, что станций явно недостаточно, а их расположение не вполне

равномерно. Следовательно, выборка не может считаться полностью представительной, т. е. содержащей все типы климатов. Особенно плохо освещены в климатическом отношении внутренние районы материка.

Климатические условия каждой станции описывались семью признаками: средними годовыми значениями температуры воздуха, атмосферного давления, упругости водяного пара, общей облачности, скорости ветра, а также годовым количеством осадков и амплитудой годового хода средних месячных температур воздуха. Следует иметь в виду, что выбранные признаки не исчерпывают всех особенностей климата, в том числе и такую важную из них, как сезонный характер его изменений. Тем не менее для первого опыта классификации на основе комплексной оценки климатических условий имеющаяся система признаков представляется достаточной. Все признаки считались равнозначными. Они были нормированы на амплитуду и приведены к интервалу изменения 0—1. Расстояние между точками ( $d_{k,l}$ ) определялось по формуле, отражающей представление о евклидовой метрике:

$$d_{k,l} = \sqrt{\sum_{i=1}^m (x_{k_i} - x_{l_i})^2},$$

где  $x_{k_i}$  и  $x_{l_i}$  — значения климатических признаков соответственно в  $k$ -й и  $l$ -й точках;  $m$  — число признаков. Построение последовательности звеньев КСС осуществлялось в процессе расчета на ЭВМ «БЭСМ-6» с использованием алгоритма [4].

Таблица 1

Статистические характеристики классов (типов) климата

Класс	Температура воздуха, °С		Амплитуда температуры воздуха, °С		Количество атмосферных осадков, мм		Общая облачность, баллы		Упругость водяного пара, гПа		Атмосферное давление, гПа		Скорость ветра, м/с	
	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$	$\bar{X}$	$\sigma_X$
Умеренный климат-I	0	4,5	8	3,0	930	254	8,1	0,8	5,4	1,8	996	9,2	6,9	2,0
Умеренно-холодный климат-II	-13	4,0	19	3,8	330— 350	124	6,4	0,4	1,8	0,4	988	2,2	10,4	4,0
Холодный климат-III	-28	3,4	24	1,4	220	72	5,7	0,4	1,3	0,6	800	1,3	7,9	4,6
Очень холодный климат-IV	-52	4,2	34	2,5	45	7	3,9	0,6	0,1	0,02	653	0,1	6,1	0,5

Анализ относительно максимальных звеньев КСС показал, что рассматриваемая совокупность станций может быть разделена на четыре класса (табл. 1). Наиболее четко разделились между собой I и II классы. Границам, определяющим III и IV классы, соответствуют достаточно хорошо выраженные относительно максимальные звенья КСС. Вместе с тем они не удовлетворяют строгим критериям, предложенным в работе [3], что связано, по-видимому, со слабой представительностью выборки, рассмотренной

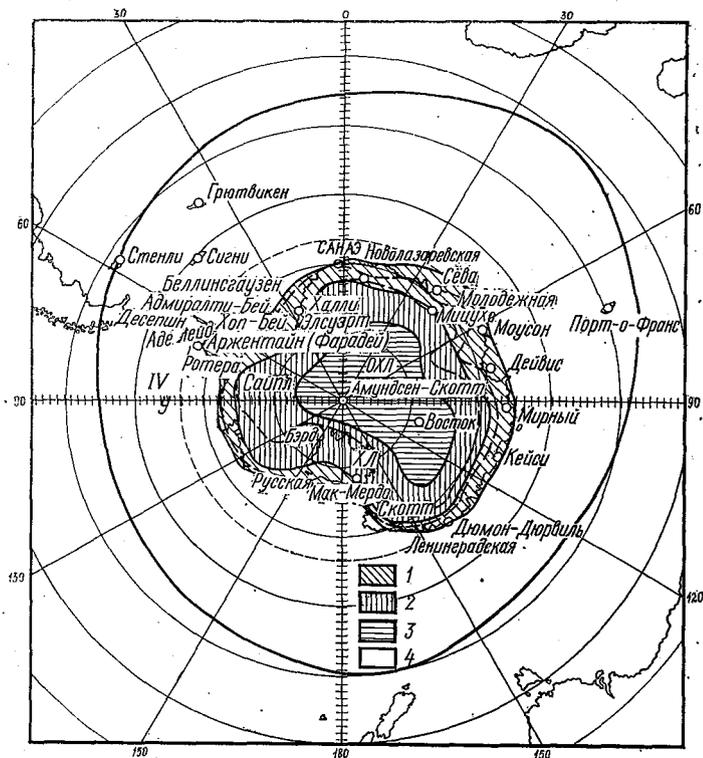


Рис. 1. Климатические районы Антарктики.

По классификации авторов: 1 — класс IV — очень холодного климата; 2 — класс III — холодного климата; 3 — класс II — умеренно холодного климата; 4 — класс I — умеренного климата;

По классификации работы [2]: 1 — класс III — очень холодного климата; 2 — класс II — холодного климата; 3 — класс I — умеренного климата.

для внутренней части материка. В табл. 1 помещены статистические характеристики выделенных классов, а на рис. 1 — карта распределения выделенных типов по территории (районирование).

Согласно табл. 2, в классификации наиболее точно отражены температурные условия: значения температур двух соседних классов не перекрываются друг другом. Классификация отражает закономерный характер изменения климата по мере роста континентальности. Это выражается в увеличении амплитуды годового хода температуры, уменьшении облачности, упругости водяного пара, количества осадков, атмосферного давления. Сложнее изменяется от класса к классу скорость ветра. Следует заметить, что Марион и Русская оказались на большом удалении от других станций и могут быть отнесены к выделенным классам лишь условно. Станция Марион отличается исключительно большим количеством осадков (2300 мм), а станция Русская — высокой среднегодовой скоростью ветра (19,6 м/с).

Представляет интерес сопоставление полученных климатических районов с основными районами, выделенными в работе [2]. Границы районов из работы [2] проведены на рис. 1 пунктиром. Из рис. 1 следует, что станции, принадлежащие к одному району, отнесены нами к различным типам и наоборот. В одном районе оказываются станции Бэрд, Восток и Амундсен-Скотт, в другом — Мицухо и Халли. Однако по большинству рассмотренных нами признаков станции Мицухо и Бэрд гораздо более сходны между собой, чем Бэрд, с одной стороны, и Восток и Амундсен-Скотт, с другой, а также Мицухо и Халли (табл. 2). Отсюда вытекает вывод о том, что границы районов, принятые в [2] в соответствии со стандартом СТ СЭВ-458-77, в известной мере условны и не соответствуют реальным климатическим границам.

Таблица 1

Сравнительные характеристики климатических районов Антарктиды по данным отдельных станций

Тип классификации по работе [2]	Тип классификации авторов	Станция	Температура воздуха, °С	Амплитуда температуры воздуха, °С	Количество атмосферных осадков, мм	Общая облачность, баллы	Упругость водяного пара, гПа	Атмосферное давление, гПа	Скорость ветра, м/с
Холодный климат (II)	Умеренно-холодный климат (II)	Халли	-18,5	24,4	240	5,8	1,4	989	8,
	Холодный климат (III)	Мицухо	-32,0	22,3	200	5,4	1,6	733	12,
		Бэрд	-27,6	25,0	160	5,7	0,6	807	8
Очень холодный климат (III)	Очень холодный климат (IV)	Восток	-55,2	35,8	40	3,4	0,1	624	5
		Амундсен-Скотт	-49,2	32,2	50	4,3	0,1	681	6

Далее рассмотрена задача о выделении районов, характеризующихся сходными межгодовыми изменениями температуры. Классифицируемая совокупностью температура была представлена данными 18 станций (на рис. 1 они обведены кружками), а в качестве признаков были взяты нормированные аномалии среднемесячных и годовых температур за период 1956—1984 гг. Анализ КСС, построенной по среднегодовым данным, не дал желаемых результатов.

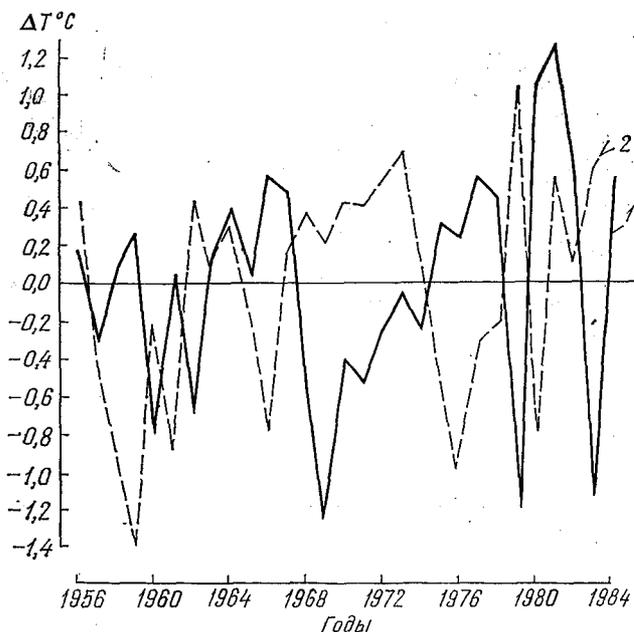


Рис. 2. Межгодовые изменения аномалий приземной температуры воздуха за период 1956—1984 гг. в зонах Антарктиды (1) и Субантарктики (2) в июле.

Расчеты, произведенные для каждого из месяцев года, показали довольно четкое разделение временного хода температуры в зимний период на два типа. Один соответствует материковым станциям, другой — островным (к этому типу относятся и станции Антарктического п-ва). Сопоставление величин и знаков аномалий у двух типов совокупностей свидетельствует о довольно четко выраженной противофазности между ними (рис. 2). Можно предположить, что формирование аномалий одного знака в двух выделенных зонах во многом связано с противоположными атмосферными процессами. Меридиональный обмен ведет к потеплению на материковых станциях и к похолоданию на островных, в то время как зональная циркуляция влечет за собой противоположное распределение аномалий.

Итак, выполненное исследование показало перспективность применения классифиционного подхода к изучению не только пространственной, но и временной структуры климата, в том числе в Антарктике. Обоснованность выделения климатических зон по комплексу климатических характеристик и корректность проведения границ между ними должны способствовать внедрению полученных результатов в практику.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А. Климатические зоны Антарктики. — Метеорологические исследования, № 5. М., Наука, 1963, с. 5—38.
2. ГОСТ 25650—83. Климат Антарктиды: районирование и статистические параметры климатических факторов для технических целей. М.: Изд-во стандартов, 1983. — 53 с.
3. Мирвис В. М. К вопросу об объективизации проведения границ в задачах прикладной классификации климатов. — Тр. ГГО, 1975, вып. 330, с. 156—170.
4. Прим Р. К. Кратчайшие связывающие сети и некоторые обобщения. — Кибернетический сборник, 1961, № 2, с. 95—107.
5. СТ СЭВ 458-77. Климатическое районирование земного шара для технических целей. — М.: Изд-во стандартов, 1979. — 55 с.

УДК 551.46.08

В. М. АБРАМОВ (ЛГМИ), Б. В. СИПОВИЧ (ГОИН)

### О СОПОСТАВИМОСТИ ДАННЫХ ДАТЧИКОВ СУДОВОГО ВОЛНОГРАФА

В Государственном океанографическом институте ведутся работы по созданию волноизмерительной техники, в том числе волнографов, позволяющих проводить измерения с судов. Прототипом в разработке такого волнографа послужил серийно выпускавшийся отечественной промышленностью волнограф ГМ-62 [3].

Схемой судового волнографа типа ГМ-62 предусматривается использование двух датчиков: датчика возвышений взволнованной поверхности (резистивный проволочный датчик) и датчика качки судна гидростатического типа. Последний располагается ниже слоя волновых давлений и связывается с бортовой аппаратурой длинным (до 70 м) кабелем.

Следует отметить, что принципиальным вопросом применимости как ГМ-62, так и его модернизированных вариантов является уверенность в том, что датчик качки правильно воспроизводит колебания точки подвеса, общей для обоих датчиков. По этому поводу имеются противоположные мнения. Существует предположение, что вследствие протяженности кабельной линии

связи между датчиком качки и бортовой аппаратурой движения датчика качки не совпадают с движениями его точки подвеса. Согласно другой гипотезы считается, что при надлежащем выборе концевго груза и уменьшении лобового сопротивления линии связи движения датчика качки в вертикальном направлении будут совпадать с вертикальными движениями точки подвеса проволочного датчика. Однако до настоящего времени не имеется достаточно веских аргументов в виде теоретических или экспериментальных результатов в пользу той или иной точки зрения.

Натурные испытания судового волнографа ГМ-62 показали, что его основные конструктивные недостатки связаны именно с датчиком качки и кабельной линией связи. Использование в ГМ-62 тензометрического датчика качки обусловило использование достаточно толстого четырехжильного электрического кабеля с малой разрывной нагрузкой. Из-за большого лобового сопротивления и невозможности использования значительного концевго груза такая линия связи отклоняется от вертикали недопустимым образом уже при умеренных скоростях ветрового дрейфа судна.

В специальном конструкторском бюро гидрометеорологического приборостроения был разработан новый гидростатический датчик качки с частотным выходом, позволяющий использовать в качестве линии связи одножильный кабель-трос диаметром 3,5 мм. Уменьшение лобового сопротивления линии связи и увеличение веса используемого концевго груза привело к значительному уменьшению отклонения линии связи от вертикали [2]. Вместе с тем вопрос об адекватности воспроизведения колебаний точки подвеса датчиков с помощью усовершенствованного гидростатического датчика качки оставался открытым.

Имеются предложения вообще отказаться от использования в судовых проволочных волнографах датчиков качки гидростатического типа с забортной линией связи. Одним из альтернативных вариантов является замена гидростатического датчика на акселерометр. При этом измеряются вертикальные ускорения точки подвеса датчиков, сигнал подвергается двойному интегрированию с целью получения информации о вертикальных перемещениях акселерометрического датчика. В ГОИНе разработан достаточно простой акселерометр, который может быть использован в составе подобных проволочно-акселерометрических судовых волнографов [4].

До настоящего времени неясно, какие датчики качки являются наилучшими для использования в составе судового волнографа, практически малоисследована сопоставимость измерительной информации, снятой с этих датчиков. В данной работе излагаются результаты исследований сопоставимости данных о движении точки подвеса датчиков, полученные в натуральных условиях с помощью гидростатического датчика качки и акселерометра.

Исследования проводились в 33-м рейсе научно-исследовательского судна погоды «Виктор Бугаев» в период с ноября 1982 по январь 1983 г. Районом исследований являлась океанская станция С. Гидрометеорологическая обстановка характеризовалась активными атмосферными процессами в приводном слое и штормовыми ситуациями с высотами волн более 6 м при фоновых высотах волн около 3 м. Максимальные высоты волн достигали 11—13 м. Средняя скорость ветра за период исследований составила  $13,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Наблюдалась также ветры ураганной силы с порывами до  $50 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Методика сопоставления данных акселерометра и датчика качки гидростатического типа состояла в следующем. Гидростатический датчик погружался с кормовой лебедки ЛЭРок на кабель-тросе до глубины 75 м. На выстреле лебедки на расстоянии 0,3 м от блока кабель-троса свободно подвешивался акселерометр, описанный в [4]. За время работ на станции С было сделано 10 синхронных записей сигналов акселерометра и датчика качки гидростатического типа. После контроля качества записей для взаимного корреляционно-спектрального анализа были отобраны две пары записей продолжительностью 1400 с каждая. Для ввода в ЭВМ эти записи были подвергнуты дискретизации с интервалом 1 с. Оценка высокочастотной части сигналов показала, что при выбранном интервале отсутствует влияние «иллюзии дискретизации».

С помощью ЭВМ проводилось двойное интегрирование записей акселерометра. Для осуществления этой операции необходимо знать возвышение и скорость точки подвеса в начальный момент интегрирования. С этой целью на акселерограммах определялся момент времени, когда начальную скорость можно приближенно считать равной нулю (области экстремумов на акселерограммах). Выбранный момент времени и брался в качестве начального для исследуемой пары рядов. Начальное положение полагалось равным нулю, поскольку в обработке участвуют отклонения от среднего уровня, а сама величина этого уровня значения в данном случае не имеет. Двойное интегрирование выполнялось методом трапеций.

В ходе взаимного корреляционно-спектрального анализа рассчитывались оценки дисперсий, корреляционных функций и спектров каждого ряда, а также оценки взаимных корреляционных функций, ко- и квадратурных спектров, амплитудного и фазового спектров, спектра когерентности для каждой синхронной пары записей. Все спектральные оценки рассчитывались с помощью окна Тьюки [1] для точек отсечения  $M=0,1; 0,2$  и  $0,4$  общей длины ряда в 1400 членов, применяя для сокращения расчетов процедуру «раздвигания окна», вместо «стягивания окна» [1].

Рассчитанные оценки нормированных корреляционных функций выходного сигнала гидростатического датчика качки и аксе-

лерометра после двойного интегрирования показали достаточно значимое несовпадение этих функций, а также их изменчивость со временем, выходящую за пределы выборочной изменчивости. Есть основания считать, что с помощью этих двух типов датчиков качки получается качественно отличная информация, причем функциональные связи между результатами измерений будут значительно изменяться во времени в зависимости от внешних условий. Данный вывод подтверждается и рассчитанными оценками дисперсий, и среднеквадратическими соотношениями. Например, для первой пары записей среднее квадратическое отклонение гидростатического датчика составило 63,1 см, а для акселерометра после двойного интегрирования 32,1 см, в то время как для второй пары записей эти значения составили соответственно 132,6 и 105,6 см. В обоих случаях размах колебаний датчика качки гидростатического типа оказался больше соответствующих величин, полученных с акселерометрического датчика, существенно изменилось отношение среднеквадратических отклонений.

Отличия результатов определения колебаний точки подвеса проволочного датчика возвышений водной поверхности с помощью гидростатического и акселерометрического датчиков качки наиболее хорошо видно при анализе оценок спектров сигналов. На рис. 1 приведены эти оценки для второй пары синхронных записей, когда различия в измерительной информации были наибольшими.

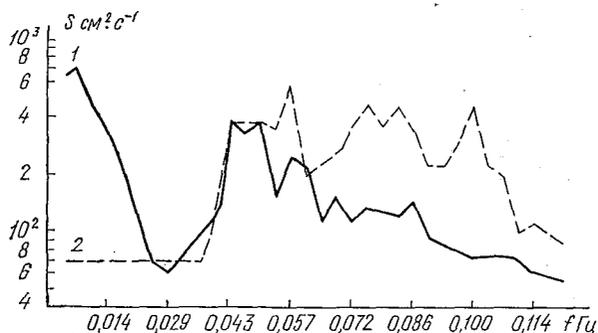


Рис. 1. Оценки спектров отклонений датчиков качки гидростатического (1) и акселерометрического (2) типов для второй пары записей (при точке отсечения  $M=0,2$ ).

Из рис. 1 следует, что значительная часть мощности изменчивости выходного сигнала гидростатического датчика сосредоточена в низкочастотной части спектра, а для акселерометрического датчика в этой полосе частот вообще отсутствует заметный сигнал. Спектр когерентности для данной пары записей, приведенный на рис. 2, подтверждает наличие значимой линейной связи

между результатами измерений указанными датчиками только в узких полосах частот. Отметим, что для первой пары записей спектр когерентности [1] при  $M=0,2$  для всех частот оказался менее 0,4. При точке отсечения  $M=0,4$  на спектрах когерентности для обеих пар записей имеются узкие области значимой связи, в которых значение когерентности достигает 0,7, но положение этих областей изменяется от одной пары записей к другой, т. е. во времени.

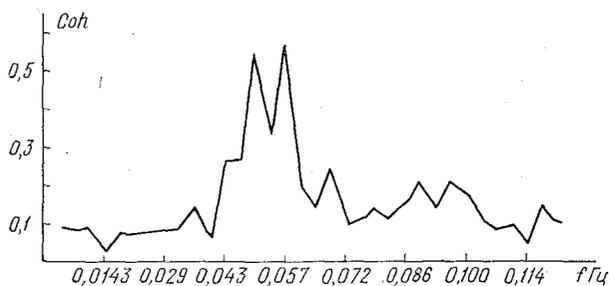


Рис. 2. Оценка спектра когерентности для второй пары записей (при точке отсечения  $M=0,2$ ).

Сопоставление данных акселерометрического и гидростатического датчиков качки позволяют сделать предположение, что движения точки подвеса приводят к сложным, трехмерным перемещениям гидростатического датчика качки. В математическом плане подобные движения описываются параметрическими дифференциальными уравнениями. Известно, что в зависимости от соотношения коэффициентов таких уравнений могут возбуждаться различные типы движений системы с устойчивыми, неустойчивыми и резонансными колебаниями. Характер движений и их параметры, в общем случае, зависят и от характера возбуждающих воздействий, в данном случае от характера движений точки подвеса.

Описанные в статье результаты следует рассматривать как основание для проведения целенаправленных теоретических, методических и экспериментальных исследований по метрологическому обеспечению разработки волнографа проволочно-гидростатического или, например, проволочно-акселерометрического типа. Конечной целью таких исследований должно являться построение физико-математической модели динамики датчиков волнографа при движениях точки подвеса, наблюдаемых в реальных условиях. Подобная модель могла бы являться объективной основой для правильного выбора конструктивных решений при разработке волнографов, а также для разработки адекватных методов и средств метрологического обеспечения их функционирования в динамическом режиме, характерном для натуральных условий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Ч. 1. — М.: Мир, 1971. — 271 с.
  2. Киреев И. В., Свечников А. В., Сипович Б. В. Оценка погрешностей судового волнографа с гидростатическим датчиком. — Тр. ГОИН, 1985, вып. 163, с. 95—107.
  3. Максимов Б. А. Судовой волнограф ГМ-62. Методические указания, № 39. М., 1979.
  4. Трубкин И. П., Гостев О. Ф. Преобразователь параметров движения волновой среды в электрический сигнал. — Тр. ГОИН, 1987, вып. 184, с. 11—15.
-

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>С. Б. Завертъяев, М. И. Масловский.</i> Сезонная и межгодовая изменчивость теплообмена океан — атмосфера в Северной Атлантике . . . . .	4
<i>В. М. Булаева.</i> Межгодовые колебания температуры воды в открытой части Норвежского моря и регрессионные схемы их прогноза . . . . .	23
<i>П. А. Вайновский, Ю. Э. Титов, Г. В. Трушина.</i> Результаты комплексирования статистических моделей прогноза температуры поверхностного слоя океана . . . . .	32
<i>С. М. Гордеева.</i> Периодические колебания температуры поверхности воды в Норвежском море . . . . .	37
<i>И. П. Карпова, Ю. В. Суставов.</i> О внутригодовых изменениях температуры воды Норвежского моря в связи с задачей ее прогноза . . . . .	40
<i>А. И. Угрюмов, М. М. Зубова, Н. В. Тимофеева, А. В. Зольников,</i> Об очагах однородной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике . . . . .	50
<i>Е. И. Серяков.</i> Межгодовая изменчивость и возможности долгосрочного прогноза энтальпии деятельного слоя в Норвежском море . . . . .	55
<i>Н. А. Лавров, Е. Е. Бобровская.</i> Связь внешнего теплового баланса поверхности океана с особенностями барического рельефа над Северной Атлантикой . . . . .	60
<i>В. Д. Стрелалев.</i> Типы гидрометеорологических ситуаций в юго-восточной Атлантике и подбор промыслового года-аналога . . . . .	66
<i>В. А. Голубев, А. Н. Зуев.</i> Автоматизированная система анализа метеорологической информации для использования в краткосрочных морских прогнозах . . . . .	71
<i>А. Б. Мензин, Н. А. Сыроватко, К. И. Актубаев.</i> Динамические предпосылки формирования биопродуктивных зон в Керченском проливе . . . . .	78
<i>А. Б. Мензин, Н. А. Сыроватко.</i> Моделирование изменения халинной структуры вод Черного моря в результате безвозвратного изъятия речного стока . . . . .	83
<i>А. А. Косолапов, И. А. Лебедев.</i> Некоторые особенности структуры и изменчивости климатических фронтальных зон Баренцева моря . . . . .	89
<i>П. А. Вайновский, В. Н. Малинин.</i> О рациональном построении сети станций мониторинга океана . . . . .	101
<i>Е. М. Новикова.</i> Расчет абсолютных скоростей геострофических течений в Норвежском море с использованием фильтрации . . . . .	108
<i>М. И. Масловский, В. Ю. Чанцев.</i> Моделирование годовой эволюции деятельного слоя океана в Северной Атлантике . . . . .	113
<i>А. Д. Ковалев, С. К. Кудерский, И. К. Сигаев, Ю. В. Степанов, А. Ф. Федосеев, В. Ф. Цыганов, Г. А. Чернега, В. Н. Яковлев.</i> Некоторые особенности гидрометеорологических условий в промысловых районах Атлантического и юго-восточной части Тихого океанов за 1987 год . . . . .	123
<i>С. А. Фокин.</i> Воспроизведение крупномасштабной циркуляции океана в рамках полудиагностической двухслойной глобальной модели (численные эксперименты) . . . . .	134
<i>А. Кинтеро, А. И. Угрюмов.</i> Сезонная изменчивость слоя скачка в западной части тропической Атлантики . . . . .	142
<i>А. Н. Любарский, В. М. Мирвис.</i> Опыт объективной классификации климата Антарктики . . . . .	148
<i>В. М. Абрамов, Б. В. Сипович.</i> О сопоставимости данных датчиков судового волнографа . . . . .	154