

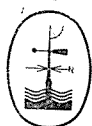
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

ОРДЕНА ЛЕНИНА АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

Выпуск 65



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

Ответственный редактор

Б. А. Крутских

Редакционная коллегия:

В. В. Богородский, Н. Д. Виноградов, А. И. Воскресенский, З. М. Гудкович,
В. Ф. Захаров, В. В. Иванов, Е. С. Короткевич (зам. отв. редактора),
Д. Д. Максutow, Н. В. Мустафин, Е. Г. Никифоров (зам. отв. редактора),
Ю. В. Николаев, Е. И. Оксенова, А. Ф. Трешников, А. В. Широчков

Ответственный секретарь

В. А. Шамонтьев

П 1805040600-030
069(02)-91 36-89(2)

ISBN 5—286—00455—5

© Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ААНИИ), 1991г.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
А. А. Дементьев. Многолетние колебания температуры воздуха в Северо-Европейском бассейне	6
Г. В. Алексеев, М. В. Багрянцев, П. В. Богородский, В. В. Васин, П. Е. Широков. Структура и циркуляция вод в области антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря	14
В. А. Романцов, Б. В. Афанасьев, Н. В. Лебедев. Пространственные и временные закономерности теплового состояния вод Северо-Европейского бассейна	24
А. В. Попов. Глубинные и донные воды Гренландского моря — процессы образования и трансформации	44
А. В. Шевченко. Крупномасштабные колебания термического режима Норвежского моря в 1959—1984 гг.	56
Е. И. Серяков, В. А. Романцов. Об изменчивости компонент теплового баланса на севере Норвежского моря	66
В. А. Романцов. Крупномасштабная структура и особенности средней циркуляции вод	75
Е. И. Серяков. Крупномасштабные изменения полей температуры воды в Северной Атлантике и Норвежском море	98
В. Т. Жевноватый, И. П. Карпова, Ю. В. Суставов, Л. Ф. Яковлев. Прогноз температуры воды в Норвежском море	110
В. В. Денисов, А. Н. Зуев, И. А. Лебедев. Крупномасштабные океанографические съемки и их методологическое значение для комплексного изучения Баренцева моря (на примере экспедиции «БАРЭКС-84»)	121
Г. А. Семенов. О влиянии рельефа дна на циркуляцию вод Северо-Европейского бассейна	133
В. А. Сафронов. Опыт организации автоматизированного сбора и обработки гидрометеорологической информации для научно-исследовательских судов, оборудованных ЕС ЭВМ	145
А. Н. Рубанов. Движение ледоколов в сложных ледовых условиях	153
В. А. Романцов. Положение, структура и особенности динамики полярной фронтальной зоны	157
Евгений Гурьевич Никифоров (к 60-летию со дня рождения)	182
Николай Александрович Корнилов (60-летию со дня рождения)	184

CONTENTS

Foreword	5
A. A. <i>Dementyev</i> . Multi-year variations of air temperature in the North-European basin	6
G. V. <i>Alekseyev</i> , M. V. <i>Bagryantsev</i> , P. V. <i>Bogorodsky</i> , V. V. <i>Vasin</i> , P. Ye. <i>Shirokov</i> . Water structure and circulation in the anticyclonic gyre area in the North-Eust of the Norwegian sea	14
V. A. <i>Romantsov</i> , B. V. <i>Afanasyev</i> , N. V. <i>Lebedev</i> . Spatial and temporal features of the thermal state of the water in the North-European basin	24
A. V. <i>Popov</i> . Deep and bottom waters of the Greenland sea — formation and transformation processes	44
A. V. <i>Shevchenko</i> . Large-scale fluctuations of the thermal regime of the Norwegian sea in 1959—1984	56
Ye. I. <i>Seryakov</i> , V. A. <i>Romantsov</i> . On variability of the heat balance components in the north of the Norwegian sea	66
V. A. <i>Romantsov</i> . Features of mean circulation of the Norwegian and the Greenland seas	75
Ye. I. <i>Seryakov</i> . Large-scale variability of temperature fields of the North Atlantic and the Norwegian sea	98
V. T. <i>Zhevnovaty</i> , I. P. <i>Karpova</i> , Yu. V. <i>Sustavov</i> , L. F. <i>Yakovleva</i> . Water temperature forecasting in the Norwegian sea	110
V. V. <i>Denisov</i> , A. N. <i>Zuyev</i> , I. A. <i>Lebedev</i> . Large-scale oceanographic surveys and their methodological significance for complex studies of the Barents sea (at the example of the "Barex-84")	121
G. A. <i>Semenov</i> . On the effect of bottom topography on water circulation in the North European basin	133
V. A. <i>Safronov</i> . Experience in organizing automated collection and procession of hydrometeorological information for research vessels equipped with computers	145
A. N. <i>Rubanov</i> . Progress of icebreakers in heavy ice conditions	153
V. A. <i>Romantsov</i> . Position, structure and features of dynamics in polar frontal zone	157
Ye. G. <i>Nikiforov</i> . Towards the 60-th anniversary of birth	182
N. A. <i>Kornilov</i> . Towards the 60-th anniversary of birth	184

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выпуск 65 сборника «Проблемы Арктики и Антарктики» посвящен наиболее важным результатам натурных и теоретических исследований Норвежского, Гренландского и Баренцева морей, полученным в 1981—1985 гг. по программе «Полярный эксперимент-Север». Выпуск 65 фактически является продолжением выпуска 64, с которым имеет общность по форме и содержанию представленного научного материала.

Исследуются крупномасштабные колебания и климатические тенденции в термическом режиме атмосферы и океана за многолетний период наблюдений, приводятся оценки радиационного и теплового баланса морской поверхности. Рассматриваются структура и изменчивость различных гидрофизических полей, пространственно-временные закономерности теплового состояния вод. Формулируются современные представления о трехмерной структуре крупномасштабной циркуляции, приведены новые схемы установившейся циркуляции и полярной фронтальной зоны, данные по строению и особенностям стационарных круговоротов циклонического и антициклонического типа, приводятся результаты численных экспериментов на гидродинамической модели по изучению влияния рельефа дна на особенности циркуляции вод.

Анализируются пространственное распределение и локализация донных вод, условия и механизмы их образования и стока, а также влияние на термодинамические условия ниже главного термоклина. Изложена попытка разработки метода прогноза температуры воды в Норвежском море.

*Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт.*

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

В связи с задачами, поставленными в научных программах «ПОЛЭКС-Север» и «Разрезы», необходимо дать оценку климатического фона, на котором протекают процессы взаимодействия атмосферы и океана в Северо-Европейском бассейне. На современном этапе изменения климата изучаются с помощью различных показателей, отражающих характерные свойства климатической системы за длительные периоды времени. Одним из наиболее информативных интегральных показателей состояния атмосферы можно считать температуру приземного (приводного) слоя воздуха. Это обусловлено тесными взаимосвязями многих природных процессов в области стока энергии с тепловыми условиями, а также наличием продолжительных инструментальных наблюдений, позволяющих достаточно объективно выявить периоды похолоданий и потеплений, происходящих в регионе. Поля температуры воздуха и поверхностного слоя воды могут считаться взаимоприспособленными для сезонных и годовых масштабов [9]. Следовательно, тенденции, наблюдаемые в климатических масштабах в атмосфере региона, будут справедливы и для части длительного слоя морей Северо-Европейского бассейна. Известны также достаточно тесные взаимосвязи теплового и динамического состояния атмосферы и ледовитости северных морей.

В статье рассматриваются колебания температуры воздуха за период с IX в. до настоящего времени, статистическая структура поля годовых температур воздуха в современный период, репрезентативность данных отдельных длиннорядных станций для определения климатических тенденций в Северо-Европейском бассейне. До середины XVIII в. систематических инструментальных измерений температуры воздуха в рассматриваемом регионе не проводилось. Поэтому приведем оценки, основанные на реконструкции температуры по косвенным показателям.

По имеющимся реконструкциям климата в районе Исландии, подробно рассматриваемых в работах [16, 17], теплым был период с IX по XII в., пик потепления пришелся на середину XII столетия. Следующие века (XIII и XIV) оказались холодными. В XV в. в течение первых 50—60 лет наступило потепление, которое сменилось длительным похолоданием. Как отмечено в статьях [16, 17], наиболее надежные данные относятся к периоду, начинающемуся с XVII в. По данным реконструкций ледовых и термических условий в районе Исландии выделяется сверхвековой тренд на похолодание,

которое, по видимому, закончилось к середине XVIII в. Затем началось потепление, продолжающееся и в настоящее время.

Реконструкций ледово-термических условий других районов Северо-Европейского бассейна не имеется. Однако косвенные сведения о Гренландии, Шпицбергене показывают, что колебания климатических условий неоднократно происходили как в одном направлении с колебаниями в районе Исландии, так и в противо-

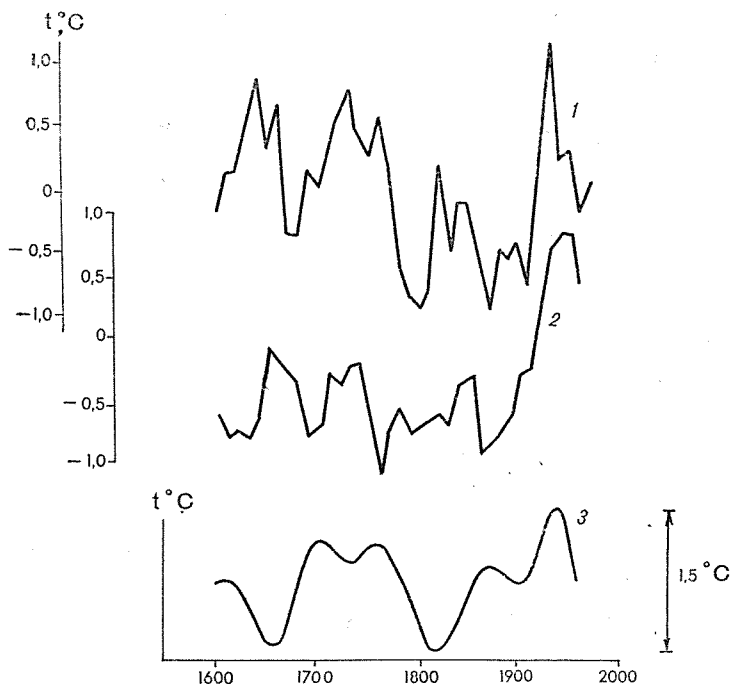


Рис. 1. Реконструкция вековых колебаний осредненных температур воздуха в районах Мурманска (1), Исландии (2), Гренландии (3).

положных [3, 10]. Сверхвековой тренд на потепление в Гренландии относится к началу XIX в. Общее представление о колебаниях температур воздуха в период с XVII в. для разных районов бассейна дает рис. 1. Здесь, кроме заимствованных из работ [3, 13] данных о Гренландии и Исландии, приведена реконструкция автора по району Мурманска, выполненная на основе анализа дендроматериалов Кольского полуострова [5].

Следует отметить общность направления развития термических процессов в районах Исландии и южной части Баренцева моря в XVII—XX вв. Выделяются периоды похолодания в начале и в конце XVII в., потепление с начала XIX в., сопровождающееся уменьшением ледовитости. Этот процесс охватил не только моря Северо-

Европейского бассейна, но и сопредельные районы, в частности Балтийское море и Датские проливы [2]. Одновременно выявляются и значительные расхождения в колебаниях осредненных температур воздуха. По-видимому, главной причиной этого являются особенности циркуляции в атмосфере и гидросфере, формирующие региональные отличия. Нельзя не отметить также и вполне возможные несовершенства реконструкций, выполненных на основе различных исходных данных (сведения о льдах в водах Исландии, содержание изотопов кислорода в ледниках Гренландии, дендроматериалы Кольского полуострова и других). Например, менее надежна наша реконструкция для Кольского полуострова в XVII и XVIII вв. по сравнению с XIX в.

Со второй половины XVIII в. начаты систематические измерения температуры воздуха в южной части Норвегии в Тронхейме. Среднемесячные и среднегодовые температуры станции Тронхейм опубликованы в работе [14], а осредненные — в работах [12, 15]. Данные Тронхейма и других, менее длиннорядных станций Норвегии, подтверждают сверхвековой тренд на потепление в юго-западной части Северо-Европейского бассейна, выявленный на основе реконструкции. Можно предполагать, что имеет место однонаправленный сверхвековой климатический тренд на потепление для всей южной части Северо-Европейского бассейна. Имеющиеся менее полные материалы по северной части бассейна не противоречат наблюдаемым тенденциям. Из рис. 1 также хорошо видно, что начиная с 40-х годов XX в. на сверхвековой тренд потепления накладывается ветвь похолодания внутривекового цикла.

Рассмотрим более подробную оценку термических условий современного периода. На рис. 2 приведены кривые колебания годовых и осредненных по трехлетиям скользящих температур воздуха для пунктов, расположенных в разных районах Северо-Европейского бассейна — северном (Баренцбург), западном (Ян-Майен), юго-западном (судно погоды «М», Мукен), юго-восточном (Мурманск). Межгодовые колебания среднегодовых температур воздуха за 1951—1985 гг. имеют разную амплитуду, постепенно убывающую в районе атлантических вод с севера на юг, от 6,7°C по Баренцбургу до 2—3°C на юго-западе Скандинавии. Основным минимум среднегодовых температур рассматриваемого периода для прибрежных станций приходится на вторую половину 60-х годов (1966 и 1968 гг.). В районе судна погоды «М» в Норвежском море минимум 60-х годов уступает минимуму начала 80-х годов. Как это следует из рис. 1, изучаемый нами тридцатипятилетний ряд температур воздуха располагается на внутривековой ветви понижения температур в южной части бассейна.

В северной части межгодовые колебания носят более сложный характер. Здесь максимум среднегодовых температур в 1954 и 1984 гг. по Баренцбургу достиг среднегодового максимума периода потепления 30-х годов. Однако осредненные по трехлетиям, пятилетиям или десятилетиям годовые температуры воздуха современного периода остаются ниже соответствующих температур 30-х го-

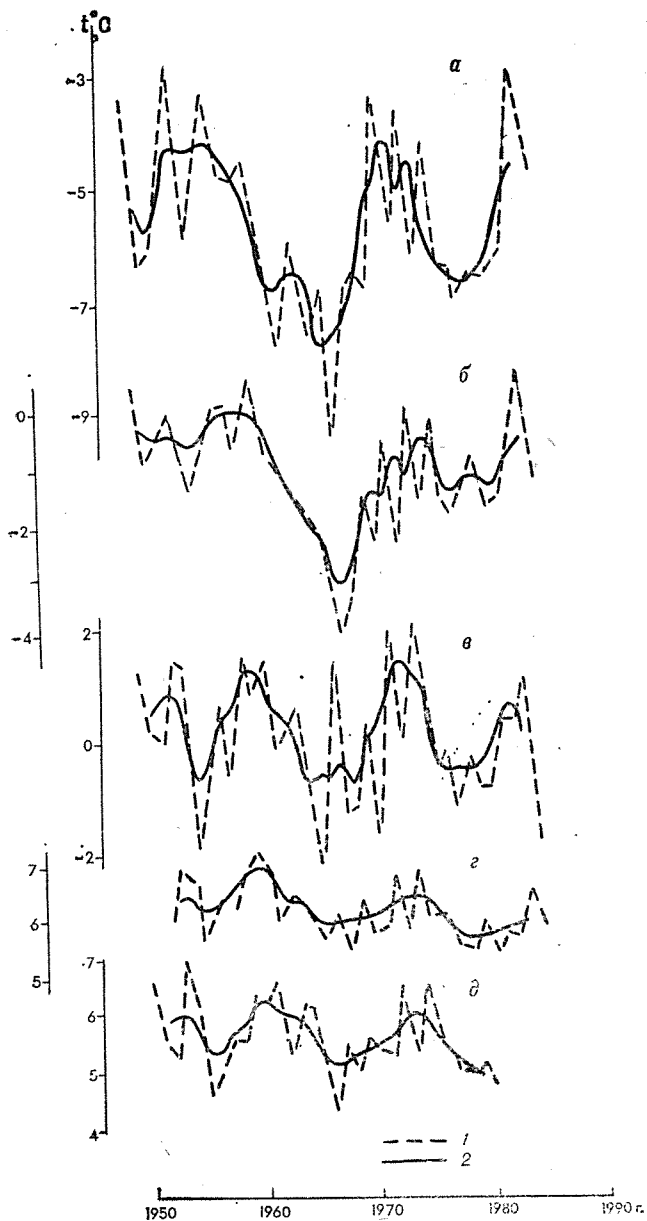


Рис. 2. Межгодовые колебания годовых температур воздуха на станциях Баренцбург (а), Ян-Майен (б), Мурманск (в), судне погоды «М» (г) и станции Мулен (д):

1 — годовые температуры; 2 — скользящие трехлетние значения.

дов. Для восточной части бассейна в период 1960—1980 гг. характерные значения среднеквадратических отклонений годовых температур составляют 1,3—1,4 °С, для юго-западной — 0,5—0,6 °С (Берген, Мукен $\sigma=0,64$, судно погоды «М» $\sigma=0,53$). Сравнивая полученные значения σ с опубликованными в работе [8] для 1930—1960 гг., находим, что изменчивость среднегодовых температур воздуха несколько увеличилась, а пространственное распределение в целом осталось без изменения.

Пространственная статистическая структура поля годовых температур Северо-Европейского бассейна $r_t(\rho)$ в зависимости от расстояния ρ в первом приближении может быть выражена экспоненциальной зависимостью $r_t(\rho) = 0,97 \exp\left(-\frac{\rho}{3400}\right)$ (табл. 1).

Как следует из табл. 1, связанность межгодовых колебаний среднегодовых температур воздуха сохраняется до значительных расстояний, достигающих 3000 км. При этом характерно, что корреляционная функция не уходит в область отрицательных значений. Это подтверждают и изокорреляты температур по отдельным станциям (Мурманск, Баренцбург). Для обоих пунктов большая часть Северо-Европейского бассейна остается внутри изокорреляты 0,5. Менее тесные связи существуют для Мурманска и крайнего северо-востока и юго-запада бассейна, для Баренцбурга и крайнего юго-востока и юго-запада. Сопоставление пространственной корреляционной функции годовых температур воздуха по Северо-Европейскому бассейну для периода 1960—1980 гг. с аналогичными функциями для широтных зон 60—70° и 70—90° с. ш., приведенных в работе [8] для периода 1930—1960 гг., показало их хорошее совпадение.

Таблица 1

Пространственная корреляционная функция среднегодовой температуры воздуха Северо-Европейского бассейна в период 1960—1980 гг.

Диапазон расстояний между станциями, ρ км	Число пар коэффициентов корреляции, n	Корреляционная функция, $r'(\rho)$	Среднеквадратическое отклонение, σ_r
0—200	10	0,93	0,04
201—400	20	0,88	0,10
401—800	48	0,71	0,12
801—1200	51	0,55	0,12
1201—1600	60	0,47	0,13
1601—2000	34	0,48	0,15
2001—2400	31	0,33	0,16
2401—2800	12	0,31	0,15
2801—3401	9	0,23	0,10

При естественных колебаниях климата один знак аномалий температуры нередко распространяется почти на всю Арктику и более низкие широты, что связано с масштабами атмосферных процессов [7]. Подтверждение этому можно найти в работах [11,

12]. В исследовании [12] приведены карты разностей 10-летних годовых температур воздуха для северного полушария за периоды 1930—1939 гг. и 1881—1890 гг., а также за периоды 1930—1939 гг. и 1951—1960 гг. В первом случае Северо-Европейский бассейн входит в зону потепления (на $1,5\text{--}3,0^\circ\text{C}$), а во втором — в зону похолодания (до -1°C). Это отмечается и в отдельные годы, например, в 1931 г. весь Северо-Европейский бассейн находился в зоне потепления.

Исследуем вопрос о репрезентативности наблюдений отдельных пунктов для оценки многолетних колебаний годовой температуры воздуха и определения направленности термических процессов в морях Северо-Европейского бассейна. Приведенные на рис. 2 данные в целом подтверждают общность климатических колебаний в разных морях. Коэффициент корреляции годовых температур воздуха Мурманска и судна погоды «М» составил за 30-летний период $r=0,72$. Отмечается совпадение максимумов 1953, 1954, 1972, 1974 гг., минимумов 1955, 1966, 1968 гг., похолодания периода 1976—1981 гг. Наблюдаются и различия в многолетних колебаниях температур воздуха, естественные, в общем, для большого региона. Спектральный анализ материалов наиболее длиннорядных станций Северо-Европейского бассейна (100—160 лет) выявляет во временном ряду годовых температур воздуха циклические колебания с периодом 2—3, 4—5, 7—8, 13—15 лет [4, 6].

Из приведенного анализа материалов наблюдений по отдельным станциям можно сделать вывод о возможности использования в качестве показателей колебаний годовых температур воздуха в морях Северо-Европейского бассейна для климатических масштабов данных по Мурманску и Баренцбургу. В то же время, как следует из поля изокоррелят, приведенного в работе [8], материалы такой длиннорядной станции, как Ангмагссалик, расположенной вблизи юго-западной границы бассейна, для его большей части нерепрезентативны. Район Мурманска в ряде случаев правильно отражал многие особенности колебаний температуры воздуха и для территорий значительно больших масштабов. Так, наиболее теплый в северном полушарии — это 1938 г., наиболее холодный в северной части полушария — 1902 г. [11]. То же самое наблюдалось и в районе Мурманска. При сравнении аномалий годовых и месячных температур северного полушария для 1917, 1929 и 1931 гг. [11, 12] с аномалиями по району Мурманска (Кола) оказалось, что данные этого района правильно отразили знак аномалий для всех трех годовых температур воздуха, а также для 75 % аномалий среднемесячных температур полушария.

Рассмотрим межгодовые колебания температур воздуха, осредненных за месяц. Экспедиционные наблюдения в северных морях по программам «ПОЛЭКС» и «Разрезы» выполняются в течение последних десятилетий. Учитывая местоположение Норвежской энергоактивной зоны и ослабление взаимосвязей температуры воздуха для месячных интервалов времени в пространстве, для этих целей логично использовать данные судна погоды «М».

Наиболее важным для изучения колебаний климата океана является период с апреля по октябрь [1]. Он охватывает переломные моменты в эволюции деятельного слоя. Апрель-май соответствует концу зимнего выхолаживания и началу летнего прогрева, август-сентябрь — концу летнего прогрева и началу охлаждения верхнего слоя воды. В это время размах межгодовых колебаний среднемесячных температур воздуха близок к 3°C , тогда как в ноябре — январе он увеличивается до $4-6^{\circ}\text{C}$. Качественный анализ позволяет выделить во временном ходе температур воздуха отдельных месяцев квазипериодические колебания 2-3, 4-5 лет. Для июля, августа, сентября и октября характерен небольшой отрицательный тренд температур воздуха, в апреле — июне тренд не выражен. Межгодовые колебания годовых температур воздуха по судну погоды «М» во многом совпадают с колебаниями температур расположенной на побережье Скандинавии станции Мукен (*Muken*). Данные этой береговой станции Норвегии можно использовать для оценки многолетних колебаний термического фона в Норвежской энергоактивной зоне, в определенной степени отмеченное справедливо и для отдельных месяцев года, при этом размах колебаний температур на береговой станции остается больше, чем для судна погоды «М».

Ретроспективный анализ доступных данных показал, что в разных частях Северо-Европейского бассейна существуют свои особенности многолетних колебаний температур воздуха, которые постепенно сглаживаются (но не исчезают) при увеличении масштабов осреднения. В качестве показателей направленности современных термических процессов приводного слоя в Северо-Европейском бассейне рекомендуется использовать данные отечественных станций Мурманск и Баренцбург, а также судна погоды «М».

Поступила 5/X 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 112 с.
2. Бетин В. В., Преображенский Ю. В. Суровость зим в Европе и ледовитость Балтики. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 109 с.
3. Бэрри Б. Л., Либерман А. А., Шиятов С. Г. Восстановление и прогноз температур северного полушария по колебаниям индексов прироста деревьев на полярной границе леса. — Вестник МГУ, 1983, сер. 5, география, № 4, с. 41—47.
4. Гирдюк Г. В., Дементьев А. А., Зубакин Г. К. Ледяной покров Северо-Европейского бассейна как показатель природных климатических циклов. — В сб.: Мат-лы гляциол. исслед. Хроника обсужд., вып. 55. — М.: Репрогр. ВИНТИ, 1986, с. 122—127.
5. Дементьев А. А. Опыт реконструкции термических условий на Кольском полуострове в XIX веке. — Информ. письмо МУГКС. — Мурманск: Репрогр. Мурманского УГКС, 1983, с. 21—23.
6. Дементьев А. А., Орлов Н. Ф., Микулина С. В. Статистическая структура временных рядов и многолетние колебания среднегодовой температуры воздуха на Крайнем Севере Европейской части страны. — Тр./ААНИИ, 1987, т. 410, с. 17—26.

7. Дроздов О. А., Судакова С. С. О связях между разными характеристиками климата, используемыми для оценки влияния колебаний климата на увлажнение.—Тр./ГГИ, 1984, вып. 295, с. 11—17.

8. Лугина К. М., Сперанская Н. А. Изменчивость средней годовой приземной температуры воздуха в высоких широтах северного полушария.—Тр./ГГИ, 1984, вып. 295, с. 87—97.

9. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды.—Л.: Гидрометеониздат, 1981.—51 с.

10. Пуннинг Я.-М. К., Вайкмяэ Р. А., Котляков В. М., Гросвальд М. Г. Изотопно-кислородные исследования керн с ледораздела ледника Гренфьорд и Фритьоф (о-в Западный Шпицберген).—В сб.: Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсужд., вып. 37.—М.: Репрогр. ВИНТИ, 1980, с. 173—177.

11. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии. Ч. 2.—Л.: Гидрометеониздат, 1977.—26 с.

12. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата.—Л.: Гидрометеониздат, 1966.—268 с.

13. Чепурной В. Н. Длиннопериодические изменения солнечной активности и климата на Земле.—В кн.: Физические основы изменения современного климата.—М.: Внешторгиздат, 1980, с. 25—29.

14. Birkeland B. J. Old meteorological observations at Trondheim.—Geofysiske publikasjoner, 1949, vol. XV, № 4, p. 1—38.

15. Laucher F. Klima, klimaschwankungen und phänologischer Jahresblauf am Europäischen Nordkap. Mitteilungen der Österreichischen geographischen gesellschaft, 1980, № 2, S. 193—220.

16. Ogilvie A. E. The past climate and sea ice record from Iceland. Part I: Data to A. D. 1780. Clim. Change, 1984, № 2, p. 131—152.

17. Sigtryggson H. An outline of sea ice Condition in the Vicinity of Iceland. Arsit jöklaraunsoknafelags Island. 22AR Reikjavik. Jökull, 1972, vol. 22, p. 2—10.

СТРУКТУРА И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД В ОБЛАСТИ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Крупномасштабные океанографические съемки Норвежского и Гренландского морей, проводимые с 1974 г., позволили достаточно надежно идентифицировать антициклонический круговорот над Лофотенской котловиной на северо-востоке Норвежского моря [4—6]. Проявления этого круговорота обнаружены ранее всего в распределениях температуры воды на горизонтах глубже 400 м. На карте среднемноголетних значений температуры воды на горизонте 1000 м, помещенной в Атласе Северного Ледовитого океана [3], отчетливо видно ядро теплых вод над Лофотенской котловиной. В распределениях температуры, солености, теплосодержания вод на горизонтах от 400 до 2000 м в этом районе, построенных по данным океанографических съемок Норвежского моря в 1976—1985 гг., как правило, выделяется замкнутая область повышенных значений этих характеристик [1—6]. В распределениях динамических высот этих горизонтов область отражается замкнутыми изолиниями, соответствующими антициклонической циркуляции.

Для определения устойчивости проявления круговорота в полях океанологических характеристик был выполнен анализ результатов океанографических наблюдений в области 68—72° с. ш. и 4° з. д. — 10° в. д., проводившихся при выполнении крупномасштабных съемок Норвежского и Гренландского морей в 1976—1985 гг. В ходе съемок эта область покрывалась частью крупномасштабной сетки, на которую приходилось 37 океанографических станций с наблюдениями за температурой и соленостью воды на стандартных горизонтах от поверхности до глубины 3000 м.

Рассматривались распределения температуры и солености на стандартных горизонтах в слое 600—2000 м по данным 21 съемки, большая часть которых приходится на теплую половину года. По этим данным рассчитаны средние значения температуры и солености и дисперсия относительно этих средних в каждой точке области. Наиболее отчетливо ядро теплых и соленых вод проявилось в распределениях средней температуры и солености на горизонте 800 м, причем центр этого ядра в обоих распределениях находится в точке 70° с. ш., 2,3° в. д. Просмотр распределений температуры и солености на горизонте 800 м по данным отдельных съемок показывает, что конфигурация ядра не всегда одинакова. Примерно в половине распределений температуры отмечается ситуация с двумя максимумами, разделенными «ложбиной» с более низкими значениями температуры. Частотный анализ положения максимумов показал, что в 60 % случаев основной максимум

совпадает с климатическим центром ядра теплых вод. Второй максимум располагается, как правило, к востоку и юго-востоку от климатического центра в точках 70° с. ш., 5° в. д., 70° с. ш., $7^{\circ}30'$ в. д. и 69° с. ш., 10° в. д. Доля случаев, когда основной максимум находился в одной из этих точек, составляет примерно 30 %.

Дисперсия температуры воды на горизонте 800 м распределена таким образом, что ее наибольшие значения находятся в окрестностях климатического центра ядра теплых вод. Абсолютный максимум дисперсии находится в точке 71° с. ш., 5° в. д., вторичный максимум — в точке 69° с. ш., $7^{\circ}30'$ в. д. Максимум дисперсии солёности, которая невелика, совпадает с климатическим центром ядра солёных вод. В целом распределение изменчивости температуры и солёности в рассматриваемой области показывает, что эта изменчивость связана с динамикой ядра теплых и солёных вод.

Несмотря на очевидные проявления присутствия более теплых и солёных вод в глубинных слоях Норвежского моря над Лофотенской котловиной, до сих пор высказываются сомнения о постоянном характере феномена антициклонического круговорота, основанные на том факте, что по данным некоторых крупномасштабных съёмок круговорот не обнаруживается. Вместе с тем ясно, что наличие или отсутствие крупной пространственной аномалии в термической и динамической структуре вод влияет на характер циркуляции водных масс и теплообмен с атмосферой в этой части Норвежского моря. В связи с этим возникла необходимость в специальном экспедиционном исследовании области круговорота с целью более детального выяснения структуры водных масс, особенно в подповерхностном ядре теплых вод, и определения характеристик циркуляции вод не только на основе расчетов ее геострофической составляющей, но и путем прямых инструментальных измерений скорости течений. Не менее важной представляется задача проследить за сезонной и межгодовой эволюцией круговорота и окончательно утвердить его в качестве неотъемлемого элемента в структуре водных масс и их циркуляции в Северо-Европейском бассейне.

Для решения первой задачи весной-летом 1985 г. были проведены экспедиционные работы в области круговорота, которые включали несколько учасных по площади океанографических съёмок и постановку четырех притопленных буйковых станций (ПБС). Первая океанографическая съёмка области круговорота проведена 13—27 мая в ходе крупномасштабной съёмки Норвежского моря. Наблюдения выполнялись на сетке станций с шагом 60 миль по широте и 50 миль по долготе. На область круговорота пришлось 33 станции.

Анализ распределений основных океанологических характеристик по данным этой съёмки показал следующее. В полях температуры и солёности воды четко выделяется ядро теплых и солёных вод в глубинных слоях от 500 до 1500 м, которое на соответствующих картах распределения этих характеристик выделяется

замкнутыми изолиниями (рис. 1). Наибольшие пространственные контрасты температуры и солёности отмечаются на горизонтах 600—800 м. Ядро теплых и соленых вод занимает область с горизонтальными размерами 180—200 миль и толщиной более 1000 м, причем прослеживается наклон центра ядра в направлении с северо-запада на юго-восток: на нижних горизонтах центр находится вблизи точки 71° с. ш., $2^{\circ}30'$ в. д., а на верхних — вблизи точки 69° с. ш., 10° в. д. В распределениях характеристик верхнего деятельного слоя проявления круговорота не обнаруживаются. Изолинии температуры воды на поверхности отражают довольно гладкое ее

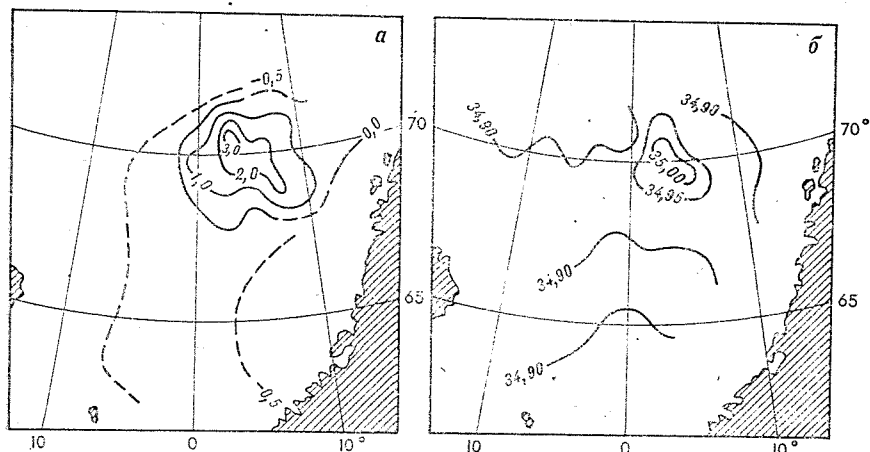


Рис. 1. Распределения температуры (а) и солёности (б) воды по данным съемки 13—27 мая 1985 г. на горизонте 800 м.

изменение от максимальных значений на юго-востоке области до минимальных на северо-западе. Интегральные характеристики (теплосодержание и динамические высоты) верхнего (0—200 м) и глубинного (400—1000 м) слоев наглядно выделяют эту особенность вертикальной структуры водных масс в области круговорота. Итак, по данным первой съемки антициклонический круговорот был хорошо развит, характеризовался обширным ядром теплых соленых вод и антициклонической геострофической циркуляцией на значительной акватории.

Вторая съемка области круговорота проводилась с 28 мая по 7 июня по учащенной сетке из 7×7 станций с шагом 30 миль. Распределения основных океанологических характеристик показывают по сравнению с первой съемкой иную ситуацию: ядро теплых соленых вод значительно сокращается в размерах и распадается на две части. Основное ядро расположено теперь южнее (на 70° с. ш., $3^{\circ}30'$ в. д.), распространяясь в глубинном слое 400—1500 м в пределах области примерно 60×90 миль. В полях температуры и солёности это ядро наиболее отчетливо выделяется на горизонтах

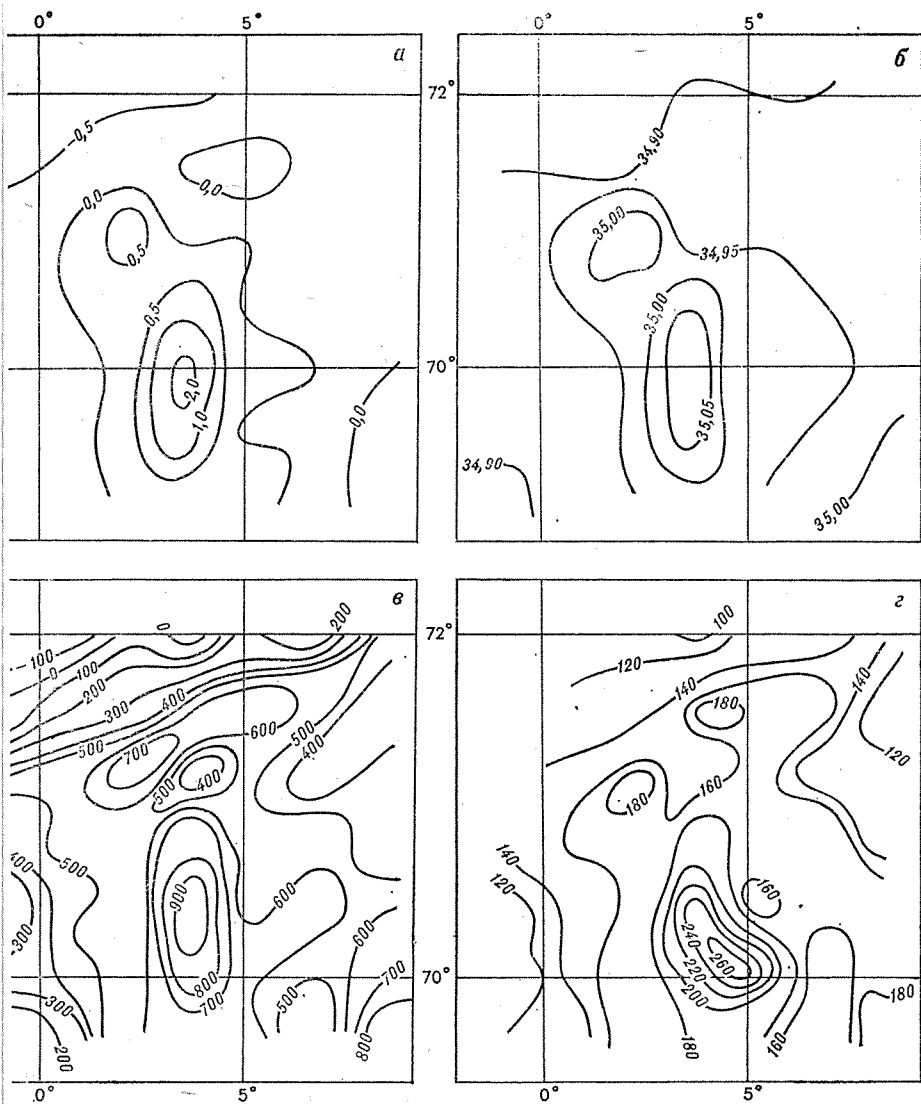


Рис. 2. Распределения температуры и солености воды на горизонтах 1000 м (а) и 600 м (б) соответственно, энтальпии кДж/см² слоя 400—1000 м (в) и динамических толщин (в усл. дин. мм) слоя 600—2500 м (г) по данным съемки 28 мая — 7 июня 1985 г.

800 и 1000 м. Глубинные расположения ядра подчеркиваются сравнением теплосодержания и динамической топографии слоев 0—200 м и 400—1000 м, а антициклоническая циркуляция, связанная с этим ядром, особенно ярко иллюстрируется распределением динамических высот горизонтов 600, 800 и 1000 м (рис. 2). Таким образом, результаты второй съемки области круговорота, в отличие от данных первой съемки, обнаруживают локальное ядро соленых теплых вод и связанный с ним антициклонический вихрь синоптического масштаба.

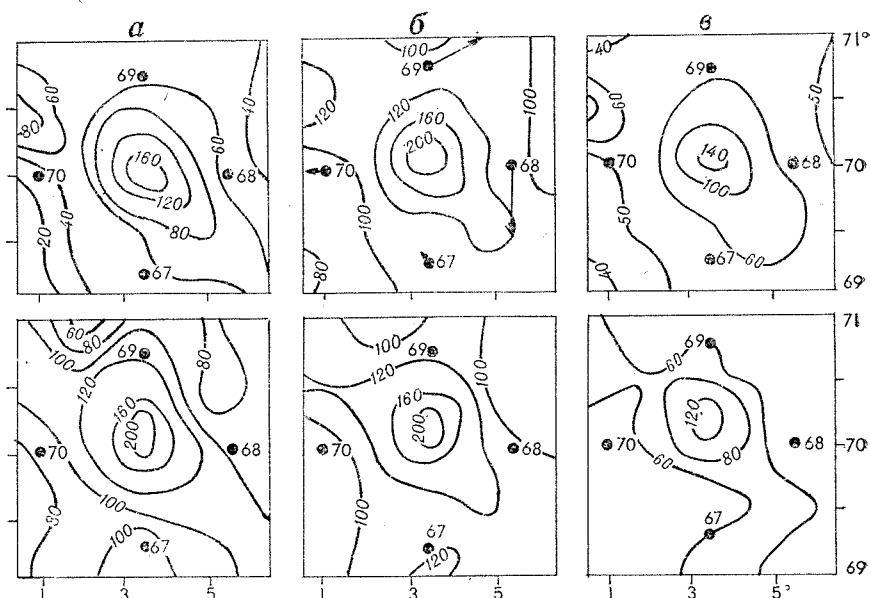


Рис. 3. Динамические высоты (усл. дин. мм) горизонтов 500 м (а), 800 м (б) и 1000 м (в) относительно 2500 м по данным съемок 12—17 июня (вверху) и 19—25 июня (внизу).

Стрелками показан средний за 15—25 июня интегральный перенос в слое 800—3000 м по данным инструментальных измерений.

Результаты двух последующих съемок, выполнявшихся 12—17 июня и 19—25 июня по сетке 5×5 станций, подтвердили сокращение размеров ядра теплых соленых вод до масштаба синоптического вихря и одновременно обнаружили усиление геострофической циркуляции в этом вихре и его смещение к северу. В распределениях температуры и солености прослеживается одно ядро теплых и соленых вод, концентрирующееся в слое 1500—400 м. Пространственные контрасты температуры воды в центре ядра и на его периферии превышают 3° (1000 м), а солености— $0,15\text{‰}$ (800 м). Антициклоническая циркуляция в локальном вихре, связанном с этим ядром, сильно развита, геострофические скорости вблизи центра вихря достигают 27 см/с (рис. 3).

Дополнительные сведения об особенностях структуры вод в зоне вихря дают распределения температуры и солености по вертикали в центре вихря (табл. 1), средние по площади съемки значения температуры и солености воды и средние квадраты отклонений от них (табл. 2), распределения температуры, солености и плотности на разрезах, пересекающих центр вихря и распределения глубин залегания нулевой изотермы. Из этих данных следует, что ядро вихря расположено в слое 800—1000 м, так как на горизонте 800 м находится максимум среднего квадрата отклонения от средней температуры по площади съемки, и на горизонте 1000 м — максимум отклонений температуры и солености в центре вихря от средних по площади их значений. Распределения температуры, солености и плотности на разрезах показывают, что возмущения в полях этих характеристик, связанные с вихрем, прослеживаются до горизонтов 1200—1500 м. То же показывают распределения глубин залегания нулевой изотермы: максимальное ее заглубление, равное 1500 м, отмечено в центре вихря 16 июля, в то время как средняя глубина ее залегания составляет около 1100 м.

Таблица 1

Распределение температуры, солености и условной плотности воды
в центре вихря

Горизонт, м	3/VI 1985			16/VI 1985			23/VI 1985		
	T, °C	S, ‰	σ_t	T, °C	S, ‰	σ_t	T, °C	S, ‰	σ_t
0	5,71	35,15	27,73	5,80	35,14	27,71	6,67	35,16	27,61
10	5,69	35,15	27,73	5,79	35,15	27,72	6,67	35,15	27,61
20	5,69	35,15	27,73	5,77	35,15	27,73	6,57	35,13	27,60
30	5,68	35,15	27,74	5,41	35,15	27,77	5,54	35,13	27,74
50	5,63	35,15	27,74	5,10	35,14	27,80	5,34	35,13	27,76
75	5,44	35,15	27,77	4,94	35,14	27,83	5,10	35,13	27,79
100	5,24	35,15	27,79	4,84	35,14	27,84	4,97	35,13	27,81
150	4,96	35,15	27,82	4,76	35,14	27,85	4,87	35,13	27,82
200	4,89	35,15	27,83	4,69	35,14	27,85	4,87	35,13	27,82
250	4,78	35,15	27,84	4,66	35,14	27,85	4,77	35,13	27,83
300	4,73	35,15	27,85	4,68	35,14	27,85	4,73	35,13	27,83
400	4,58	35,14	27,86	4,52	35,13	27,86	4,58	35,13	27,85
500	4,45	35,13	27,87	4,39	35,12	27,86	4,51	35,12	27,85
600	4,34	35,15	27,88	4,14	35,10	27,88	4,38	35,11	27,86
800	3,87	35,10	27,90	3,93	35,10	27,90	3,97	35,09	27,89
1000	2,27	34,99	27,97	3,56	35,09	27,93	3,61	35,08	27,91
1200	0,32	34,90	28,03	2,91	35,03	27,94	2,17	34,98	27,97
1500	-0,44	34,91	28,08	0,00	34,91	28,06	-0,28	34,89	28,05
2000	-0,76	33,91	28,09	-0,70	34,90	28,08	-0,73	34,90	28,08
2500	-0,87	34,91	28,10	-0,87	34,90	28,10	-0,84	34,90	28,09
3000	-0,88	34,91	28,10	-0,88	34,91	28,10			

Инструментальные измерения течений в зоне круговорота выполнялись на четырех ПБС, размещенных вокруг предполагаемого центра круговорота на расстоянии около 90 миль друг от друга. Выбор места постановок ПБС был сделан на основе

Таблица 2

Средние по площади значения температуры, солёности и дисперсии температуры воды в зоне вихря

Горизонт, м	1—7/VI 1985			12—17/VI 1985			19—25/VI 1985		
	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{S}^{\text{‰}}$	$D_T [^{\circ}\text{C}]^2$	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{S}^{\text{‰}}$	$D_T [^{\circ}\text{C}]^2$	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{S}^{\text{‰}}$	$D_T [^{\circ}\text{C}]^2$
0	6,01	35,15	0,207	6,69	35,13	0,210	7,48	35,14	0,132
10	5,99	35,15	0,208	6,58	35,13	0,167	7,37	35,14	0,111
20	5,96	35,15	0,203	6,33	35,13	0,171	6,80	35,13	0,265
30	5,89	35,15	0,224	6,08	35,13	0,186	6,12	35,13	0,134
50	5,69	35,15	0,167	5,80	35,13	0,171	5,75	35,13	0,138
75	5,48	35,14	0,140	5,54	35,13	0,156	5,45	35,13	0,140
100	5,28	35,14	0,133	5,33	35,12	0,153	5,27	35,13	0,143
150	4,96	35,13	0,112	5,01	35,12	0,156	5,01	35,12	0,157
200	4,75	35,13	0,077	4,74	35,11	0,203	4,78	35,12	0,142
250	4,60	35,13	0,070	4,55	35,11	0,201	4,62	35,11	0,128
300	4,46	35,12	0,067	4,44	35,10	0,200	4,49	35,11	0,128
400	4,16	35,11	0,072	4,08	35,09	0,226	4,17	35,10	0,155
500	3,81	35,09	0,101	3,71	35,07	0,312	3,87	35,08	0,248
600	3,35	35,07	0,307	3,24	35,04	0,507	3,42	35,05	0,488
800	1,76	34,97	0,760	1,58	34,95	0,724	1,84	34,96	0,942
1000	0,16	34,91	0,305	0,24	34,90	0,558	0,47	34,91	0,825
1200	—0,36	34,91	0,032	—0,25	34,90	0,429	—0,17	34,90	0,332
1500	—0,66	34,91	0,005	—0,62	34,90	0,019	—0,60	34,90	0,017
2000	—0,85	34,91	0,001	—0,83	34,90	0,001	—0,84	34,90	0,001
2500	—0,92	34,91	0,000	—0,87	34,90	0,001	—0,90	34,90	

Таблица 3

Средние $\bar{u}$, $\bar{v}$ (см/с) и дисперсии D_u , D_v (см²/с²) составляющих скорости течений на ПБС

Горизонт, м	Станция 67				Станция 68			
	$\bar{u}$	D_u	$\bar{v}$	D_v	$\bar{u}$	D_u	$\bar{v}$	D_v
150	0,62	39,71	1,48	13,48	0,87	70,52	—4,20	183,95
400					—1,40	42,44	—7,63	132,61
800	—0,48	10,42	0,60	13,85	—0,40	36,29	—7,72	87,89
1000					0,37	9,72	—6,70	—21,78
2000	—0,43	3,054	40,24	5,35	—5,46	14,41	—0,01	2,81
3000							—7,03	6,92

Горизонт, м	Станция 69				Станция 70			
	$\bar{u}$	D_u	$\bar{v}$	D_v	$\bar{u}$	D_u	$\bar{v}$	D_v
150	9,37	37,56	4,77	51,76	—4,92	41,93	—0,21	102,86
400	11,28	24,17	3,03	57,25				
800	1,13	52,72	—4,85	66,37	—4,54	22,99	—0,83	15,38
1000	6,26	15,70	4,74	16,07				
2000	6,99	7,68	4,30	17,22	—4,27	7,84	—0,32	3,39
3000	6,90	5,28	4,11	14,60	—4,56	8,99	—0,10	4,12

сложившегося представления о крупномасштабной антициклонической циркуляции в этой области, которое подтверждалось данными майской съемки (см. рис. 1). Сведения об объеме полученных данных и о первых моментах временных рядов составляющих скорости приведены в табл. 3. Ряды измеренных скоростей течений имели длину от 408 до 66 ежечасных отсчетов.

Анализ результатов обработки измерений показал следующее. Средние за период наблюдений течения на всех четырех станциях соответствуют антициклонической циркуляции. Однако наиболее отчетливо этот факт выражен в измерениях на станциях 68 и 69, которые оказались вблизи ядра теплых соленых вод. На этих станциях векторы среднесуточных течений направлены соответственно на юг и северо-восток на всех горизонтах измерений (см. рис. 3 б). На станциях 67 и 70 измеренные течения оказались слабыми вследствие удаленности этих станций от центра вихря, а их направление изменялось, вероятно, под воздействием локального возмущения скорости.

Следует отметить однородность измеренных по вертикали течений, которая усиливается с глубиной. В конце периода наблюдений на станции 68 отмечено изменение направления течения в слое 150—1000 м на противоположное, по-видимому, также вызванное локальным возмущением, поскольку в период наблюдений на акватории над ПБС преобладал постоянный северо-восточный ветер. Достаточно устойчиво измеренные течения на северной и восточной сторонах круговорота соответствуют антициклонической циркуляции в этой области. Ранее, в июне 1979 г., в течение месяца наблюдались течения в точке 70° с. ш., 4° в. д., т. е. вблизи восточной ПБС в рассматриваемой серии наблюдений, где также преобладали устойчивые потоки юго-восточного направления на всех горизонтах измерений.

Слабые и неустойчивые течения в западной и южной частях исследуемой области подтверждают предположение о «сжатии» круговорота до размеров синоптического вихря, которое выдвинуто на основе рассмотрения полей температуры и солёности воды. Тем не менее вывод о подобной трансформации круговорота нуждался в дальнейших подтверждениях как с помощью наблюдений за распределениями температуры и солёности, так и с помощью инструментальных измерений течений.

Прежде всего необходим цикл ежесезонных наблюдений на учащенной сетке станций в области круговорота для выяснения, является ли локальный синоптический вихрь в центре области эпизодом в эволюции круговорота или перманентной структурой, которая ранее не обнаруживалась редкой сеткой океанографических станций в этой области. Следует также повторить инструментальные измерения циркуляции на кластере буйковых станций, разрешающих два пространственных масштаба циркуляции: — «внутреннего» синоптического вихря диаметром около 60 миль и крупномасштабного круговорота во всей области размером порядка 100—150 миль.

Следующим шагом в исследовании структуры вод круговорота были экспедиционные наблюдения, проведенные в период с 20 января по 6 февраля 1986 г. и включавшие две океанографические съемки области круговорота по учащенным сеткам станции с шагом 30 и 15 миль. Анализ распределений океанологических характеристик вновь показал присутствие локального вихря в центре области круговорота, но на этот раз не столь ярко выраженного, как в июне 1985 г. По данным первой съемки 20 января—4 февраля центр вихря отмечен в той же точке 70° с. ш., 3°30' в. д., что и в июне 1985 г. Ядро теплых и соленых вод, связанных с вихрем, располагалось в слое 600—1200 м, причем центр его приходился, как и ранее, на горизонт 800 м. Наиболее отчетливо проявление вихря в центре круговорота видно в распределении динамических толщин слоя 400—1000 м. Вертикальный профиль температуры и солености в центре вихря характеризуется данными табл. 4.

Таблица 4

Распределение температуры и солености в центре вихря
30 января 1986 г.

Характеристика	Горизонт, м									
	0	10	20	30	50	75	100	150	200	250
$T, ^\circ\text{C}$	4,94	4,94	4,94	4,94	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95	4,94
$S, \text{‰}$	35,14	35,14	35,14	35,14	35,14	35,14	35,13	35,14	35,14	35,14

Характеристика	Горизонт, м									
	300	400	500	600	800	1000	1200	1500	2000	2500
$T, ^\circ\text{C}$	4,90	4,74	4,44	4,35	4,01	2,20	0,09	—0,48	—0,84	—0,90
$S, \text{‰}$	35,14	35,13	35,12	35,12	35,11	34,98	34,90	34,90	34,91	34,91

Вторая океанографическая съемка, выполненная 4—6 февраля 1986 г., охватывала область локального вихря с шагом 15 миль. Ее результаты подтвердили вытянутую форму вихря и обнаружили смещение его центра к юго-западу. К северо-западу от антициклонического вихря прослеживается циклоническая циркуляция, сопровождающаяся подъемом холодных глубинных вод.

В целом результаты наблюдений в январе—феврале 1986 г. подтвердили присутствие локального вихря в центре области круговорота и одновременно обнаружили его существенное отличие от наблюдавшегося летом 1985 г. Эти отличия дают основание для предположения о значительной межсезонной эволюции вихря как по интенсивности, так и по положению и ставят новые вопросы для дальнейших исследований. Особого внимания заслуживают наблю-

дения в конце периода зимней конвекции в этом районе, которые позволят оценить доступность поверхностного ядра теплых вод в центре круговорота для обмена теплом с атмосферой над ним.

Расчеты характеристик вертикальной устойчивости вод по данным океанографических станций, выполненных во все месяцы различных лет, кроме марта, в точке 70° с. ш., 2°30' в. д. (климатический центр круговорота) показали, что в декабре—апреле в слое 0—600 м формируются прослойки вод с неустойчивой стратификацией, которые постепенно углубляются. В апреле, в частности, отмечена неустойчивая стратификация вод в слое 200—600 м, которая указывает на возможное развитие зимней конвекции, достигающей ядра теплых вод в центре круговорота.

Поступила 15/X 1986 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. Натурные исследования в Норвежской энергоактивной зоне в 1981—1985 гг.—Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, с. 5—14.
2. Алексеев Г. В., Амосов М. А., Кораблев А. А., Священников П. Н., Тимачев В. Ф. Характеристики структуры и изменчивости крупномасштабных океанологических полей Норвежского и Гренландского морей.—Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 74—82.
3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.—М.: Изд-во МО СССР, 1980.—184 с.
4. Зыков И. Д., Крон И. Г. О горизонтальной циркуляции Норвежского моря.—Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 79—84.
5. Николаев Ю. В., Алексеев Г. В., Романов А. А., Романцов В. А., Саруханян Э. И. Результаты натурных исследований в Норвежской энергоактивной зоне. Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 7, М.: изд. ВИНТИ, 1986, с. 46—72.
6. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря.—Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 84—101.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕПЛОВОГО СОСТОЯНИЯ ВОД СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

Тепловое состояние вод Северо-Европейского бассейна и, в частности, Норвежского моря исследовано довольно хорошо, о чем может свидетельствовать значительное число публикаций результатов таких исследований. Например, установлен характер фонового распределения температуры воды по многолетним данным, накопленным к 1960 г., а также некоторые тенденции долгопериодных колебаний термического режима [3—5, 7, 20, 23]. Выявлены закономерности внутригодовых изменений теплосодержания вод [18, 19, 21, 24] и геострофических переносов тепла [6, 8, 9, 21, 25] в отдельных динамически активных участках акватории. Отмечены основные крупномасштабные явления и процессы такие, как локализация в регионе Норвежской энергоактивной зоны океана (НЭАЗО) [2, 12, 13] и сток донно-глубинных вод в сопредельные акватории, которые, как полагают, оказывают влияние на климатическое состояние океана и атмосферы на значительной части северной полярной области. Большинство работ посвящено общему качественному описанию термических условий, складывающихся в отдельные годы (периоды лет) в бассейне, а также межгодовым изменением температуры воды в отдельных районах.

Характерные особенности таких исследований состоят в том, что свойства июньских полей температуры анализировались на отдельных поверхностных горизонтах, средние оценки температуры получены для тонких слоев, участков разрезов, где фиксировалось положение основных струй течений в условиях недостатка глубоководных измерений, редкой и нерегулярной сети океанографических станций в предположении небольшой изменчивости термического режима толщи вод глубже 200—500 м. Исследованиям временных колебаний температуры воды уделялось гораздо больше внимания, чем изучению пространственной структуры теплосостояния, возможно, из-за очевидных трудностей диагноза сильно меняющихся температурных полей на разных горизонтах.

Поэтому считалось, что температурное поле бассейна, разделенное зоной конвергенции полярных и атлантических вод на западную (холодную) и восточную (теплую) части отличается относительной однородностью в меридиональном отношении с постепенным уменьшением интенсивности на западе с севера на юг, а на востоке, наоборот, с юга на север. Эта особенность теплосостояния вод объяснялась преобладающей адвекцией полярных вод на юг, а атлантических — на север.

Естественно, что использование ориентировочных или локальных оценок, традиционных описаний температурных условий, складывающихся на поверхности, пренебрегая при этом процессами в промежуточных слоях, не позволяет достаточно полно представить реальную структуру теплосостояния всей толщи вод, дать надежную интегральную оценку его параметров в масштабах всего бассейна, получить репрезентативные данные о годовом ходе, приблизиться к пониманию условий формирования межгодовых и многолетних различий, наконец, аномальных явлений в тепловом режиме вод. Достаточно сослаться на сложившееся мнение о том, что в этом районе океана отсутствуют выраженные тренды температуры воды, а многообразие форм ее изменчивости даже приблизительно невозможно представить в виде ограниченного числа составляющих колебаний.

При реализации натурных программ «ПОЛЭКС-Север» и «Разрезы» по изучению Северо-Европейского бассейна особое внимание уделяется установлению реальной пространственной и временной структуры теплосостояния в области крупных и средних масштабов, оценке условий и механизмов, обуславливающих появление устойчивых аномалий (длительных тенденций), определяющих направленность фоновых изменений тепла в океане, установлению нормального годового хода термодинамических процессов как основы для выявления сезонных и межгодовых особенностей в тепловом режиме бассейна. Такое внимание объясняется наличием связи между термическими аномалиями как главного термоклина океана, так и глубинных вод с источниками нагревания в атмосфере. Именно поэтому изменчивость накопления и расхода запасов океанического тепла приводит, вероятно, к флуктуациям климата всей северной полярной области.

На современном этапе исследований получить репрезентативные интегральные оценки теплосодержания вод и на их основе последовательно и в полной мере воспроизвести годовой ход теплового состояния Северо-Европейского бассейна не представляется возможным из-за недостатка необходимых материалов наблюдений. Имеющаяся для всего бассейна информация позволяет дать описание колебаний теплосодержания вод во времени только в пределах весенне-летнего сезона. Единственная попытка представить сезонную эволюцию теплосодержания вод Норвежского и Гренландского морей в границах 61—78° с. ш. (исключая район, занятый дрейфующим льдом) в слоях 0—200 м и 0—2000 м от весны к лету принята в работе [19]. В ней была выявлена временная изменчивость теплового фона бассейна и получены характеристики закономерности развития физических процессов, контролирующих накопление и расход тепла от апреля к июню 1976 г.

В результате авторами были сделаны следующие основные выводы.

1. Монотонно возрастающий вид кривых изменения теплосодержания вод свидетельствует о преобладании для исследуемого региона в данный период физических процессов, приводящих к на-

коплению в океане тепла, поступающего в бассейн от внешних источников, что является главной особенностью теплового режима вод в это время года. Наиболее быстрое увеличение теплосодержания вод отмечается в поверхностном слое из-за возрастания роли притока солнечной радиации в формировании температуры поверхности океана от весны к лету, усиления адвекции атлантических вод в этот период и ослабления теплообмена на границе с атмосферой. Наименьшая скорость теплонакопления, наблюдаемая в глубинных слоях, является следствием активизации на горизонтах между 1500 и 2000 м адвекции холода, которая на западе моря имеет южную, а на востоке — северную составляющую движения.

2. Верхний слой воды 200 м аккумулирует основной запас тепла, количество которого составляет около 73—78 % в апреле, мае и июне от всей величины теплонакопления в слое 0—2000 м. Отмечаемое в весенне-летний период преобладание физических процессов, приводящих к поступлению в бассейн тепла от внешних источников, происходит на фоне заметного повышения роли поверхностного слоя в формировании общего теплового запаса моря. Величина теплосодержания этого слоя является репрезентативным показателем термодинамических процессов и их изменений для толщи вод от поверхности до горизонта 2000 м и до дна [19].

В работе [18] эти выводы нашли подтверждение и развитие на материалах наблюдений 1979 г. Также было отмечено, что знак и величина аномалии теплосодержания поверхностного слоя, слоев 0—2000 м, 0 м — дно имеют тенденцию сохраняться в течение всего сезона. Удалось показать, что в слое 2000 м — дно, условно характеризующем придонные воды Норвежской и Лофотенской котловин, изменения термического состояния вод невелики по сравнению с вышележащими слоями, но эти изменения реально существуют.

Таким образом, недостаток данных в Гренландском море не дает возможности отобразить полную картину накопления и расхода тепла внутри годового периода для всего Северо-Европейского бассейна, а позволяет ограничиться лишь некоторыми фрагментами. Непосредственно для Норвежского моря можно попытаться реконструировать внутригодовую изменчивость теплового фона по среднемесячным значениям, используя с этой целью измерения отдельных лет, естественно, без учета межгодовых различий.

В данной работе описание крупномасштабной эволюции теплового поля Норвежского моря во времени выполнено с использованием результатов океанографических съемок бассейна (или его частей), проведенных в 1974—1987 гг. Основой для расчетов послужили результаты квазисинхронных океанографических съемок, выполненные на регулярной сетке станций и в короткие (месяц, две недели) сроки. По данным таких съемок определены достаточно точные интегральные оценки теплосодержания в различных слоях водной толщи от поверхности до дна, отнесенные на середину периода наблюдений в отдельные сезоны. Расчеты по данным

1974—1984 гг. осуществлялись по методике, изложенной в работе [19], а некоторые результаты анализа приведены в работах [13—15].

Вычисления осуществлялись для различных слоев в трех вариантах: 1) 0—200 м, 0—2000 м; 2) 0—200 м, 0 м — дно, 2000 м — дно; 3) 0—200 м, 0 м — глубина изотермы 0 °С, глубина изотермы 0 °С — дно. Принятое деление океана на слои является условным и отражает лишь необходимость решения поставленных задач и получение характеристик теплового фона в основных структурных зонах и в целом по бассейну. Вероятно, более представительное распределение тепла по вертикали можно выявить, оценив содержание тепла (холода) во всех естественных слоях согласно плотностной стратификации и соответствующему распределению водных масс. Однако многослойность структуры вод и несовпадение вертикальных границ распространения водных масс на западе и на востоке бассейна из-за наличия полярной фронтальной зоны ухудшают возможности эффективной интерпретации таких оценок, а поэтому их получение менее оправдано, по крайней мере, на современном этапе исследований.

При выборе названных слоев учитывались следующие обстоятельства. Сезонная изменчивость температуры воды в зоне Норвежского течения по данным Х. Мосби глубже 300 м отсутствует [12]. Для западной части бассейна, где распространяются полярные (арктические) воды, нижняя граница сезонных колебаний находится на 100—150 м выше. Поэтому в среднем по бассейну за толщину деятельного слоя можно условно принять слой 0—200 м, который в зимний период будет приблизительно соответствовать квазиоднородному слою, тепло которого непосредственно отдается в атмосферу. Изменение теплосодержания в слое 0—200 м часто используется в качестве оценки компонента уравнения теплового баланса.

Оценка теплосодержания в слое от поверхности до дна определяет общее количество тепла, накопленного в бассейне. В случаях, когда наблюдения не достигали дна, например, в 1976, 1979, 1981 гг. за общее количество тепла принималась оценка, полученная для слоя 0—2000 м (т. е. без учета содержания холода в глубоководных котловинах бассейна). Теплосодержание слоя 2000 м — дно фактически характеризует количество холода в Норвежской и Лофотенской котловинах, где температура воды всегда отрицательна. Оценки термического состояния вод в слоях от поверхности до глубины нулевой изотермы и от глубины нулевой изотермы до дна определяют полное (относительно 0 °С) количество тепла и холода в бассейне. По найденным значениям тепла (холода), аккумулированного водой исследуемой области, можно проследить динамику термического состояния вод во времени.

Характер внутригодовой эволюции теплового состояния Норвежского моря представлена на рис. 1 [13]. В основном использовались месячные оценки теплосодержания вод в различных слоях по результатам измерений, проведенным в отдельные сезоны периода с 1974 по 1983 гг. (см. рис. 1 а) и 1976—1984 гг. (см. рис. 1 б),

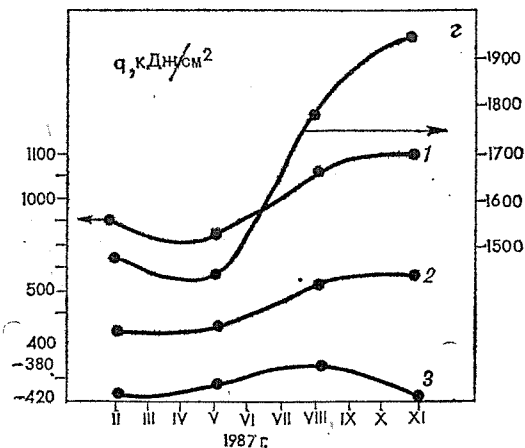
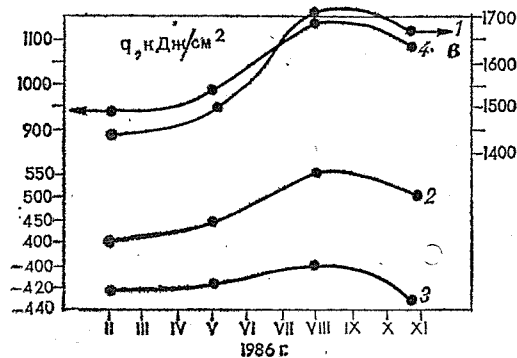
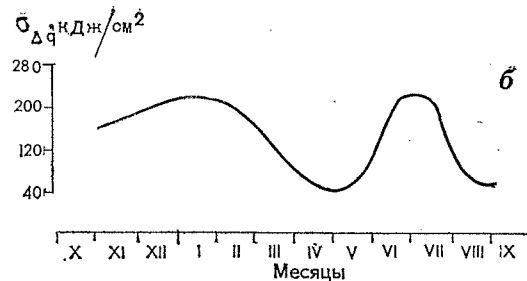
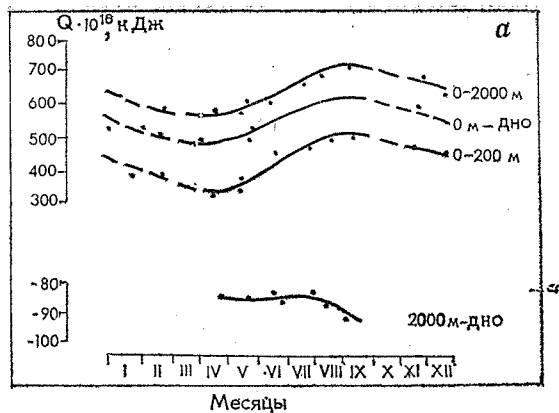


Рис. 1. Среднеголетний годовой ход теплосодержания воды [13] (а), среднее квадратическое отклонение изменения теплосодержания слоя 0—200 м в пространстве (б), сезонные изменения теплосодержания в 1986 (в) и 1987 гг. (з):

1 — слой от поверхности до изотермы 0°; 2 — слой 0—200 м; 3 — слой от изотермы 0° до дна; 4 — максимальное

поэтому обобщающие кривые имеют сглаженный вид. На рис. 1 *a* вследствие отсутствия данных в октябре, январе и марте оценки тепла в эти месяцы получены путем интерполяций по данным смежных месяцев. Построение кривой изменения хода в слое 2000 м — дно оказалось возможным только для периода апрель-сентябрь также из-за отсутствия данных в осенне-зимний период.

Полученные кривые сглажены и представляются несколько идеализированными, поскольку построены по данным различных лет без учета реального вклада межгодовой и многолетней изменчивости. На них не отразилась асимметричность весенне-летнего прогрева и особенности формирования теплового состояния, свойственные конкретному году, о которой ориентировочно можно судить по рис. 1 *в, г*.

Фактический годовой ход теплового поля бассейна объективно, возможно, будет отличаться от изображенного большей сложностью. Тем не менее такой осредненный вид функции сезонного накопления и расхода тепла может быть полезен и использован в исследованиях на уровне фоновых оценок в качестве первого приближения нормального годового хода.

Особенности кривых рис. 1 *a* свидетельствуют о наличии в слоях 0—200 м, 0—2000 м, 0 м — дно внутри годового цикла накопления и расхода тепла одного максимума и одного минимума. Максимум теплосодержания в поверхностном слое наблюдается в конце августа-начале сентября, а для остальных слоев — в сентябре и составляет 530×10^{16} кДж для слоя 0—200 м, 720×10^{16} кДж для слоя 0—2000 м и 640×10^{16} кДж для всей толщи бассейна. Минимум, вероятно, отмечается в марте-апреле и соответствует оценкам на уровне 360×10^{16} кДж (слой 0—200 м), 490×10^{16} кДж (слой 0 м — дно), 660×10^{16} кДж (слой 0—2000 м) [13, 14].

Результаты исследований по району судна погоды «М» за многолетний период, проведенные Е. И. Серяковым [21], позволили выявить годовую волну в формировании теплосодержания поверхностного слоя с максимумом в июле-сентябре и минимумом в марте-апреле. В работе [23] приводятся осредненные по пятиградусным квадратам за многолетний период типовые кривые сезонного изменения поверхностной температуры воды, которые также характеризуются наличием одного максимума в конце августа и одного минимума в марте-апреле. Характер изменения теплосодержания в периоды с октября 1983 г. по ноябрь 1984 г. [14] и в 1986, 1987 гг. (см. рис. 1 *в, г*) неплохо согласуется с рис. 1 *a*.

Таким образом, правомерность сделанного вывода о близости хода кривых рис. 1 *a* нормальному годовому ходу теплосодержания подтверждается результатами предыдущих исследований и независимыми данными. Летний максимум теплового состояния вод формируется под влиянием высоких значений радиационного баланса водной поверхности в условиях роста горизонтальной адвекции тепла в океане и следует за моментом наступления минимума в сезонном ходе турбулентных потоков тепла на границе раздела вода — воздух, который имеет место в июле — августе. Зимний

минимум теплосодержания вод формируется в условиях отрицательного радиационного баланса водной поверхности, падения интенсивности океанической адвекции и наступает с запаздыванием относительно максимума в потоке тепла из океана в атмосферу, который отмечается в январе-феврале.

Количественное определение вклада каждого из главных факторов (радиационный баланс, адвекция тепла в океане, теплообмен с атмосферой) в крупномасштабную эволюцию теплосодержания вод в настоящее время вряд ли возможно из-за сложности вычисления основных компонент теплового баланса на больших акваториях океана. Можно полагать, что в данном районе, несмотря на интенсивную динамику вод, сезонная изменчивость системы течений не приводит к тем эффектам в колебании теплосодержания вод деятельного слоя, которые имеют место внутри годового периода. Например, полугодовая волна, хорошо заметная в основных струях течений в Фареро-Шетландском проливе [24] и на полярной фронтальной зоне, не находит отражения на рис. 1 а. В то же время наблюдается достаточно четкое чередование экстремальных фаз теплового состояния деятельного слоя и теплообмена с атмосферой, что, вероятно, свидетельствует об их достаточно тесной зависимости. Поэтому, скорее всего, годовой ход теплосодержания вод слоя 0—200 м в большей степени контролируется потоком тепла через свободную поверхность, чем другими факторами, хотя и они играют важную роль. Фоновый запас тепла, его распределение и локализация термических аномалий обусловлены общей циркуляцией вод.

Некоторое подтверждение преобладающего влияния процессов взаимодействия океана с атмосферой на изменчивость теплосодержания вод в верхнем слое можно найти в работе [22]. Было установлено, что минимум теплосодержания в центральной части моря, отмеченный 25—26 февраля 1982 г., следовал за максимумом теплоотдачи в атмосферу, который наблюдался ранее. Последующее увеличение теплосодержания вод происходило на фоне ослабления процесса теплоотдачи и роста радиационного баланса. Глубже главного термоклина тепловое состояние вод определяется океанической адвекцией.

Внутригодовая амплитуда общего количества тепла для слоя 0—200 м составляет приблизительно 170×10^{16} кДж, для слоя 0—2000 м — 155×10^{16} кДж и для слоя 0 м — дно — 70×10^{16} кДж. Амплитуда теплосодержания вод в слое 0—200 м, который условно принят за деятельный слой бассейна, составляет приблизительно 135—150 кДж/см². Приведенная оценка, несмотря на ее ориентировочный характер, представляется важным показателем климата океана в районе Норвежской энергоактивной зоны, поскольку косвенно характеризует в крупномасштабном плане поток энергии от средних широт к высоким, а также интенсивность взаимодействия системы океан — атмосфера. Значение 135—150 кДж/см² соответствует средней теплопередаче в 75—83 Вт/м² с поверхности океана в течение холодного периода с октября по апрель. Это значение

является нижним пределом теплоотдачи океана в атмосферу, поскольку оно получено без учета адвекции тепла течениями [12].

Очевидно, что тепловой поток в атмосферу в холодный сезон осуществляется в основном с части акватории, занятой атлантической водной массой. Амплитуда сезонной изменчивости температуры на поверхности этих вод выше на 15—20 %, чем у вод полярного происхождения. Поэтому, вероятно, можно принять за нижний предел теплоотдачи атлантических вод Норвежского моря в атмосферу значение около 90—100 Вт/м². Действительно, согласно данным работы [14] поле теплоотдачи в Норвежском море, осредненное за четыре месяца с октября 1983 г. по февраль 1984 г., для атлантических вод характеризуется значениями, превышающими 100 Вт/м². По направлению к фронтальной зоне поток тепла из океана уменьшается, а в полярных водах знак теплопередачи изменяется на обратный, т. е. происходит поступление тепла из атмосферы в океан. Во всей толще вод общие закономерности годового хода теплосодержания в слое 0—200 м в полной мере сохраняются.

Относительный вклад тепла слоя 0—200 м в интегральную величину теплосодержания (от поверхности до глубины нулевой изотермы) для летнего периода составил 0,57—0,60, для осенне-зимнего — 0,56—0,50. Следовательно, в осенне-зимних условиях интенсивной теплоотдачи из океана и почти полного прекращения поступления солнечной радиации, когда сезонный термоклин под воздействием конвективно-турбулентного перемешивания оказывается разрушенным и происходит углубление нижней границы квазиоднородного слоя, роль деятельного слоя в формировании теплового состояния бассейна ниже, чем в летне-осенний период, когда развитый термоклин препятствует распространению тепла вглубь. Тем не менее величина теплосодержания вод внутри этого слоя остается показательной характеристикой для интегрального описания термодинамических процессов и их изменений в среднем для всей толщи вод.

Среднеквадратическое отклонение пространственных изменений теплосодержания поверхностного слоя испытывает выраженный годовой ход. Отмечаются два максимума (в январе, июне-июле) и два минимума (в апреле-мае, августе-сентябре) неоднородности распределения тепла (см. рис. 1б).

Для температурного режима вод в более тонких слоях и на отдельных горизонтах (по крайней мере, в области распространения атлантической водной массы) свойственны определенные индивидуальные особенности. В работе [24] указывается, что в Фареро-Шетландском проливе максимум теплосодержания по мере углубления на подповерхностные горизонты постепенно затухает и смещается на более поздние сроки (октябрь-ноябрь), на горизонтах 300, 400, 600 м и в слоях 400—800 м, 0—800 м отмечаются два максимума и два минимума как проявление полугодовой волны, и до 800 м возрастает амплитуда внутригодовых колебаний.

Запаздывание в наступлении максимума температуры на глубинах по отношению к поверхности отмечается повсеместно как

в атлантических, так и полярных водах также в соответствии с данными работы [23]. Из этой же работы следует, что наличие двух максимумов в температуре слоя 200—500 м, по крайней мере, вблизи Фареро-Шетландского пролива, также для стрежня прибрежной (восточной) ветви Норвежского течения и его северо-западного ответвления является перманентной чертой теплового состояния вод в долгопериодном плане. Однозначность внутригодовой эволюции теплосодержания для всех выбранных слоев скорее свидетельствует о том, что интегральные качества оценок теплосодержания и доминирующий вклад тепла поверхностных вод в общее количество тепла, сосредоточенного в бассейне, подавляют проявление отличительных особенностей внутригодовых колебаний в более тонких слоях и на отдельных горизонтах, но никак не об их отсутствии.

Сезонные изменения содержания холода на глубинах свыше 2000 м (в Норвежской и Лофотенской котловинах) реально существуют [18], но они на порядок меньше, чем изменения в теплосодержании вод. Количество холода изменяется от 84×10^{16} кДж в апреле до 92×10^{16} кДж в сентябре, что соответствует изменению содержания холода на 19 кДж/см² за период пять месяцев.

Из-за недостатка данных сделать какие-либо определенные выводы о закономерностях временных вариаций в содержании холода в придонных слоях не представляется возможным. Количество холода может претерпевать более сложный временной ход, чем количество тепла. Можно предположить, что уменьшение количества холода весной и рост охлаждения придонных вод к осени по имеющимся данным, вероятно, может находиться в противоречии с соответствующим изменением теплосодержания других различных слоев бассейна. Например, от августа к сентябрю 1982 г., увеличение теплосодержания осуществлялось на фоне роста содержания холода в придонном слое, причем среднемесячный прирост содержания холода составлял 12 кДж/см² и значительно превышал аналогичную оценку для теплосодержания (в 5—6 раз для слоя 0—200 м и в 2 раза для слоя 0—2000 м). С другой стороны, из-за приведения глубин оценки количества холода получены с меньшей достоверностью, чем оценки количества тепла. Поэтому установление истинного характера колебаний холода в донной водной массе необходимо выполнить на независимом материале.

Термическое состояние вод, расположенных в абиссальных впадинах, даже в пределах нескольких месяцев не остается стабильным, а подвержено вполне определенным изменениям, которые влияют на тепловой режим вышележащих слоев. Колебания температуры воды на горизонтах ниже 2000 м внутри сезона вряд ли возможны за счет притока тепла сверху из вышележащих слоев. Более вероятная причина изменения температуры вод на больших глубинах заключается в пульсирующем характере движения донных вод: порция охлажденных вод приводит к понижению температуры за счет теплообмена с окружающими водами, а ее отсутствие — к повышению. Фактический слой глубинных и донных

вод с отрицательной температурой имеет среднюю вертикальную мощность 1400—2000 м и составляет более 80 % от объема вод бассейна. Поэтому вполне реальной является довольно значительная амплитуда колебаний теплосодержания вод, расположенных ниже главного термоклина. Естественно предположить, что термические условия, складывающиеся на глубинах, играют заметную роль в тепловом режиме всего бассейна, формируя часть его сезонной и многолетней изменчивости [18].

Подтверждением выводов о характере временного изменения теплосодержания вод в период осенне-зимнего охлаждения океана является работа [14]. Месячные оценки, полученные по результатам пяти последовательных океанографических съемок бассейна с октября 1983 г. по март 1984 г. (за пределами экономической зоны Исландии), отражают фактическое изменение теплосодержания вод (его расход) в данный сезон конкретного периода и по абсолютной величине не сравнимы с оценками, приведенными на рис. 1 а из-за разной площади акватории, принятой для осреднения.

Закономерность изменения тепла в слоях 0—200 м от поверхности до глубины нулевой изотермы и холода в слое от глубины нулевой изотермы до дна свидетельствует, что падение теплосодержания вод с октября по февраль и рост содержания холода с октября по март происходит достаточно монотонно, отражая влияние процессов, приводящих к расходу тепла. От февраля к марту темп уменьшения теплосодержания резко сократился и наметилась тенденция к его увеличению, что дает основание предположить, что минимум в сезонной эволюции общего количества тепла и теплового состояния в слое 0—200 м наблюдался в марте. Триращение количества холода к концу периода наблюдений существенно не изменилось, поэтому можно считать, что момент наступления максимума в содержании холода в донно-глубинных водах смещается на более поздние сроки. Уменьшение теплосодержания за осенне-зимний сезон составило 113 кДж/см^2 (слой 0—200 м) и 78 кДж/см^2 (суммарный запас тепла). Охлаждение поверхностного слоя бассейна от осени к зиме вызвано в основном сильной теплоотдачей в атмосферу, причем потери тепла в значительной степени восполняются за счет притока теплых вод из Атлантического океана. Удовлетворительная согласованность полей теплоотдачи и теплосодержания вод, осредненных за четыре месяца [14], является следствием существования океанического источника нагревания атмосферы в данный сезон, о чем предполагалось в работе [11].

Пространственная структура теплосодержания для различных сезонов отдельных лет представлена и проанализирована в работах [1, 13—16, 18]. Использование информации в узлах географической сетки позволило надежно и однозначно установить реальную структуру распределения тепла в области мезомасштабов (около 100 км) и открыло положительные аспекты во взглядах на природу механизмы изменчивости теплового режима вод. В поверхност-

ном слое основная особенность теплосодержания заключается в достаточно гладком и квазимеридиональном характере распределения изолиний и относительно однородном поле тепла на акватории Северо-Европейского бассейна как для полярной, так и для атлантической водных масс. Некоторые отклонения от этой картины обусловлены концентрацией изолиний в центральной части акватории, где локализуется главная полярная фронтальная зона, и эпизодическими возмущениями температуры за счет проявления следов или кратковременного воздействия синоптических вихрей с теплым или холодным ядром на термическую структуру вод.

По мере увеличения толщины слоя вод, по которому выполняются вычисления, начиная заметно проявляться пространственная неоднородность в распределении тепла, достигающая наиболее резких форм в слоях 500—800 м, и от водной поверхности до глубин нахождения нулевой изотермы, а также выраженная в слоях например, 0 м — дно, 0—2000 м и других. Данные всех других измерений однозначно свидетельствуют о существовании в Северо-Европейском бассейне вообще, а в Норвежском море, в частности квазистационарных термических структур с теплым и холодным ядром, которые ранее в работе [18] были выявлены в весенний период и получили название очагов тепла и холода. Позже в работе [16] очаги тепла (холода) были подтверждены для летне-осеннего а в работе [14] — зимнего периода. Среднегодовое поле тепло содержания на рис. 2 также подтверждает, что справа, к востоку от полярной фронтальной зоны, которая совпадает с областью сгущения изотерм, наблюдаются, вероятно, не менее пяти-шести замкнутых термических образований с теплым ядром, которые расположены вблизи Фареро-Шетландского пролива, на 65° с. ш. 5° в. д.; 70° с. ш., 5° в. д.; 70° с. ш., $12,5^{\circ}$ в. д.; 75° с. ш., $12,5^{\circ}$ в. д. в проливе Фрама и, возможно, на континентальном склоне Гренландии. На существовании теплой аномалии в этом районе указывают наблюдения 1974 г. (зима), 1976 г. (весна), 1983 г. (лето). К западу (слева от полярной фронтальной зоны) локализуется, вероятно, не менее трех холодных аномалий с центрами приблизительно на 68° с. ш., 5° з. д.; 69° с. ш., 10° з. д.; 75° с. ш., 0°

Отмеченные пространственные особенности сохраняются во все сезоны с достаточной устойчивостью и, таким образом, характеризуются квазистационарностью. Временной масштаб осреднения данных, по которым рассчитано поле теплосодержания в диапазоне от двух недель до трех-четырех месяцев, сезонные и межгодовые перестройки в термическом состоянии Северо-Европейского бассейна сильно не отражаются на идентификации многолетней структуры теплового поля. Основные неоднородности удовлетворительно выделяются даже по данным несинхронных океанографических съемок. При принятой пространственной дискретности измерений в 100 км хуже выявляются очаги, поперечный размер которых близок к шагу сетки наблюдения. К ним относятся в Гренландском море очаги холода вблизи пролива Фрама и очаги тепла — на восток моря, а в Норвежском море — очаг тепла в Фареро-Шетландском

проливе. Следовательно, термические неоднородности с теплым и холодным ядром характеризуются климатическим временным масштабом и являются неотъемлемой частью структуры теплового состояния бассейна.

Первое указание на существование крупных температурных неоднородностей было получено в работе [19], когда в апреле—июне 1976 г. было прослежено мощное ядро теплых атлантических

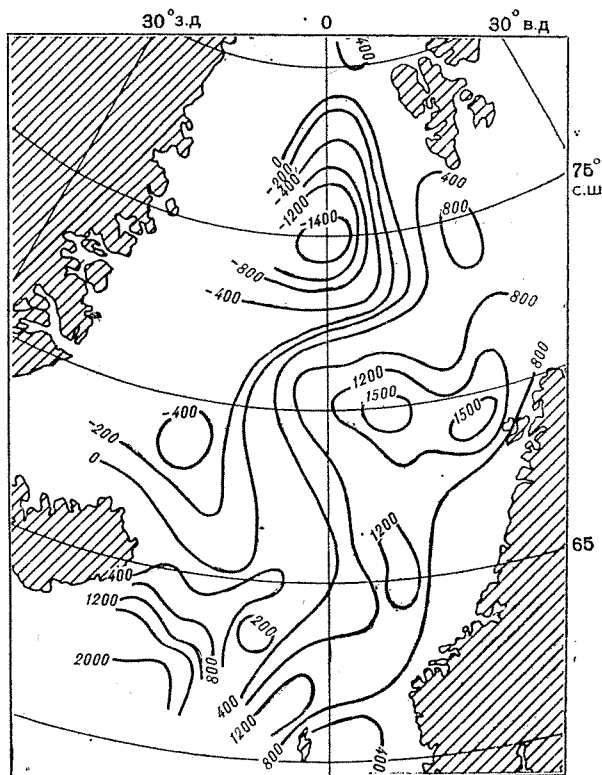


Рис. 2. Среднегодовое распределение тепло-
содержания в слое 0 м — дно (кДж/см^2).

вод на севере Норвежского моря. Гипотеза о существовании в Норвежском море в весенне-летний период 1979 г. почти симметричной системы из очагов тепла и холода изложена в работе [18]. Очаги тепла и холода имеют характерные пространственные размеры около 150—200 км, но несмотря на относительно небольшой масштаб, они создают вклад до 30—40 % в содержание тепла и холода в Северо-Европейском бассейне, влияя на термические условия в глубинных слоях ниже главного термоклина. Очаги чаще всего не прослеживаются в поверхностных слоях и более отчетливо

проявляются на промежуточных горизонтах 500—800 м, что свидетельствует о сложном нелинейном характере их строения и важной роли глубинных процессов в образовании термических неоднородностей. Положение очагов в бассейне неплохо идентифицируется положением изотермы 0° или изопикн 27, 95—28.00 усл. ед.

Как указывалось в работах [14—16, 18], характер локализации термических образований соответствует существующей системе установившейся циркуляции. Очаги тепла обусловлены продвижением атлантических вод, а очаги холода — полярных, причем для всех образований обнаруживается тесная связь с неоднородностями рельефа дна, материковым склоном, а также с фронтальными зонами, в области которых сосредоточено самое сильное движение вод в бассейне. Сложное влияние донной топографии на локализацию аномалий приводит к нелинейному характеру распределения их интенсивности в меридиональном направлении. Поэтому наиболее крупные очаги тепла расположены не в Фареро-Шетландском проливе, а очаги холода не в проливе Фрама, а в центре бассейна в Лофотенской и Гренландской котловинах.

Адвективное происхождение термических образований находит подтверждение в результатах расчетов течений с помощью модели Саркисяна, описанных в работах [14—17], а также инструментальными измерениями течений 1978, 1979 и 1985 гг., которые свидетельствуют о том, что очаги тепла (холода) являются следствием существования квазистационарных циркуляций — вихрей антициклонического (и циклонического) типа, обладающих большим вертикальным развитием.

Величина межгодовой миграции самого крупного теплого очага Северо-Европейского бассейна, расположенного в Лофотенской котловине на 70° с. ш., 5° в. д, который характеризуется максимальными размерами на горизонте 800 м в 400—450 км, по данным десяти съемок бассейна в 1983—1984 гг. не превышает 50—60 миль, т. е. шага сетки измерений. Однако преобразования в ядре могут привести к формированию вдвое большей аномалии, занимающей весь север Норвежского моря от $2,5^{\circ}$ з. д. до $12,5$ — 13° в. д. Очаги показательно для деятельности струй течений, наиболее крупные из них репрезентативны при описании теплового состояния Северо-Европейского бассейна (см. рис. 1 в, г), они оказывают влияние на теплообмен с атмосферой при временных масштабах не менее сезона [14]. Проблема изучения очагов важна с точки зрения организации мониторинга климата океана.

Для исследования основных особенностей межгодовых колебаний теплового состояния вод получены оценки теплосодержания в июне 1976—1986 гг., их аномалии и меры изменчивости. Диагноз и объяснение межгодовых вариаций интегральных оценок теплосодержания вод выполнены на основе сведений по очаговой структуре теплосодержания, его нормальному годовому ходу с привлечением данных по водообмену и фронтальной зоне.

Информационной основой для проведения исследования послужили поля теплосодержания в слоях 0—200 м (Q_d) и от поверх-

ности до глубины залегания изотермы 0° (Q_Σ), которые были подготовлены по материалам июньских океанографических съемок Норвежского моря (в границах $61-70^\circ$ с. ш.), выполненных на научно-исследовательских судах ААНИИ и ПИНРО в 1976—1986 гг. Недостаток данных глубже 1000 м не позволил дать подобные оценки для донной и глубинной водных масс.

Оценки Q_d и Q_Σ определяют теплосодержание деятельного слоя и полное количество тепла на акватории моря и поэтому являются важными характеристиками климата океана или климатически значащими параметрами. Использование этих параметров помогает выявить общие фоновые различия в количестве тепла от года к году, временную структуру этих изменений, а также генеральные тенденции в многолетнем ходе. Колебания аномалий среднего теплосодержания вод в указанных слоях, а также их дисперсии представлены на рис. 3.

Межгодовые изменения аномалий теплосодержания поверхностного слоя имеют характер полициклического процесса без явного выражения какого-либо тренда или тенденции к росту или уменьшению. Относительно данного ряда (Q_d) можно оценить 1976, 1977, 1980, 1982 и 1986 гг. как теплые, а 1978, 1979, 1981, 1983—1985 гг. как холодные. Хорошо видно, что преобладающая квазипериодичность имеет временной масштаб около двух лет. Межгодовая амплитуда ($A_{\Delta Q_d}^M$) равна 35 кДж/см^2 , а ее среднеквадратическое отклонение — 11 кДж/см^2 .

Сезонная амплитуда (для 1974—1984 гг.) $A_{Q_d}^c = 135$ — 150 кДж/см^2 . Следовательно, в целом для моря отношение

$$A_{\Delta Q_d}^M / A_{Q_d}^c = 0,26 - 0,23.$$

Межгодовые вариации аномалии полного теплосодержания (см. рис. 3 б) по своему виду явно отличаются от изменений ΔQ_d . Амплитуды двухлетних колебаний меньше и они не играют такой определяющей роли в общей изменчивости тепла от года к году, как это следует из рис. 3 а, хотя и заметны. Теплыми являются 1976, 1977, 1979 и 1986 гг. Амплитуда полного теплосодержания составляет 122 кДж/см^2 , а ее среднеквадратическое отклонение — 41 кДж/см^2 . Весь исследуемый период легко разделить на два интервала времени: 1976—1983 гг. и 1983—1986 гг., когда отмечались противоположенные тенденции теплового фона. В первом случае — похолодание, а во втором — потепление. В отдельные годы имеет место противоположный ход теплосодержания ΔQ_d и ΔQ_Σ . За счет существования более длительной периодичности в рядах ΔQ и в отдельные годы — противофазности двухлетних колебаний ΔQ_d и ΔQ_Σ тепловой фон ΔQ_Σ в 1978, 1979 гг. близок к норме или повышен (в слое 0—200 м — ΔQ_d понижен); в 1980 и 1982 гг. тепловой фон ΔQ_Σ понижен или близок к норме (в слое 0—200 м — повышен). Причем в отдельные годы близкие к норме величины ΔQ_Σ могут

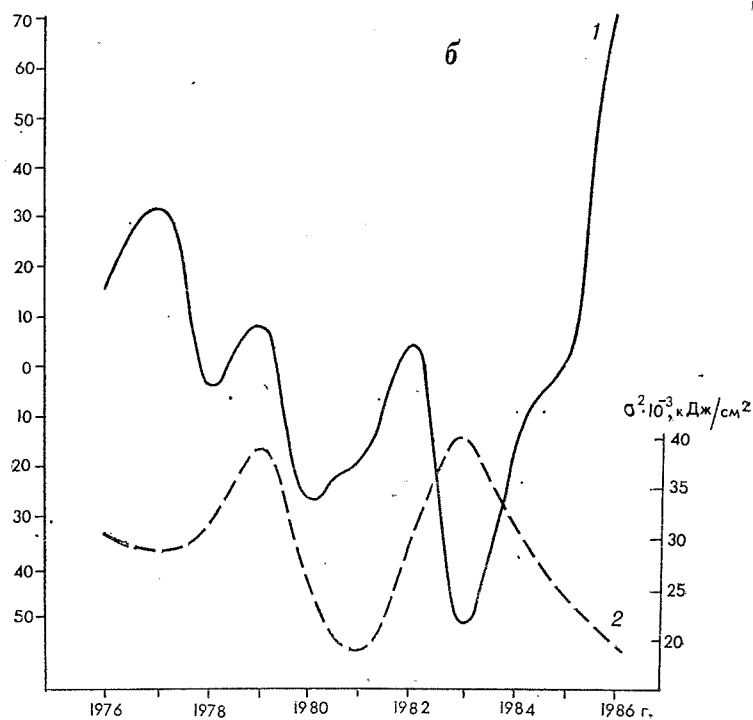
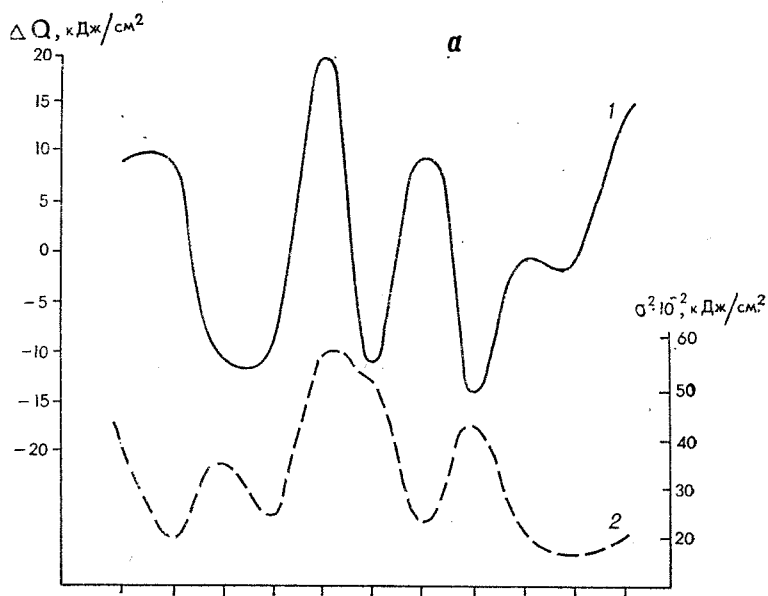


Рис. 3. Колебания аномалий теплосодержания слоя 0—200 м (а), полного теплосодержания (б) в июне 1976—1986 гг.

1 — аномалии; 2 — дисперсии.

наблюдаться как при отрицательных аномалиях ΔQ_d (1978 г.), так и при положительных ΔQ_d (1982 г.).

Следовательно, в масштабе межгодовых колебаний тепловое состояние слоя 0—200 м как интегрального показателя термодинамических процессов не показательно для описания главного термоклина, тем более всего объема вод. Как указывалось выше, в сезонном ходе (особенно в весенне-летний период) величина тепла и изменений в слое 0—200 м полностью репрезентативна для толщи вод от поверхности до горизонта 2000 м [18]. Следовательно, роль поверхностного слоя при формировании сезонных и межгодовых особенностей теплового режима Норвежского моря существенно различается. При изучении межгодовых вариаций, а тем более многолетних, важная роль в формировании фоновых запасов тепла (теплового потенциала вод) принадлежит состоянию глубинных или даже донно-глубинных вод.

Недостаточная длина реализации не позволяет использовать для строгого выделения преобладающей периодичности изменений теплосодержания с помощью спектрального анализа. Для подтверждения выводов о важной роли квазидвухлетних колебаний в формировании температуры деятельного слоя приведем результаты расчета спектров изотерм в интервале 5—2° по месячным данным за 28 лет в районе судна погоды «М», выполненные В. Т. Жевноватым. Согласно расчету основная энергия колебаний сосредоточена в области периодов двух лет и двух-трех месяцев. Хорошо известно, что теплосодержание вод в первую очередь зависит от толщины слоя и колебаний его границ, и в меньшей степени — от температуры воды [12]. Колебания изотерм и приводят к уменьшению или утолщению слоев воды за счет динамических причин. Поэтому приведенные оценки можно распространить на теплосодержание вод на всей акватории моря.

В работе [23] было показано, что отличительной особенностью многолетних изменений температуры воды (и их аномалий) в Норвежском море является наличие отчетливых квазициклических колебаний длительностью около 15 лет (более строго от 10 до 20 лет). Эта закономерность проявляется на фоне квазивековых колебаний со средним периодом 80 лет, которые являются отражением аналогичных колебаний в температуре воздуха всей акватории Северной Атлантики. В настоящий период заканчивается регрессивная фаза векового цикла (нисходящий тренд) и в ближайший период начнет проявляться климатическая тенденция потепления. На фоне векового тренда развиваются 15-летние колебания. В 1974—1975 гг. началась нисходящая фаза 15-летнего цикла, которая приблизительно в 1982—1983 гг. должна смениться на противоположную. Следовательно, в 1983—1990 гг. из-за наложения прогрессивной фазы 15-летних колебаний на положительный климатический тренд произойдет существенное повышение общего теплового фона. В то же время в работе [23] подвергалось сомнению влияние квазидвухлетних колебаний на тепловое состояние вод ввиду их нерегулярности и небольшой величины.

Анализ рис. 3 подтверждает эту гипотезу в интервале периодов многолетних колебаний и не согласуется с ней в части квазидвухлетних колебаний. Действительно, 1983 г. отличается как самый холодный как по оценкам Q_d , так и по оценкам Q_z , что также отмечалось в работе [14]. После 1983 г. отмечается общее интенсивное повышение теплового фона, заметное и в деятельном слое, и в толще термоклина, причем Q_z максимальны в 1986 г. за весь период исследований. Данные ноябрьских океанографических съемок, проводимые в ААНИИ с 1981 по 1987 гг., также подтверждают, что наименьшее теплосодержание вод наблюдалось в 1983 г., а наибольшее — в 1986 г. (см. рис. 1 в). Следовательно, после 1983 г. на акватории Норвежского моря активно развивается процесс интенсивного теплонакопления вод, особенно заметный в подповерхностных слоях. Основываясь на положениях гипотезы, изложенной в работе [23], подтверждаемой интегральными оценками теплосодержания за 11-летний период для июня и шестилетний — для ноября, с учетом важной роли квазидвухлетних колебаний можно предположить, что:

- суммарное теплосостояние вод моря (от поверхности до глубины залегания изотермы 0°C , т. е. 700—800 м) и его климатическая изменчивость формируется за счет суперпозиции волн трех доминирующих периодов — 80, 15 (10—20) лет и двухлетнего;

- теплосостояние вод деятельного слоя и его колебания от года к году определяется в основном квазидвухлетней периодичностью; существуют принципиальные различия в проявлении межгодовых колебаний теплового состояния слоев 0—200 м и 0 м — $H_0^{\circ}\text{C}$.

Природа основных циклов, отмечаемых в рядах гидрометеорологических наблюдений, далеко не всегда трактуется однозначно, т. е. причины подобных колебаний не находят строго обоснования и объяснения. В общих чертах происхождение квазидвухлетнего цикла обычно связывают со стратосферным воздействием. Последнее время эта периодичность трактуется как проявление собственных колебаний климатических вихрей — центров действия атмосферы при наличии соответствующих вынуждающих сил. 15 (10—20)-летняя цикличность, возможно, является следствием солнечной активности, испытывающей вариации в этом же интервале периодов. Проявление механизмов, связанных с изменениями элементов земной орбиты, возможно, приводит к вековой цикличности в параметрах климатической системы атмосфера—океан. Проявление межгодовых изменений в структуре и средних оценках теплосодержания для нормальных (или близких к ним) и аномальных лет состоит прежде всего в различной степени взаимодействия вод полярного и атлантического происхождения и адвективным переносом тепла в океане. Основная изменчивость Q_d формируется за счет чередования и взаимодействия длинных меридиональных и зональных волн тепла. Это взаимодействие отождествляется с положением полярной фронтальной зоны. Среднемноголетнее поле температуры моря характеризуется высокой степенью когерент-

ности вследствие синхронного характера усиления (или ослабления) Северо-Атлантического (Норвежского) и Восточно-Гренландского (Восточно-Исландского) течений в масштабе десятилетий, что подтверждается исследованиями природы циркуляции Арктического бассейна [12]. Тогда имеет место нормальное положение полярной фронтальной зоны и баланс воды в западной и восточной частях бассейна. В масштабе межгодовых колебаний усиление одного течения может сопровождаться ослаблением другого и, наоборот, что приводит к смещению полярной фронтальной зоны и нарушению баланса вод в сторону увеличения (уменьшения) объема теплых и уменьшения (увеличения) объема холодных вод. В аномально холодном 1983 г. отмечено резкое смещение полярной фронтальной зоны к востоку, увеличение объема полярных и уменьшение объема атлантических вод. В аномально теплом 1986 г. наблюдалась обратная картина.

В годы, характеризующиеся близким к норме тепловым фоном (1978, 1982 гг.) отмечаются разнонаправленные смещения северного и южного участков полярной фронтальной зоны при неизменности положения в центре моря. Такие приметы характеризуют роль полярной фронтальной зоны как индикатора климатических изменений, наблюдаемых в Норвежском море.

С другой стороны, локализация тепла в пределах моря тесно связана с анизотропностью поля течений, что приводит к двум типам направления генеральных переносов: вдоль полярной фронтальной зоны (по направлению к проливу Фрама) и вдоль внутримассовой (в атлантических водах) фронтальной зоны (по направлению в Баренцево море). В первом случае активизируется западное ядро антициклона на севере моря (см. рис. 1 в, г, рис. 2) и происходит рост теплосодержания вод. Во втором случае активизируется восточное ядро антициклона и наблюдается падение теплосодержания. Попеременный перенос аномалий, вероятно, можно связывать с большим сдвигом фаз в среднемноголетних геострофических переносах воды в проливе Фрама [8, 9] и в проливе между мысом Нордкап и о-вом Медвежьим [10], тенденцией к асинфазным изменениям температуры в Норвежском и Баренцевом морях [20] и неустойчивым характером связи между теплопереносом в Фареро-Шетландском проливе и ледовитостью западных районов Арктики [24, 25]. Возможно, оба эти режима связаны с ролью Фареро-Исландского пролива в формировании циркуляции Норвежского моря, которая остается невыясненной [12, 16]. Очевидно, что в обеих ситуациях влияние переносов воды (тепла) в Фареро-Шетландском проливе на тепловой режим моря следует ожидать различным. В холодный 1983 г. знак тепловой аномалии в Фареро-Шетландском проливе был положительным, а в Фареро-Исландском проливе — отрицательным. В теплый 1986 г. знак аномалий, в Фареро-Исландском проливе согласуется со знаком общей аномалии, а в Фареро-Шетландском проливе противоположен ей. Возможно, такая типизация является причиной или откликом существования двух типов поверхностной циркуляции вод в Арктическом

бассейне, выявленных З. М. Гудковичем по данным наблюдений за 1949—1956 гг.

Следовательно, при оценке общих запасов тепла и их колебаний в пределах главного термоклина можно полагать перспективным подход учета роли полярной фронтальной зоны, очагов тепла (холода) и переносов воды (тепла) в проливах в формировании и изменчивости термодинамического состояния вод.

Поступила 1/XII 1987 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П., Пенин В. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях в 1952—1972 гг.—Океанология, 1973, вып. 4, с. 563—568.
2. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Норвежская энергоактивная зона.—В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 5 — М.: Изд. ВИНТИ, 1985, с. 45—62.
3. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях.—Калининград: Изд. Калининградского совнархоза, 1962.—185 с.
4. Берникова Т. А. Температурные условия в южной части Норвежского моря в 1951—1961 гг.—В сб.: Норвежское море.—Калининград: АтлантНИРО, 1963, с. 45—54.
5. Кисляков А. Г. Сезонные изменения температуры в Норвежском течении.—Тр./ПИНРО, 1970, вып. 27, с. 153—162.
6. Ковешников Л. А. О влиянии Северо-Атлантического течения на тепловой режим Норвежского моря.—Морские гидрофизические исследования, 1971, № 4, с. 132—137.
7. Кудло Б. П., Шпайхер А. О. Современные изменения температуры воды Норвежского и Баренцева морей.—Тр./ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 149—157.
8. Мандель С. З. О сезонных и межгодовых колебаниях поступления тепла атлантических вод в Арктический бассейн.—Тр./ААНИИ, 1976, т. 349, с. 50—54.
9. Мандель С. З. Основные черты сезонных и межгодовых колебаний поступления атлантической воды и тепла в Арктический бассейн через пролив Фрама.—Тр./ААНИИ, 1979, т. 361, с. 24—29.
10. Морецкий В. Н., Степанов С. И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы Нордкапского течения.—Тр./ААНИИ, 1974, т. 325, с. 92—95.
11. Никифоров Е. Г., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. К оценке дивергенции потока тепла в океане.—В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.—Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 67—70.
12. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—268 с.
13. Николаев Ю. В., Алексеев Г. В., Романцов В. А., Саруханян Э. И. Результаты натурных исследований в Норвежской энергоактивной зоне.—В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 7. М.: Изд. ВИНТИ, 1986, с. 46—72.
14. Романцов В. А. Научные результаты экспедиционных исследований норвежской энергоактивной зоны осенью—зимой 1983—1984 гг.—Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 54—70.
15. Романцов В. А. Некоторые особенности термодинамического состояния Норвежского и Гренландского морей.—Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, с. 14—24.
16. Романцов В. А. Тепловое и динамическое состояние норвежской энергоактивной зоны океана в 1982 г.—Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 18—35.

17. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря в мае—июле 1979 г.—Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 26—34.

18. Романцов В. А., Смирнов Н. П. Тепловое состояние вод Норвежского моря.—Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 84—101.

19. Романцов В. А., Божков А. Т., Соколов В. Т. Изменение теплосодержания в весенне-летний период. В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.—Гидрометеиздат, 1979, с. 58—66.

20. Сарынина Р. Н., Терещенко В. В. Температурные условия в Баренцевом море в 1981—1983 гг.—В сб.: Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна.—Мурманск: Пищепромиздат, 1984, с. 3—10.

21. Серяков Е. И., Куцева М. В. Многолетние колебания составляющих теплового баланса деятельного слоя в районе корабля погоды «М».—В сб.: Мат-лы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна, вып. 10.—Мурманск: Изд. ВНИРО—ПИРО, 1967, с. 95—111.

22. Тимачев В. Ф. Процессы теплообмена в Норвежской энергоактивной зоне в феврале—марте 1982 г.—Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 138—148.

23. Шевченко А. В. Крупномасштабные изменения температуры воды в южной части Норвежского моря в 1959—1978 гг.—Экспресс-информация ЦНИИ рыбного хоз-ва.—Рыбохозяйственное использование ресурсов Мирового океана, 1980, вып. 11, с. 13—22.

24. Янес А. В. О сезонных изменениях теплового состояния вод Северо-Атлантического течения.—Тр./ААНИИ, 1974, т. 325, с. 148—154.

25. Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива.—Тр./ААНИИ, 1972, т. 306, с. 66—77.

ГЛУБИННЫЕ И ДОННЫЕ ВОДЫ ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ — ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ

История изучения глубинных и донных вод Гренландского моря насчитывает уже около ста лет. За это время было выдвинуто множество гипотез, пытающихся объяснить физику процессов образования этих вод [14, 17, 18—20, 22]. Однако почти каждая последующая гипотеза, основанная на более современных данных экспедиционных исследований, либо в значительной степени противоречила, либо просто исключала предшествующую. По-видимому, подобное положение связано с тем, что экспедиции, на основании данных которых выдвигалась та или иная гипотеза, проводились не только в различные сезоны и годы, но даже в различные циркуляционные и климатические эпохи.

Например, данные экспедиций Ф. Нансена и его современников (конец XIX—начало XX в.) относятся к периоду похолодания в Арктике, ослабления Северо-Атлантического течения [17] и преобладания западной формы атмосферной циркуляции по классификации А. А. Гирса [2]. А воззрения В. Меткалфа [20] и Х. Мосби [22] основаны на материалах исследований 50—60-х годов, когда в Северо-Европейском бассейне еще довольно ощутимо сказывалась эпоха потепления Арктики и господствовали процессы смешанной восточно-меридиональной формы циркуляции атмосферы (E+C) [2]. Последнее 20-летие характеризуется новой волной похолодания в Арктике, ослаблением Северо-Атлантического течения. Кроме того, создание полноценной гипотезы, объясняющей физику процессов образования донных и глубинных вод, тормозилось почти полным отсутствием натуральных материалов, полученных в нужном месте и в нужное время.

В силу изложенных причин до сих пор проблема генезиса глубинных и донных вод Гренландского моря не нашла своего окончательного решения и трактуется на уровне более или менее правдоподобных гипотез. Учитывая опыт предшествующих исследователей, особенности сезонной изменчивости атмосферной и океанической циркуляции на основе всестороннего анализа большого количества данных глубоководных гидрологических наблюдений, полученных в различные годы и сезоны, мы можем предложить свою точку зрения на физический механизм процессов генезиса глубинных и донных вод Гренландского моря и их дальнейшей трансформации.

Суть выдвигаемой гипотезы заключается в том, что мы не ограничиваем процесс образования новых глубинных и донных вод

каким-либо отдельным сезоном, а рассматриваем его, в развитии во времени, в течение всего года. Лишь условно можно выделить отдельные сезонные фазы, степень развития каждой из которых в значительной мере зависит от интенсивности и формы атмосферных процессов в данном районе Мирового океана.

Не подлежит сомнению тот факт, что основным очагом формирования глубинных и донных вод является район Гренландской круговой циркуляции. Здесь вследствие особенностей океанической и атмосферной циркуляций глубинные и донные воды поднимаются к поверхности в виде гигантского купола плотных и очень холодных вод. Причем в зависимости от интенсивности циклонической циркуляции, образованной двумя разнонаправленными системами течений — Восточно-Гренландского и Ян-Майенского, с одной стороны, и Норвежского и Западно-Шпицбергенского течения, с другой, условная верхняя граница этого образования, совпадающая по глубине залегания с сезонным пикноклином, располагается на различных глубинах. Летом вследствие ослабления циклонической циркуляции, прогрева и некоторого опреснения поверхностного слоя «купол» заглубляется до 100—500 м, в осенне-зимний период происходит обратный процесс — верхняя граница «купола» поднимается к поверхности и к весне даже выходит на свободную поверхность моря. Так, например, в апреле 1984 г. донные воды с характеристиками $t = -1,25^{\circ}\text{C}$, $S = 34,875\text{‰}$, $\sigma = 28,07$ вышли на поверхность и занимали область диаметром $D = 400$ км, общей площадью $1,3 \times 10^5 \text{ км}^2$ [7].

Осенью и зимой совместное воздействие выхолаживания поверхностного слоя вод и интенсивного подъема глубинных и донных вод ведет к разрушению термоклина. Однако благодаря существованию слабовыраженного галоклина здесь сохраняется общее гидростатическое равновесие. Нарушение этого равновесия может произойти либо вследствие осолонения поверхностного слоя, либо вследствие повышения солёности вод, расположенных ниже галоклина. Впрочем, возможно и совместное существование обоих процессов.

Анализ тепловых процессов и распределения льдов свидетельствует о том, что процесс охлаждения поверхности моря в районе «купола» не заканчивается ледообразованием. Следовательно, осолонения поверхностного слоя за счет ледообразования не происходит [16]. Наши исследования показывают, что повышение солёности поверхностного слоя происходит за счет адекватного фактора. В работе [12] показано, что при соответствующем распределении приземного барического поля, т. е. когда над районом «купола» в течение месяца и более располагается антициклоническое барическое поле, в верхних слоях возникает весьма специфическая циркуляция.

В конце зимы и весной начинается перестройка барического поля над Гренландским морем. Происходит интенсификация гребня арктического антициклона и, как следствие, прекращение выхода циклонов из Атлантики в Норвежское и Гренландское моря; район

полигона «Купол» подвергается дополнительному выхолаживанию [11, 13]. Другим следствием изменения атмосферной циркуляции считается появление в поверхностных слоях Гренландского круговорота потоков, конвергирующих к центру круговорота [12]. Один из этих потоков представляет Гренландскую ветвь Западно-Шпицбергенского течения, которое переносит воды температурой $1-2^{\circ}\text{C}$ и соленостью $34,90 \div 34,95\text{‰}$. Однако его Гренландская ветвь в результате смешения с арктическими поверхностными водами Восточно-Гренландского течения и зимней поверхностной водой Гренландской циклонической циркуляции приобретает характеристики, весьма близкие к температуре и солености донной воды

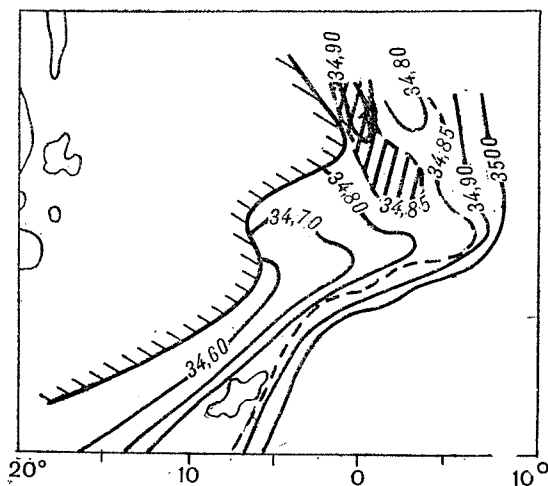


Рис. 1. Распределение солености на поверхности Гренландского моря в мае 1976 г.

$t=1,2^{\circ}\text{C}$, $S=34,85 \div 34,88\text{‰}$. Смешение этих вод было рассмотрено на треугольнике смешения и рассчитано по формуле Зубова—Сабинина [5].

Второй поток переносит воды Ян-Майенского полярного течения, верхний слой которого представляет Арктические поверхностные воды ($S=33,00 \div 34,50\text{‰}$, $t=-1,5 \div 1,8^{\circ}\text{C}$, а нижний образован возвратными атлантическими водами, имеющими соленость $34,85 \div 34,90\text{‰}$ и температуру $1 \div 0,5^{\circ}\text{C}$ [8, 18, 19]. Поскольку распределение температуры весьма однородно, то для выделения этих потоков целесообразно рассмотреть распределение солености, выполненное по материалам майской съемки полигона «Купол» в 1976 г. (рис. 1). Кроме того, эти потоки получены расчетным путем на основе диагностической модели циркуляции вод Гренландского моря [12].

Условия протекания второго процесса значительно сложнее. Рассмотрим их более подробно. Осенью в связи с интенсификацией основных течений региона происходит значительное усиление

арктического гидрофронта и связанной с ним зоны конвергенции Восточно-Гренландского и Гренландской ветви Западно-Шпицбергенского течений. В этой зоне начинается процесс интенсивного заглубления относительно опресненных и сильно выхоложенных вод ($34,85 \div 34,88 \text{ ‰}$; $-1,5 \div -1,8^\circ\text{C}$). Причем здесь эти нисходящие потоки вызываются совместным воздействием нескольких сил: дифференцированной силы градиента гидростатического давления как функции наклона плоскости гидрологического фронта и разности плотности между взаимодействующими водными массами; силы, обусловленной превышением уровенной поверхности у побережья Гренландии, возникающей вследствие влияния эффекта Кориолиса на Восточно-Гренландское и Возвратно-Атлантическое течения, и, наконец, агеострофического ускорения и силы вязкости, а также силы, возникающей из-за влияния топогенного эффекта, особенно заметного в зонах резкого изменения глубины.

Кроме того, существенное влияние здесь могут оказывать процессы вихреобразования, отмечающиеся в зоне арктического гидрологического фронта. По оценкам некоторых авторов, скорости вертикальных переносов в подобных областях могут достигать значения порядка $10^{-2} \div 10^{-3} \text{ см/с}$ [3, 15]. При данных скоростях частица воды может преодолеть расстояние от поверхности до горизонта 500—1000 м за 1—2 месяца, как будет показано ниже, именно такие скорости соответствуют физике процессов, происходящих в этом районе. Расчеты вертикальной циркуляции, выполненные без учета нелинейных агеострофических членов и бокового турбулентного обмена, дают значительно меньшие величины, так как оказалось, что вклад этих членов в формирование вертикальной циркуляции во фронтальной зоне весьма велик [1, 9, 10].

В настоящее время автором разработан метод учета агеострофических членов при расчете вертикальной скорости. Суть метода и результаты соответствующих расчетов излагаются в работах [1, 9, 10]. На основании этих расчетов установлено, что в районе Гренландской циркуляции существуют чередующиеся области интенсивных восходящих и нисходящих движений, условно названных ячейками вертикальной циркуляции. Для периферийных районов циркуляции характерны нисходящие движения, для центра круговорота — восходящие. Скорости восходящих движений в среднем в 2—3 раза превышают скорости потоков, направленных вниз. Наши расчеты позволили выявить интересную особенность вертикальной циркуляции данного района. Начиная с некоторой глубины (500—600 м) в ряде ячеек происходит смена знака вертикальной скорости, а на глубинах свыше 1000 м в центральной части почти повсеместно происходит заглубление вод, связанное с наличием на этих глубинах крупномасштабного антициклонического круговорота вод. Предположения о существовании такого круговорота высказывал еще Ф. Нансен [17].

Таким образом, выполненные нами расчеты подтверждают существование весьма интенсивных (до 10^{-3} см/с) нисходящих

потоков в окраинных районах Гренландского круговорота вод, особенно на его западной периферии. В течение осени и зимы в этих областях происходит заглубление сильно охлажденных и относительно опресненных вод, образованных смешением арктических поверхностных, возвратных атлантических и поверхностных вод Гренландской циркуляции. Примером такого рода потоков

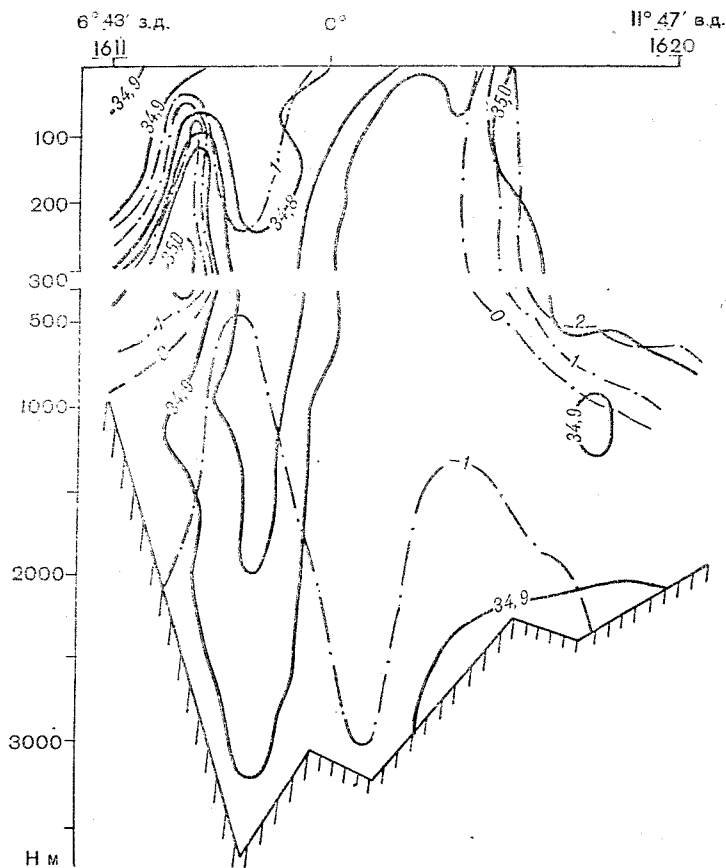


Рис. 2. Распределение температуры и солености на разрезе по 76°30' в январе 1974 г.

может служить ситуация, изображенная на рис. 2, где отчетливо прослеживается опускание опресненных вод во фронтальной зоне. Заглубившись до горизонта 500—600 м, эти воды вовлекаются в крупномасштабный антициклонический круговорот, конвергируют к центру циркуляции и затем, попадая в ячейки восходящей вертикальной циркуляции, могут к весне оказаться вблизи поверхности, где их появление нарушает устойчивое гидростатическое равновесие, поддерживаемое устойчивым распределением солености.

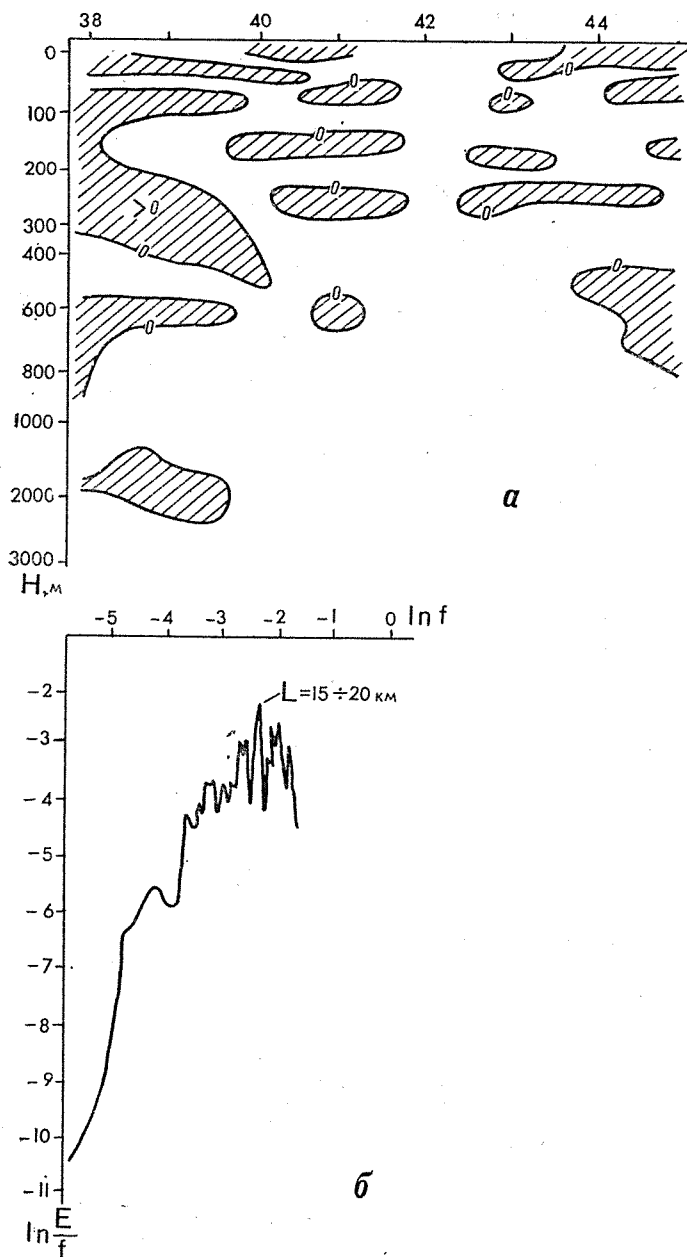


Рис. 3. Распределение гидростатической устойчивости на разрезе по 75° с. ш. (а) и спектр колебаний температуры поверхности воды (б) на полигоне «Купол» в апреле 1984 г.

Поступление к галоклину снизу относительно опресненных вод индуцирует конвективную неустойчивость поверхностного слоя и ведет к разрушению галоклина, т. е. эти воды являются как бы «катализатором» процесса глубоководной конвекции, а соответствующая ячейка вертикальной циркуляции служит своего рода «волноводом» для данного процесса. Таким образом, осенне-зимние динамические и термохалинные процессы, протекающие во фронтальной зоне и в самой структуре купола глубинных и донных вод Гренландского моря, подготавливают необходимые условия для развития глубоководной конвекции, проникающей почти до дна.

Процессы глубоководной конвекции, формирующие основной объем глубинных и донных вод Гренландского моря развиваются в весенний период их образования. Поэтому рассмотрим процессы этого периода более подробно. Из всех съемок данного района наиболее удачной и информативной оказалась апрельская гидрологическая съемка 1984 г., когда нис «Академик Шулейкин» выполнил полигон из 69 гидрологических станций. Анализ гидростатической устойчивости вод на полигоне выявил в центральной его части наличие обширной зоны, где водная толща стратифицирована неустойчиво от поверхности до дна. На рис. 3 а представлено распределение параметра термохалинной устойчивости на гидрологическом разрезе по параллели 75° с. ш. Станция № 342 расположена в центре полигона, и именно здесь параметр устойчивости имеет отрицательные значения от поверхности до дна. Причем его максимальные значения отмечаются на глубине летнего галоклина, а выше и ниже происходит увеличение отрицательных значений устойчивости.

На западной периферии разреза устойчивость почти повсеместно положительна, исключение составляют глубинные горизонты и промежуточный слой от 400 до 500 м, где по-видимому, и происходит поступление опресненных периферийных вод. Поскольку на большинстве станций полигона стратификация неустойчива до значительных глубин, а температура воздуха в это время года здесь везде отрицательная и, следовательно, происходит очень интенсивная теплоотдача в атмосферу, то должен иметь место процесс глубоководной термической конвекции. Анализ распределения гидрохимических и гидрологических характеристик также свидетельствует об этом.

Для оценки параметров конвекции по программе В. М. Петрова были выполнены расчеты конвективного перемешивания. Результаты расчетов, в частности, распределение глубины перемешивания представлены на рис. 4. Оказалось, что на большинстве станций полигона конвекция проникает до горизонтов 300—500 м, а на центральных станциях даже достигает глубин 2000—2500 м. Минимальные глубины распространения перемешивания отмечены на западной и юго-западной периферии полигона — в тех районах куда, как это следует из результатов анализа температуры и солености водных масс, поступают арктические поверхностные и возвратные атлантические воды. Прослойка этих вод создает довольно

сильно выраженный пикноклин, препятствующий распространению конвективного перемешивания.

Уже отмечалось, что на всем полигоне вода не достигает температуры замерзания. При данной солености льда не образуется, т. е. мы имеем дело с процессами чисто термической конвекции, проникающей на глубины свыше 2000 м. Однако экспериментальные расчеты показали, что при условии существования даже слабо-выраженного галоклина, конвективное перемешивание прекрати-

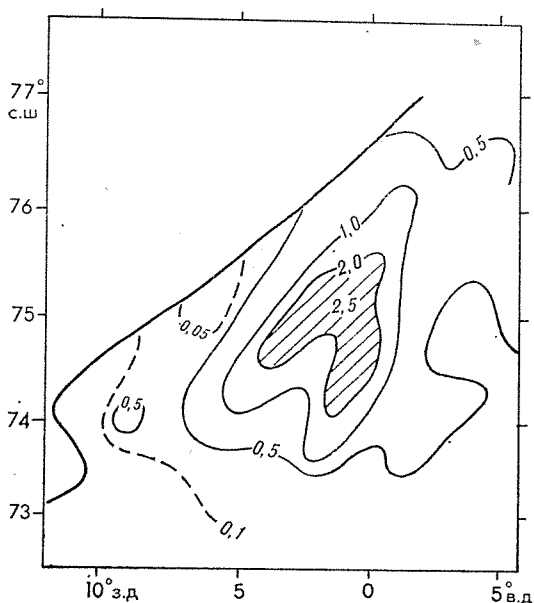


Рис. 4. Глубина проникновения конвективного перемешивания на полигоне «Купол» в апреле 1984 г.

лось бы на уровне этого галоклина даже в том случае, если весь поверхностный слой был выхоложен до температуры замерзания. И только в случае разрушения галоклина конвекция может проникнуть на значительные глубины, что и имело место на центральных станциях полигона.

Сравнивая рис. 4 и рис. 3 а и 4 а из работы [9], нетрудно заметить, что наибольшие глубины конвективного перемешивания достигаются на границе ячеек вертикальной циркуляции противоположного знака, причем, чем больше скорость восходящего потока, тем глубже проникает конвекция. Данная особенность процесса конвекции, по-видимому, связана с тем, что при больших вертикальных скоростях восходящих потоков водная масса не успевает повысить свою соленость при контакте с окружающими водами. Для того чтобы оценить вклад термических факторов в неустой-

чивость стратификации вод, вызванной динамическими процессами, были выполнены расчеты свободной конвекции, т. е. глубины перемешивания вод, возникающего за счет нарушения устойчивого гидростатического равновесия вод, без теплообмена с атмосферой. Расчеты показали, что на большинстве станций полигона (примерно 85 % всех станций) глубоководная конвекция в значительной степени обусловлена теплоотдачей в атмосферу. Однако на центральных станциях полигона конвективное перемешивание вызывается преимущественно крайне неустойчивой стратификацией вод.

Таким образом, весной глубинные и донные воды Гренландского моря формируются в результате взаимодополняющих процессов: глубоководного конвективного перемешивания, возникающего вследствие выхолаживания поверхности моря, разрушения галоклина и протекает в верхних слоях на фоне довольно интенсивных восходящих потоков, а на больших глубинах — в глубинных ячейках вертикальной циркуляции, где преобладают нисходящие потоки. Существование ячеек вертикальной циркуляции и связь с ними процессов конвективного перемешивания позволило выдвинуть предположение о том, что конвекция также имеет ячеистую структуру.

В VII рейсе нис «Академик Шулейкин» на полигоне «Купол», помимо обычных наблюдений, проводились автоматические наблюдения за температурой поверхности воды с дискретностью 30 мин. В результате был получен ряд значений поверхностной температуры вод полигона. После обработки этого ряда значений А. П. Нагурный получил на спектральной кривой возмущений температуры (см. рис. 3 б) максимум энергии возмущений с пространственным масштабом 15—20 км [7]. Обнаруженный максимум находился в области статистически значимых пространственных масштабов. Если отмеченные возмущения имеют конвективный характер, то, согласно исследованиям К. Н. Федорова [15], горизонтальный масштаб конвективных ячеек должен быть 15—20 км. К сожалению, из-за того, что расстояние между станциями было в 3—4 раза больше полученной величины, выделить ячейки в явном виде не удалось.

Тот факт, что почти вся структура «Купола» заполнена сильно выхолаженной опресненной и насыщенной кислородом водой, позволяет полагать значительную интенсивность процесса ее образования, а также, что основной объем новых глубинных и донных вод уже сформирован. Для оценки количества образовавшихся донно-глубинных вод был выполнен объемный статистический T , S -анализ водных масс полигона «Купол». Методика проведения такого рода анализа приведена в работах Б. И. Дубровина, О. И. Мамаева В. Т. Тимофеева [4, 6, 14]. Выделение водных масс производилось по 50 %-й границе каждого типа вод. В соответствии с этим класс донно-глубинных вод, ограниченный изолинией 50 %-й концентрации, занимает 513 тыс. км³ и содержит воды соленостью от 34,85 до 34,95 ‰ и температурой от 0 до —1,5 °С. Весь этот класс легки

разделить на четыре подкласса: так называемые новые и старые глубинные донные воды. Их гидрологические и объемные характеристики приведены в табл. 1. С помощью этих характеристик ме-

Таблица 1

Результаты объемного статистического T, S -анализа водных масс полигона „Купол“ в апреле—мае 1984 г.

Водная масса	t °C	S ‰	σ_t	$V \cdot 10^3$ км	%
Атлантическая	0,4	39,983	28,01	2,032	0,39
Арктическая поверх- ностная	—1,21	34,658	27,90	0,866	0,17
Поверхностная вода цир- куляции	—1,75	34,838	28,07	0,379	0,07
Донная	—1,25	34,925	28,12	6,64	1,28
Новая донная	—1,25	34,875	28,07	426,38	82,37
Глубинная	—0,875	34,925	28,11	8,29	1,60
Новая глубинная	—0,75	33,850	28,04	71,84	13,90
Другие воды	—0,67	34,794		1,19	0,23

тогда треугольников и формул смещения [5] можно определить, из каких вод образуется новая глубинная и водная масса и в каких пропорциях смещаются исходные водные массы. Если из общего объема вновь образованной донной воды ($426,38 \times 10^3 \text{ км}^3$) исключить адвективную часть ($98,07 \times 10^3 \text{ км}^3$), то на долю конвективных и других процессов приходится $328,31 \times 10^3 \text{ км}^3$ или около 77 %. Это, прежде всего, свидетельствует о важности конвективного механизма в процессе формирования донных вод Гренландского моря.

Таблица 2

Значения годовой скорости возобновления донно-глубинных вод

Автор	Год наблюдения	Площадь образования	Скорость возобновления $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$	Метод
Х. Аагард Э. Кармак	1958	1,5	32	Объемный T, S -анализ без конвекций
Х. Мосби	1959, 1961	1—2	400	Объемный балансовый анализ с учетом конвекции
Г. Дж. Мак-Дугл	—	1—2	95	Расчет основан на адвективной модели
А. В. Попов	1984	1,57	513 (426)	Объемный статистический T, S -анализ учет всех факторов
А. В. Попов	1984	1,57	124 (98)	Адвекция без учета конвекции

Оценка скоростей образования донно-глубинных вод дана в табл. 2. Здесь же приведены оценки, полученные другими исследователями. Скорость образования донных вод за счет адвективного фактора $98,07 \times 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ хорошо согласуется с модельными расчетами Т. Дж. Мак-Дугла — $95,5 \times 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ [2]. Однако эта оценка в 3 раза больше значения, полученного К. Аагардом — $32 \times 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ [18]. Суммарная скорость возобновления донных вод (конвекция + адвекция) составляет 426 тыс. $\text{км}^3/\text{год}$ при площади образования $1,57 \cdot 10^5 \text{ км}^2$. Данные значения хорошо согласуются с расчетами Х. Моссби [20], который определил объем донных вод в момент их образования и получил, что в средний год на площади $1,25 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ может образоваться $400 \times 10^3 \text{ км}^3$ донных вод. Здесь следует учесть, что данные Х. Моссби относятся к периоду потепления Арктики.

Образование новых донно-глубинных вод не заканчивается полным развитием процесса глубоководной конвекции, так как в результате осенних, зимних и весенних процессов образуется относительно опресненная донная вода. Эта водная масса приобретает типичные характеристики донных вод в летний период трансформации путем как обычного перемешивания с атлантическими водами, так и в результате дифференциально-диффузионной конвекции, возникающей на верхней и нижней границе атлантических вод, конвергирующих к центру циркуляции в подповерхностном слое [18].

Как отмечает К. Аагард, такой род конвекции может вызвать так называемую конвекцию «ядра», когда соли остаются в нижних слоях, тем самым осолоняя их, а теплое «ядро» перемещается в верхние слои, нагревая их [18]. Происходит расслоение структуры «купола» — верхние слои прогреваются как сверху, так и снизу и в значительной степени опресняются вследствие таяния Восточно-Гренландских льдов; а нижние слои (глубже 200—300 м), напротив, несколько увеличивают свою соленость. Образуется весьма сильно выраженный пикноклин. Донные воды приобретают свои типичные характеристики (соленость $34,90 \div 34,92 \text{ ‰}$ и температуру — $1,0 \div 1,1 \text{ °C}$). Так, по-видимому, завершается годовой цикл формирования донно-глубинных вод Гренландского моря.

Естественно, что количество вновь образованных глубинных и донных вод может значительно меняться от года к году в зависимости от интенсивности основных течений, преобладающей формы атмосферной циркуляции, степени зимне-весеннего выхолаживания и начальных условий, предшествующих периоду охлаждения. Поэтому для того, чтобы судить о межгодовой изменчивости объемов и характеристик донных вод, необходимо выполнить многолетний цикл гидрологических наблюдений в данном районе. Особенно важно знать гидрологические условия в конце весеннего и летнего этапов образования донных и глубинных вод. Ибо, как отмечают авторы монографии [8], колебания гидрологического режима этого относительно небольшого по площади района отражаются на формировании климата гидросферы и атмосферы как в Арктике, так и в Северной Атлантике. Например, не вызывая

сомнений тот факт, что колебания характеристик образующихся здесь донных и промежуточных вод существенно определяют интенсивность Северо-Атлантического течения.

Поступила 10/1987 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буб А. Ф., Попов А. В. Структура и циркуляция водных масс северной части Гренландского моря.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 88—97.
2. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 560 с.
3. Грузинов В. М. Фронтальные зоны Мирового океана.— М.: Гидрометеиздат, 1973.— 198 с.
4. Дубровин Б. И. Объемный статистический T -, S -анализ водных масс Аравийского и Красного морей.— Океанология, 1965, т. V, вып. 4, с. 642—645.
5. Зубов Н. И., Сабинин К. Д. Вычисление уплотнения при смешении морских вод.— М.: Гидрометеиздат, 1958.— 44 с.
6. Мамаев О. И. T -, S -анализ вод Мирового океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— 363 с.
7. Нагурный А. П., Попов А. В. Интенсивное поднятие глубинных и донных вод и их формирование на поверхности в районе Гренландской котловины.— Метеорология и гидрология, 1985, № 7, с. 71—75.
8. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 268 с.
9. Никифоров Е. Г., Доронин Н. Ю., Попов А. В. Диагностические расчеты трехмерной циркуляции в районе Гренландской котловины (диагностические расчеты).— Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 98—109.
10. Никифоров Е. Г., Доронин Н. Ю., Попов А. В. Анализ трехмерной циркуляции Гренландского моря на основе диагностических расчетов.— Гр./ААНИИ, 1988, т. 413, с. 52—62.
11. Океанографическая энциклопедия.— Л.: Гидрометеиздат, 1974, с. 145—147.
12. Попов А. В. Формирование аномальных явлений в циркуляции вод Гренландского моря.— Тр./ААНИИ, 1985, т. 399, с. 86—93.
13. Рыжиков Л. Ю., Томская А. С. Изменение температуры воды на поверхности моря на полигоне «ПОЛЭКС-Север-76» в связи с макросиноптическими условиями.— В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 80—82.
14. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.— 350 с.
15. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 184 с.
16. Захаров В. Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей.— Тр./ААНИИ, 1976, т. 337.— 96 с.
17. Нансен Ф. Шпицберген.— Л.: изд. Главсевморпути, 1938, с. 291—297.
18. Aagard K., Carmack E. The formation of bottom water in the Greenland and Sea. Discass vol. 225, 1974.— 40 p.
19. Gladfelter W. H. Oceanography of the Greenland Sea, USS "Atka 2 AGB 3). Survey Summer 1962 US, Report oceanography of ice, Washington, 1964.— 120 p.
20. Metcalf W. C. On the formation of bottom water in the Norwegian basin. Trans. Amer. Geophys. Union, 36(4), 1955, p. 17.
21. Mc Douall T. J. Greenland Sea bottom water formation: a balance, between advection and double diffusion. Deep Sea Res. 1983, vol. 11, p. 1109—1117.
22. Mosby H. Water, Salt and heat balance in the North Polar Sea. Proc. of the Arctic Basin Simp., oct. 1962, p. 289—313.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В 1959—1984 гг.

Ежегодные гидрологические наблюдения, проводимые судами ПИНРО и МУГКС с конца 50-х годов по стандартной сетке разрезов в Норвежском море, позволили накопить значительный объем натурных данных для анализа гидрологического режима. На основе полученных материалов выполнен ряд исследований, в результате которых выявлены некоторые важные закономерности внутригодовой и межгодовой изменчивости океанологических характеристик [1, 7, 8, 11]. Однако большинство этих исследований базируется на данных 10—20-летней давности. Поэтому очевидна необходимость проведения дополнительного анализа с привлечением всех имеющихся к настоящему времени материалов.

Последняя по времени опубликованная работа [16], в которой использованы данные по 1982 г. включительно, посвящена исследованию сезонных и межгодовых колебаний температуры воды, главным образом, применительно к их влиянию на распределение и поведение путассу. В настоящей статье основное внимание уделяется анализу особенностей межгодовой изменчивости термического режима Норвежского моря в связи с крупномасштабными колебаниями гидрометеорологических условий во всем североатлантическом регионе за период с 1959 по 1984 г.

Исходными данными послужили материалы, использованные в работе [16], которые были дополнены результатами наблюдений 1983 и 1984 гг. В качестве характеристик термического режима рассматривались две первые главные компоненты разложения по естественным ортогональным составляющим полей июньской температуры воды в слоях 0—50, 50—200 и 200—500 м и сезонных полей поверхностной температуры воды, осредненной по пятиградусным трапециям. Эти компоненты описывают в сумме от 53 до 80 % общей дисперсии полей (табл. 1). Первая естественная составляющая характеризует географические особенности среднего теплового фона, а вторая — пространственную структуру полей температуры воды. Соответствующие главные компоненты отражают временные колебания доминирующей моды изменчивости термических условий и основных особенностей пространственной структуры температурных полей.

Вследствие большого числа нелинейно взаимодействующих факторов, формирующих пространственно-временную структуру

Таблица 1

**Оценки вклада двух первых естественных составляющих полей
температуры воды в общую дисперсию, %**

Номер составляю- щей	Сезонные поля поверхностной температуры воды				Поля июньской температуры воды в слоях		
	зима	весна	лето	осень	0—50	50—200	200—500
1	61,6	61,7	56,3	44,9	48,4	37,5	34,2
2	17,9	18,8	15,8	33,3	17,5	24,3	18,6
Сумма	79,5	80,5	72,1	78,2	65,9	61,8	52,8

поля температуры воды, межгодовые изменения термических условий в Норвежском море имеют сложный характер: на различных локальных участках они могут быть противофазными, в то время как для всего моря в целом характерны однонаправленные тенденции [7, 11, 14]. Поэтому первые главные компоненты, отражающие наиболее крупномасштабные особенности полей температуры воды, являются удобными характеристиками для оценки межгодовых колебаний термического режима.

Две наиболее существенные особенности крупномасштабных изменений температуры воды в рассматриваемый период, выявляющиеся при анализе графиков временного хода первых главных компонент, выражаются в наличии квазициклических колебаний длительностью около 2—3 лет и около 15 лет [16]. По июньским данным амплитуда квазипятнадцатилетних колебаний максимальна в поверхностном слое и несколько убывает с глубиной, однако остается значимой, по крайней мере, до горизонта 500 м. Для полей поверхностной температуры воды характерно преобладание квазидвухлетней цикличности в весенне-летний период и ослабление ее в другие сезоны.

Сходство генеральных особенностей временного хода первых главных компонент полей поверхностной температуры воды в слоях 0—50, 50—200 и 200—500 м [16], позволяет считать, что в масштабах многолетних колебаний материалы июньских съемок являются репрезентативными для всего года. Это подтверждается и данными рис. 1, из которого видно, что основные тенденции крупномасштабных изменений среднегодовой поверхностной температуры воды в районе судна погоды «М», а также первых главных компонент среднегодового поля поверхностной температуры воды и поля июньской температуры воды слоя 0—50 м аналогичны. Поскольку июньские данные включают в себя материалы регулярных глубоководных наблюдений, их можно использовать для анализа межгодовой изменчивости термического режима во всем верхнем 500-метровом слое.

Вышеприведенные результаты качественного анализа первых главных компонент полей температуры воды в общих чертах согласуются с особенностями их энергетических спектров. Два отчетливых максимума в спектре первой главной компоненты

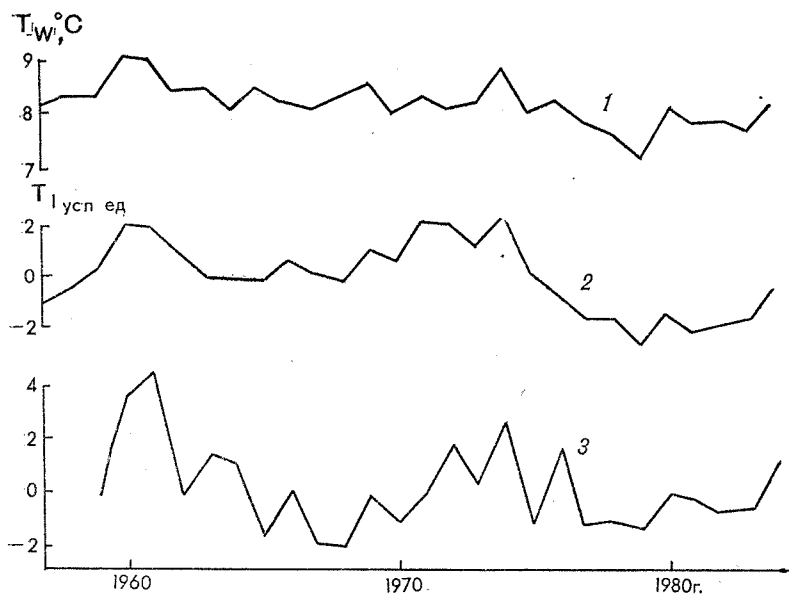


Рис. 1. Временной ход среднегодовых значений поверхностной температуры воды в районе судна погоды «М» (1), первой главной компоненты среднегодового поля поверхностной температуры воды (2) и первой главной компоненты июньской температуры воды слоя 0—50 м (3).

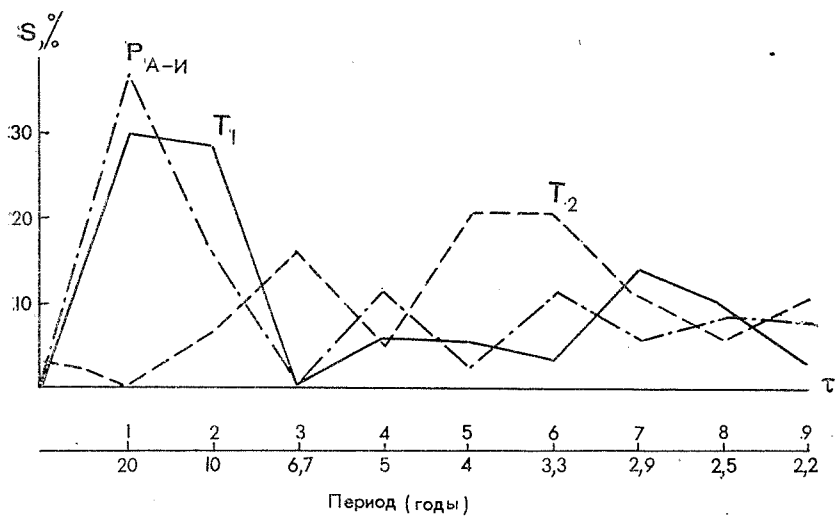


Рис. 2. Нормированные спектральные плотности первой (T_1) и второй (T_2) главных компонент поля июньской температуры воды слоя 0—50 м и среднегодовой разности атмосферного давления Азорские острова—о-в Исландия ($P_{A-И}$).

поля июньской температуры воды слоя 0—50 м проявляются в интервалах частот, соответствующих колебаниям продолжительностью 10—20 лет и 2,5—3 года (рис. 2). Вариации в первом интервале плохо разрешаются по 26-летнему ряду данных, однако в среднем они соответствуют квазипятнадцатилетним колебаниям, выявленным путем анализа графиков временного хода. В этих двух диапазонах распределяется большая часть общей энергии межгодовой изменчивости температуры воды — около 55 и 25 % соответственно.

Преобладание 2—3-летних и 13—14-летних колебаний отмечено и в изменении ряда характеристик термического режима Баренцева моря [4], хотя относительная значимость циклов здесь противоположная, т. е. большая часть дисперсии (порядка 60 %) сосредоточена в интервале квазидвухлетних вариаций.

По-видимому, такая структура временной изменчивости вообще является отличительной особенностью гидрометеорологических процессов в морях Северо-Европейского бассейна и в Северной Атлантике. Наличие колебаний, по крайней мере в одном из указанных диапазонов, характерно для временных рядов многих показателей гидрометеорологического режима [5, 9, 10, 12]. Природа этих циклов, как и большинства других, известных в гидрометеорологии, остается невыясненной. В ряде работ [6, 13] флуктуаций 2-3-летней длительности рассматриваются как следствие квазидвухлетних колебаний ветров в экваториальной стратосфере, передаваемых «по цепочке» в нижние слои атмосферы и высокоширотные районы.

Более долгопериодные квазипятнадцатилетние колебания температуры воды, вероятно, представляют собой проявления крупномасштабных изменений гидрометеорологических условий во всем североатлантическом регионе. В пользу такого предположения свидетельствует наличие сопряженности многолетних изменений характеристик термического режима моря и некоторых показателей атмосферной циркуляции. Например, результаты спектрального анализа временных рядов первой главной компоненты поля июньской температуры воды слоя 0—50 м в Норвежском море и разности приземного атмосферного давления Азорские острова — о-в Исландия показывают, что в спектрах обеих характеристик основные энергонесущие зоны соответствуют интервалу колебаний 10—20 лет (см. рис. 2). В этом диапазоне наблюдается достаточно высокое значение коэффициента когерентности (0,65), что свидетельствует об относительном постоянстве фазового сдвига между рядами.

Поскольку градиент давления Азорские острова — о-в Исландия в определенной степени характеризует интенсивность зональной циркуляции над Северной Атлантикой, которая в свою очередь влияет на вариации напряженности основных потоков системы Гольфстрим, отмеченная сопряженность должна отражать адвективную природу долгопериодных колебаний температуры воды в Норвежском море.

Изменения интенсивности Северо-Атлантического течения принято считать одним из основных факторов, влияющих на тепловой режим морей Северо-Европейского бассейна. Однако вопрос о причинах и характере его изменчивости изучен недостаточно. Существуют различные точки зрения на проблему связи этих изменений с процессами в самом Гольфстриме и режимом западных ветров. Например, данные Г. И. Барышевской [2] показывают, что колебания расходов Северо-Атлантического течения связаны прямой зависимостью с расходами Гольфстрима. По ее мнению, это обусловлено тем, что при усилении Гольфстрима он лучше преодолевает препятствия своему движению на северо-восток и при разделении его в дельте большая часть вод переходит в Северо-Атлантическое течение, а меньшая — поворачивает на юг. Такая взаимосвязь должна приводить к характерному распределению аномалий температуры воды в Северной Атлантике, отмечавшемуся в работах [19, 24], когда в юго-западной и в северо-восточной ее частях формируются аномалии противоположного знака.

С другой стороны, авторы работ [19, 24] считают, что указанная особенность может быть объяснена действием механизма, изложенного в гипотезе Ц. Айзлина [21], согласно которой при интенсификации Гольфстрима происходит сжатие антициклонического круговорота и углубление термоклина в его центре. В результате теплые поверхностные воды с периферии стягиваются к центру круговорота и замещаются более холодными. При ослаблении Гольфстрима происходит расширение антициклонического кольца и «растекание» теплых вод из центра.

Несмотря на то, что в работе [3] подобная интерпретация подвергается сомнению, она подтверждается результатами анализа данных по пространственному положению Гольфстрима. А. Тэйлор и Дж. Стефенс [25], исследовав материалы самолетных и спутниковых наблюдений за 1966—1977 гг., показали, что в этот период «северная стена» Гольфстрима испытывала существенные долгопериодные широтные колебания, смещаясь вначале к югу (до 1973 г.), а затем возвращаясь к северу. Аналогичные тренды обнаружены в изменениях среднегодовых значений первой главной компоненты поля поверхностной температуры воды Северной Атлантики (по данным 9 судов погоды): при южном смещении Гольфстрима наблюдается их повышение, при северном — понижение. Поскольку координаты первого собственного вектора поля поверхностной температуры воды в работе [25] имеют положительные значения для судов, расположенных ближе к центру круговорота («D» и «E») и отрицательные — для периферийных («A», «B», «C», «I», «J», «K»), увеличение соответствующей главной компоненты означает повышение температуры воды в районе судов «D» и «E» и понижение — вокруг других судов погоды. Следовательно, смещение Гольфстрима к югу (что в рамках схемы Айзлина соответствует его усилению) приводит к росту температуры в центре круговорота и снижению

ее на прилегающей акватории, а смещение к северу — к противоположной ситуации.

По данным работы [24], координаты первого собственного вектора поля ПТВ в районе судна погоды «М» и вокруг судов «D» и «Е» одинаковы по знаку, т. е. изменения температуры в этих районах характеризуются однонаправленными тенденциями, противофазными изменениями в других районах северной части Северной Атлантики. Эти результаты, на первый взгляд, противоречащие схеме Айзлина, некоторые исследователи объясняют тем, что Норвежское море находится за пределами описанной им системы [19]. В некоторых работах [19, 26] крупномасштабные колебания термических условий в Норвежском море связываются с локальной адвекцией, возбуждаемой аномальными местными ветрами, или с аномальным опусканием холодных вод. Однако данные, полученные в настоящей работе, позволяют считать, что долгопериодные вариации термического режима Норвежского моря в большей степени определяются флуктуациями системы Гольфстрим в целом, чем локальными факторами.

Изменения среднегодовых положений северной границы Гольфстрима на меридианах $66-70^\circ$ з. д. в 1966—1980 гг., рассчитанных автором по материалам работы [20], в сопоставлении с изменениями первых главных компонент поверхностной температуры воды в Норвежском море (по пятиградусным трапециям) и в Северной Атлантике (по судам погоды) [25] приведены на рис. 3. Из анализа этого рисунка видно, что отмеченная выше противофазность четко согласуется с широтными смещениями Гольфстрима. На адвективную природу долгопериодных тенденций изменения температуры воды в Норвежском море указывает и тот факт, что они распространяются, по крайней мере, до глубины 250 м и сопровождаются аналогичными трендами солености [19, 23].

Таким образом, общую схему образования крупномасштабных аномалий температуры воды в Норвежском море и Северной Атлантике упрощенно можно представить в следующем виде. При усилении Гольфстрима происходит смещение его северной границы к югу, что приводит к распространению на периферии антициклонального круговорота, особенно в северо-западной части, более холодных вод с севера и формированию отрицательных аномалий. Одновременно в дельте Гольфстрима увеличивается объем вод, переходящих в Северо-Атлантическое течение и уменьшается расход в южной ветви. В результате в северо-восточных районах Северной Атлантики также образуются отрицательные аномалии, а усиленная адвекция теплых вод в Норвежском море способствует появлению здесь положительных аномалий. При ослаблении Гольфстрима наблюдаются противоположные тенденции. С практической точки зрения большой интерес представляет вопрос о связи долгопериодных колебаний термического режима в различных частях системы Гольфстрим с атмосферной циркуляцией.

В ряде исследований [18, 22] показано, что на протяжении последнего столетия наблюдается параллелизм в изменениях интенсивности пассатных и западных ветров и напряженности Гольфстрима. Подобная же сопряженность должна иметь место между смещениями Гольфстрима и интенсивностью атмосферной

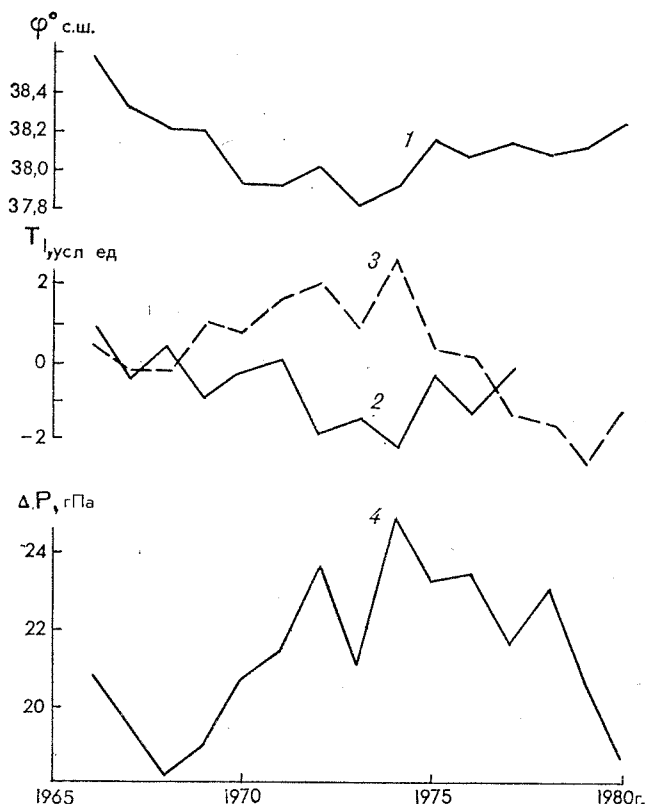


Рис. 3. Среднегодовые значения положения северной границы Гольфстрима на меридианах 66—70° з. д. (1), первых главных компонент полей поверхности температуры воды в Северной Атлантике (2) и в Норвежском море (3) и разности атмосферного давления Азорские острова — о-в Исландия (4) в 1966—1980 гг.

циркуляции, если схема Айзлина верна. Авторы работы [25] не обнаружили явной связи изменений широтного положения Гольфстрима с некоторыми индексами, отождествляемыми с интенсивностью пассатных и западных ветров. Возможно, это объясняется недостаточной репрезентативностью указанных индексов, поскольку, например, долгопериодные изменения градиента давления Азорские острова — о-в Исландия в определенной степени ассоциируются со смещениями Гольфстрима (см. рис. 3). Нали-

чие такой связи вполне согласуется с отмеченной выше когерентностью первой главной компоненты поля июньской температуры воды в Норвежском море и градиента давления Азорские острова — о-в Исландия в масштабе долгопериодных колебаний (см. рис. 3). Она хорошо проявляется и при сопоставлении графиков временного хода этих показателей (см. рис. 3). Наблюдающаяся при этом противофазность изменений в отдельные годы, видимо, связана с влиянием локальных факторов на термический режим моря.

Результаты взаимноспектрального анализа указанных характеристик обнаруживают существование фазового сдвига в интервале периодов 10—20 лет, равного приблизительно шести месяцам (температурный индекс запаздывает по отношению к атмосферному), что дает основания для возможной оценки термического фона с соответствующей заблаговременностью.

Не менее важное практическое значение имеет изменчивость положения и интенсивности южного участка зоны полярного фронта в Норвежском море, в первом приближении идентифицируемого второй главной компоненты поля температуры воды [15, 16]. Исследования в области промысловой океанологии показывают, что этот параметр является репрезентативным показателем распределения рыбных скоплений в весенне-летний период и почти однозначно определяет, например, характер посленерестовых миграций путассу [15, 17]. К сожалению, закономерности крупномасштабной изменчивости фронтальной зоны изучены крайне слабо.

В спектре второй главной компоненты поля июньской температуры воды слоя 0—50 м в Норвежском море преобладают колебания с периодами 3—4 года (см. рис. 3). В этом интервале имеется зона повышенного энергоснабжения на графике спектральной плотности градиента давления Азорские острова — о-в Исландия, однако коэффициент когерентности здесь небольшой, порядка 0,5. Возможно, механизмы долгопериодной изменчивости зоны фронта в значительной степени связаны с динамическими процессами в самом Северо-Европейском бассейне, в первую очередь, с системой циклонической циркуляции, формированием донных вод и др. Выявление этих механизмов является важнейшей научной и практической задачей дальнейших исследований.

Поступила 3/VIII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П., Пенин В. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях в 1952—1972 гг. — Океанология, 1973, вып. 4, с. 563—568.

2. Барышевская Г. И. Разделение Гольфстрима южнее Большой Ньюфаундлендской банки. — Метеорология и гидрология, 1982, № 11, с. 70—75.

3. Барышевская Г. И. Изменчивость расхода в центральной части Северо-Атлантического течения.— Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 77—83.
4. Бойцов В. Д. Многолетние циклические изменения пополнения баренцево-морских эвфаузид и факторы, их определяющие.— В кн.: Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна.— Мурманск: Изд. ПИНРО, 1984, с. 19—29.
5. Бочков Ю. А. О долгопериодных колебаниях термиче Баренцева и Норвежского морей.— Тр./ПИНРО, 1964, вып. 16, с. 277—288.
6. Бочков Ю. А. Квазидвухлетняя циклическость системы стратосфера—тропосфера—гидросфера и ее использование в долгосрочном прогнозировании температуры водных масс Баренцева моря.— Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геогр. наук.— Л.: Репрогр. ЛГМИ 1982.— 20 с.
7. Валерианова М. А. Многолетние колебания гидрологических условий в южной части Норвежского моря.— Тр./ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 172—179.
8. Кудло Б. П., Шпайхер А. О. Современные изменения температуры воды Норвежского и Баренцева морей.— Тр./ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 149—157.
9. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 269 с.
10. Потайчук С. И. Некоторые результаты статистического анализа крупномасштабной изменчивости температуры воды в Северной Атлантике.— Тр./ВНИРО, 1972, вып. 75, с. 125—134.
11. Солоницына Л. Р. Многолетние изменения температуры и солености вод Норвежского моря.— Тр./ПИНРО, 1975, вып. 35, с. 66—70.
12. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 214 с.
13. Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя циклическость весенне-летней циркуляции атмосферы.— Тр./ГМЦ СССР, 1971, вып. 77.— 81 с.
14. Шевченко А. В. Крупномасштабные изменения температуры воды в южной части Норвежского моря в 1959—1978 гг.— Экспресс-информация ЦНИИТЭИРХ, сер. Рыбохозяйственное использование ресурсов Мирового океана, 1980, вып. 11, с. 13—22.
15. Шевченко А. В. Влияние гидрологических условий на распределение путассу в Норвежском море.— Рыбное хозяйство, 1983, № 3, с. 26—27.
16. Шевченко А. В. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды и распределение путассу в Норвежском море.— В кн.: Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна.— Мурманск: Изд. ПИНРО, 1984, с. 48—59.
17. Shevchenko A. V., Isaev N. A. Year to year variations of blue whiting distribution in the Norwegian Sea in spring summer 1978—1982 due to hydrographic conditions. ICES C. M., 1983.— 18 p.
18. Colebrook J. M. Trends in the climate of the North Atlantic Ocean over the last century.— Nature, 1976, vol. 263, № 5578, p. 576—577.
19. Colebrook J. M., Taylor A. H. Year to year changes in sea surface temperature, North Atlantic and North Sea, 1948 to 1974.— Deep Sea Research, 1979, vol. 26, № 7A, p. 825—850.
20. Gulf Stream. Monthly Summery. U. S. Dept. of commerce, NOAA, 1966—1981.
21. Iselin C. O'D. Preliminary report on long period variations in the transport of the Gulf Stream system.— Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol., 1940, № 8, 40 p.
22. Martin J. H. Marine climatic changes in the north east Atlantic, 1900—1966. Rapp. et Proc. Verb. des Reun., Conseil Int. pour L Exploration de la Mer, 1972, vol. 162, p. 213—219.
23. Martin J. H. Long term changes in Faroe Ridge Water during the period 1955—75. ICES C. M., 1976.— 11 p.
24. Taylor A. H. Long term changes in the North Atlantic current system and their biological implications.— Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, 1978, № 76B, p. 223—243.

25. Taylor A. H., Stephens J. A. Latitudinal displacements of the Gulf Stream (1966 to 1977) and their relation to changes in temperature and zooplankton abundance in the NE Atlantic.—*Oceanologia acta*, 1980, vol. 3, p. 145—149.
26. Worthington L. V. On the North Atlantic circulation.—*Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, 1976, № 6.—110 p.

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОМПОНЕНТ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА НА СЕВЕРЕ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Одним из важных направлений исследований Северо-Европейского бассейна по научным программам ААНИИ является изучение процессов обмена энергией океана с атмосферой и роли адвекции тепла морскими течениями в энергетическом балансе океанических районов северной полярной области. Выдвигаются конкретные задачи исследования временной изменчивости тепло содержания вод, изучение связей между термическими и динамическими процессами в Норвежской энергоактивной зоне и условий формирования аномалий в поле температуры воды путем количественного определения всех компонент теплового баланса

Норвежский очаг взаимодействия океана и атмосферы всегда привлекал внимание исследователей [1, 4—8, 11—15]. Однако расчеты компонент теплового баланса поверхности Норвежского моря проводились, как правило, для среднемесячных условий [11] или по среднемесячным данным в районе судна погоды «М» [12]. Исследований, посвященных изучению внутрисезонной изменчивости тепло содержания вод и адвекции течениями а также основных компонент теплового баланса поверхности Норвежского моря недостаточно [6, 13].

В период работ экспедиции «ПОЛЭКС-Север-76» для Северо-Европейского бассейна были вычислены все компоненты теплового баланса системы океан—атмосфера и получены результаты свидетельствующие о том, что даже в весенне-летний период, океаническая адвекция достаточно велика и может служить важным источником тепла для атмосферы наряду с солнечной радиацией [6].

В период работы экспедиции «ПОЛЭКС-Север-79» были получены отчасти противоположные выводы. Предпочтение было отдано радиационному балансу как превалирующему источнику тепла для атмосферы и океана. Для центральной части моря было показано, что в весенне-летний период сезонный термоклиф преграждает поступление тепла в атмосферу от океана, а решающий теплообмен между океаном и атмосферой осуществляется в циклонических вихрях [8]. В мае—июле 1979 г. по нис «Профессор Зубов» и нис «Профессор Визе» был выполнен комплекс наблюдений в течение 46 суток в точке с координатами 70° с. ш. и $4,5^{\circ}$ в. д., который позволяет провести исследование короткопериодной изменчивости компонент теплового баланса деятельного слоя моря в период максимального прихода тепла от Солнца.

Эти наблюдения могут представлять интерес для понимания влияния океанической адвекции на тепловое состояние океана и теплообмен с атмосферой. В месте наблюдений локализована антициклоническая циркуляция диаметром около 400 км, теплосодержание вод в которой максимально для Северо-Европейского бассейна, а горизонтальные переносы вод в несколько раз превышают адвекцию в проливах на границе с Атлантикой, откуда осуществляется основной транзит тепла [9, 10].

Для вычисления суточных величин радиационного баланса поверхности моря использовались наблюдения в данной точке за притоком суммарной солнечной радиации, альбедо воды и вычисленные значения эффективного излучения поверхности моря. Стандартные гидрометеорологические наблюдения проводились 8 раз в сутки.

Суточные величины турбулентного теплообмена с атмосферой и потерь тепла на испарение определялись по методике, изложенной в работе [2]. Для изучения междусуточной изменчивости турбулентных потоков тепла (P) и влаги (E) в морских условиях единственным способом пока является использование рассчитанных характеристик по данным о скорости ветра на фиксированном уровне и по разности температуры и влажности между фиксированным уровнем и поверхностью воды

$$P = \rho_a c_p C_\theta V_z (t_w - t_a); \quad (1)$$

$$E = \rho_a (0,622/P) C_E V_z (l_o - l_z); \quad (2)$$

$$\tau = \rho_a C_v V_z^2, \quad (3)$$

где C_θ , C_E , C_v — коэффициенты теплообмена, влагообмена и сопротивления соответственно; P — атмосферное давление; τ — тангенциальное напряжение ветра; t_w , t_a , l , V — температура воды, воздуха, влажность, скорость ветра соответственно.

За рассматриваемый отрезок времени изменчивость суточных сумм радиационного баланса результирующих потоков тепла через поверхность Норвежского моря видна из рис. 1 а. Только в конце мая 1979 г. море отдавало тепло через поверхность, а в остальные дни результирующий поток тепла направлен к поверхности моря. Междусуточная изменчивость величин радиационного баланса достаточно велика и составляла от 200 до 2200 Дж/см² в сутки. Резкие колебания радиационного баланса вызваны большой изменчивостью коротковолновой солнечной радиации, обусловленной существенными изменениями облачности от суток к суткам. Междусуточная изменчивость радиационного баланса полностью определяет изменчивость суточных сумм результирующих потоков тепла через поверхность моря. Следует отметить, что только в течение нескольких суток рассматриваемого отрезка времени результирующий приток тепла к поверхности моря имел небольшие величины (около 400 Дж/см² в сутки), а в основном приток тепла составлял от 800 до 1600 Дж/см² в сутки. На рис. 1 б представлена изменчивость

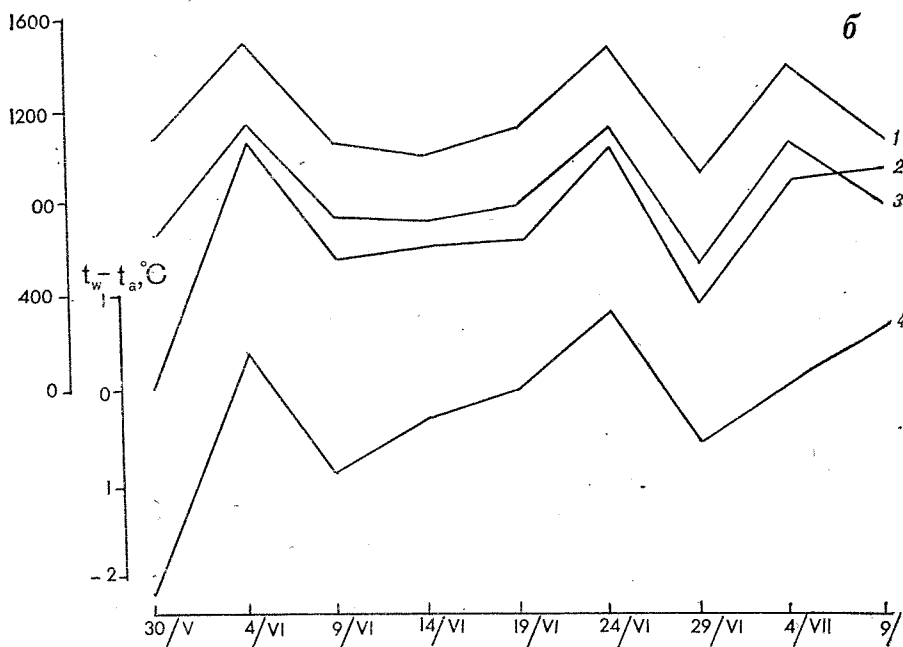
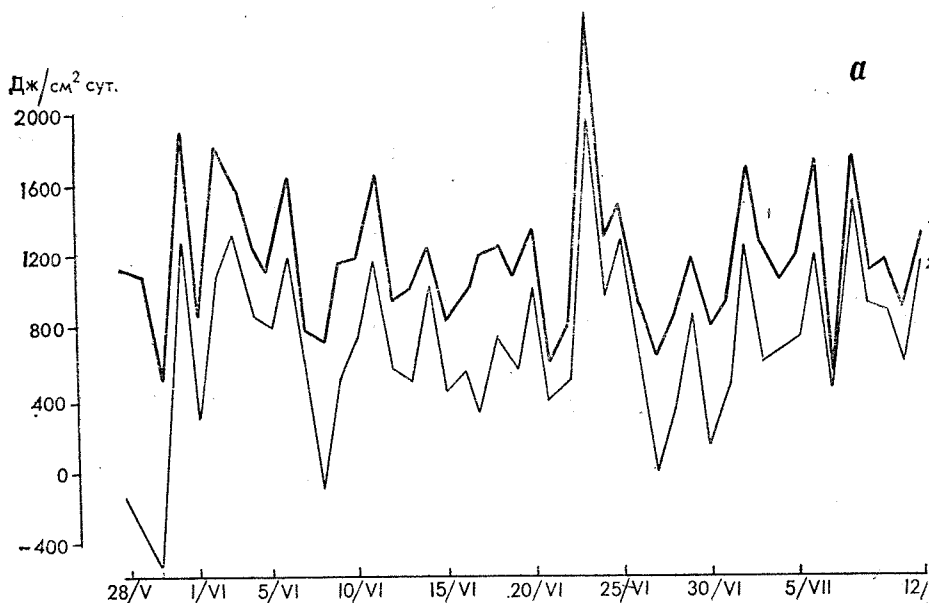


Рис. 1. Изменения характеристик теплового баланса поверхности океана (а — суточное осреднение; б — пентадное осреднение):

1 — поглощенная солнечная радиация; 2 — тепловой баланс поверхности; 3 — радиационный баланс; 4 — разность температур вода—воздух.

суточных величин поглощенной солнечной радиации, радиационного баланса и результирующего потока тепла через поверхность моря, осредненных по пятидневкам. Здесь же приведена кривая изменений разностей $(t_w - t_a)$. Можно отметить, что ход этой кривой аналогичен кривым колебаний поглощенной радиации, радиационного баланса и результирующей суммы потоков тепла к поверхности Норвежского моря. Если для осенне-зимнего периода оценка суммарных теплопотерь только по $(t_w - t_a)$ не вызывает сомнений, и эта параметризация потоков тепла и влаги давно используется в оперативной работе Гидрометцентра СССР [3], то для летних месяцев года такая закономерность полагается не столь очевидной.

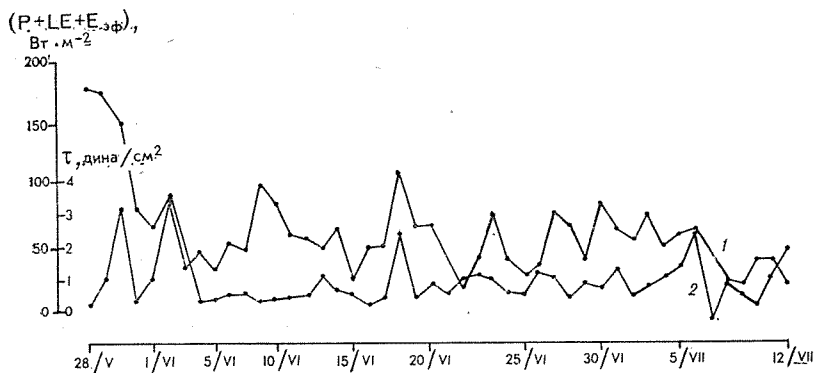


Рис. 2. Колебания суммарной теплоотдачи (1) и тангенциального напряжения ветра (2).

В мае—июле 1979 г. между совокупностью суточных величин суммарных турбулентных потоков скрытого и явного тепла и разностью температур вода—воздух отмечалась довольно тесная связь с коэффициентом корреляции 0,85 (см. рис. 1 а). При увеличении периода осреднения до пяти суток коэффициент корреляции увеличивался (см. рис. 1 б). Тем не менее такое сопоставление необходимо продолжить на других материалах, относящихся к иным фоновым ситуациям и условиям летнего сезона, чтобы обоснованнее судить о главных составляющих теплового баланса при минимальном количестве измерений.

Представление о колебаниях теплоотдачи как суммы турбулентных потоков явного, скрытого тепла и эффективного излучения ($E_{эф}$), а также тангенциального напряжения ветра дает рис. 2. Для анализа оценки суточных изменений теплосодержания воды в слоях 0—100, 0—200, 0—700 м, теплового баланса поверхности (потока тепла в воду) и океанической адвекции в различных слоях были составлены соответствующие ряды за весь период изменений.

На рис. 2 хорошо заметен выраженный квазициклический и в общем довольно часто согласованный характер изменчивости

обеих характеристик. Квазицикличность объясняется наличием квазипериодических компонент в междусуточных изменениях термодинамическом состоянии океана и атмосферы. В силу большей изменчивости атмосферы и относительной инертности океана короткопериодные колебания параметров взаимодействия формируются в большей степени за счет преобладания тех или иных типов и форм атмосферной циркуляции, определяющих фон давления воздуха, температурную стратификацию и облачность в атмосфере, а также градиент температуры между атмосферой и океаном. В спектрах междусуточных изменений теплового баланса, теплосодержания воды, адвекции и теплоотдачи выявлены доминирующие колебания с периодом около 13—15 и 5—7 суток, что указывает на их сходство вследствие общности факторов, обуславливающих спектральный состав колебаний этих параметров, хотя устойчивость таких колебаний специально не исследовалась. В отношении природы циклов, продолжительностью 5—7 суток, в колебаниях составляющих теплового баланса поверхности Норвежского моря можно полагать, что их возникновение есть следствие естественных синоптических периодов (ЕСП) в циркуляции атмосферы, а точнее следствие проявлений ЕСП в данном ряду наблюдений конечной продолжительности, на что неоднократно указывалось и ранее при анализе относительно коротких рядов наблюдений Г. В. Алексеевым и Ю. В. Николаевым для района судна погоды «М» обнаружены характерные временные масштабы изменения температуры воздуха около 18, 15 и 12 суток (помимо других, более длительных), которые позволили сделать вывод о возможности возбуждения таких колебаний в океане также за счет воздействия со стороны атмосферы.

Несколько подробнее рассмотрим изменчивость теплосодержания (и адвекции) вод в различных слоях от суток к суткам и пентадам в пределах периода измерений. Такие измерения представляются достаточно уникальными для данного района, тем более, что они относятся к центральной части самого крупного в Северо-Европейском бассейне стационарного антициклонического вихря или очага тепла [9, 10]. Оценки междусуточных колебаний теплосодержания квазиоднородного слоя свидетельствуют об их значительной изменчивости, достигающей 80—120 кДж/см² в сутки. Квазипериодический характер колебаний связан с изменениями в глубине залегания сезонного термоклина а следовательно, в толщине квазиоднородного слоя, вызванными внутренними волнами. Теплосодержание слоев 0—100 и 0—200 м теснее связано с температурой на горизонтах 100 и 200 м, чем с температурой на свободной поверхности именно потому, что поверхностная температура формируется в большей степени балансом тепла на границе раздела океан—атмосфера, а температура в толще термоклина — адвекцией и, в частности, вертикальными движениями.

Изменения теплосодержания верхних слоев тесно коррелируют между собой. Коэффициент корреляции между теплом в поверх

ностном слое и теплом в слое главного термоклина резко уменьшается до 0,3. Хорошо выражено общее повышение теплосодержания всех слоев, особенно заметное в слое 0—100 м в конце периода измерений, которое за июнь составило 30 кДж/см². Отмечаются существенные различия между колебаниями теплосодержания вблизи поверхности и всего слоя 0—700 м прежде всего за счет появления в глубинных слоях периодичности около 25—30 суток. При исследовании изменчивости тепловых процессов в океане из-за отсутствия регулярных инструментальных наблюдений за течениями определение океанической адвекции осуществляется с большими погрешностями [6].

В данной работе величина горизонтального переноса тепла течениями (и турбулентностью) в различных слоях оценена двумя способами. Во-первых, косвенным методом, по величине остаточного члена уравнения теплового баланса. Во-вторых, прямым методом, используя 30-суточные изменения вектора течения в июне на различных горизонтах на буйковой станции, а также данные по температуре воды (теплосодержанию) в слоях 0—100, 0—200 и 0—700 м в соответствии с выражением

$$A = (\partial Q / \partial x) u + (\partial Q / \partial y) v, \quad (4)$$

где $\partial Q / \partial x$, $\partial Q / \partial y$ — градиенты теплосодержания по координатным осям; u , v — составляющие течения.

Из анализа косвенных оценок следует, что суточные значения адвекции испытывают весьма существенные колебания как по величине, так и по знаку. В отдельные сутки роль адвекции в формировании температуры того или иного слоя отмечалась на порядок больше, чем влияние потоков тепла через поверхность моря. Осредненные по пятидневкам значения адвекции и изменения теплосодержания в слое 0—200 м тесно согласуются между собой (рис. 3). Колебания адвекции в поверхностных слоях практически идентичны. Колебания адвекции поверхностных слоев и во всей толще термоклина сильно различаются. Достаточно неожиданным результатом вычислений следует считать довольно многочисленные (около 30 % от реализации) поступления в район наблюдений более холодных масс, причем в отдельные периоды отмечались весьма существенные величины адвекции холода. Вызываемые адвекцией холода понижения теплосодержания слоев воды следует отнести либо за счет дивергенции течений в центральной части круговорота или образования кратковременных вихревых мезомасштабных структур на его периферии. И в том и в другом случае в центральную часть круговорота проникают более холодные воды из глубинных слоев, которые приводят к понижению температуры воды, т. е. к адвекции холода. В среднем за июнь адвекция тепла в слое 0—200 м составила по косвенным оценкам 11 Вт. Прямые измерения позволили получить величину того же порядка.

Из анализа колебаний адвекции, изменений теплосодержания и векторов течений на горизонте 150 м (последние осреднены

за двое суток для исключения приливной компоненты) на рис. 3 следует, что в рядах явно доминирует приблизительно двухнедельная вариация. Становится очевидным, что рост изменений теплосодержания, обусловленный увеличением адвекции, связан 7—11 и 17—21 июня с уменьшением скорости движения вод с южной составляющей и последующим изменением направления течения на северное. Уменьшение приращений теплосодержания вод, обусловленное падением адвекции до нуля или даже отри-

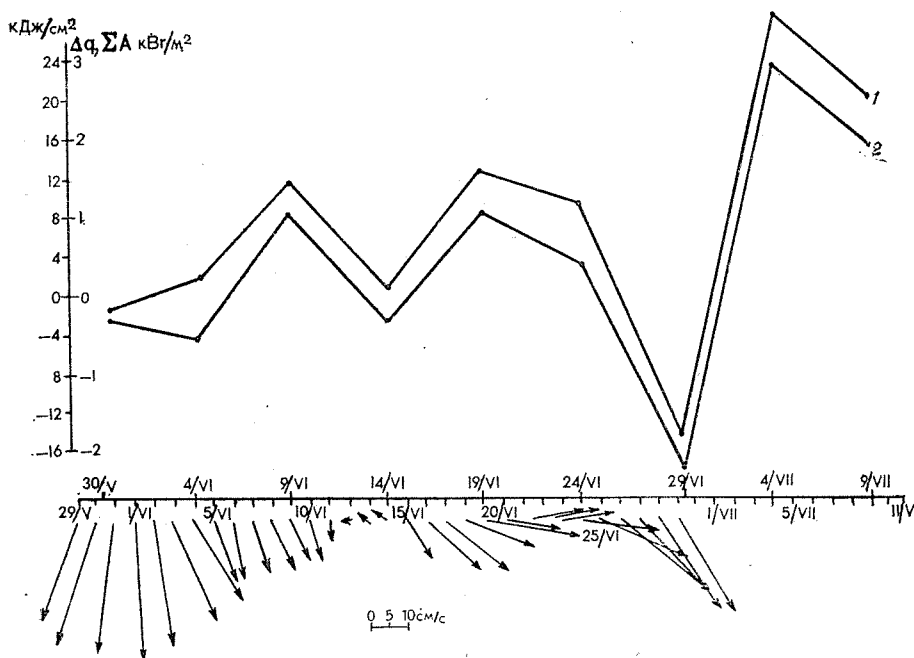


Рис. 3. Колебания теплосодержания (1), адвекции (2) в слое 0—200 м при пен-тадном осреднении и вектора результирующих течений на горизонте 150 м.

цательных значений, связан 12—16 июня и 27 июня — 1 июля с изменением направления движения вод с северного на южное.

В работах [1, 5] указывается, что в спектрах составляющих течения и его скорости в Норвежском море вообще и в данном районе, в частности, выделен преобладающий максимум энергии на периоде 13—15 суток. Эта полумесечная вариация скорости течения интерпретируется как волновое возмущение основного потока, приводящее к квазипериодическому смещению струйного течения относительно его среднего положения. Существование такого возмущения инициируется атмосферой, возможно, циклом индекса, т. е. сменой зонального типа циркуляции на меридиональный (и наоборот), причем изменения в атмосфере предшествуют изменениям в океане. Это предположение выглядит реалистичным, поскольку построено на строгих оценках.

Однако, принимая за основную причину указанной изменчивости динамику атмосферы, тем самым не проясняется механизм непосредственного формирования 13—15-суточных колебаний в океане. Такой механизм, возможно, связан с распространением баротропных волн Россби. Недавно замечено, что положение полярной фронтальной зоны (ПФЗ) как одной из двух главных струй Норвежского течения со временем испытывает горизонтальные смещения в пространстве явно волновой природы. Волнообразные возмущения ПФЗ приводят к пульсациям струйного течения как в области фронтальной зоны, так и в антициклонических (циклонических) вихрях, которые фактически ПФЗ и формируют. Первые оценки возмущений ПФЗ внутри месячного периода как будто бы подтверждают предположение об участии в них волн Россби длиной 200—400 км. Однако, рассматривая этот вопрос, нельзя полностью игнорировать также влияния на гидрофизические поля и процессы полумесячного долгопериодного прилива, обусловленного внешними факторами, степень воздействия которого на температуру воды в районе Курисио, обсуждается в печати.

Поступила 5/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Норвежская энергоактивная зона.— В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 5.— М.: Изд. ВИНТИ, 1985, с. 45—62.
2. Ариель Н. З., Бортковский Р. С., Бютнер Э. К. Основные принципы построения таблиц для определения турбулентных потоков в нижнем слое воздуха над морем.— Метеорология и гидрология, 1975, № 11, с. 55—65.
3. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры поверхностного слоя океана.— Методическое письмо Гидрометцентра СССР № 3.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 60 с.
4. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 50 с.
5. Николаев Ю. В., Алексеев Г. В., Романцов В. А., Саруханян Э. И. Результаты натурных исследований в Норвежской энергоактивной зоне.— В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 7.— М.: Изд. ВИНТИ, 1986, с. 46—72.
6. Никифоров Е. Г., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. К оценке дивергенции потоков тепла в океане.— В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.— Л.: Гидрометеоздат, 1979, с. 67—70.
7. Программа исследования атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата (программа «Разрезы»).— Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 1.— М.: Изд. ВИНТИ, 1983.— 60 с.
8. Романов В. Ф., Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е. Энергетика атмосферы в полярных областях.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.— 205 с.
9. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря в мае—июле 1979 г.— Тр./ААНИИ, 1982, т. 382, с. 26—34.
10. Романцов В. А., Смирнов Н. П. Тепловое состояние вод Норвежского моря.— Тр./ААНИИ, 1982, т. 382, с. 84—101.
11. Серяков Е. И. Многолетние изменения компонентов теплового баланса Баренцева и Норвежского морей.— В сб.: Мат-лы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, вып. 11.— М.: Изд. ВНИРО—НИНРО, 1968, с. 121—132.

12. Серяков Е. И., Куцева М. В. Многолетние колебания составляющих теплового баланса деятельного слоя в районе корабля погоды «М». — В сб.: Мат-лы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, вып. 12. — М.: Изд. ВНИРО—ПИНРО, 1967, с. 95—111.

13. Хлопов В. В., Романцов В. А. Тепловой баланс поверхности Норвежского моря и его внутрисезонная изменчивость в июле—сентябре 1978 г. — Тр./ААНИИ, 1982, т. 382, с. 110—119.

14. Шулейкин В. В. Взаимодействие звеньев в системе океан—атмосфера—материки. — В сб.: Мат-лы 5 съезда Всесоюз. географ. о-ва. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 36 с.

15. Тимонов В. В., Смирнова Л. И., Непол К. И. Об очагах взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 5, с. 745—749.

КРУПНОМАСШТАБНАЯ СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

В Норвежском и Гренландском морях инструментальные наблюдения за течениями весьма немногочисленны и отличаются разрозненностью в пространстве и времени по причине несовершенства технической базы и трудоемкости постановки измерителей в морских условиях. Имеющиеся данные измерений, как правило, относятся к отдельным локальным районам и характеризуются короткими рядами от одних-двух суток до одной-двух недель, полученными в теплый сезон. По такой информации невозможно достоверно идентифицировать реальное поле установившихся течений на всей акватории.

Сложившиеся представления о крупномасштабной структуре и особенностях циркуляции получены на основе косвенных данных с использованием расчетных методов. Исследованиям течений посвящено большое число работ в основном зарубежных авторов. К настоящему времени многие из них имеют лишь исторический интерес. Рассмотрим те работы, которые внесли фундаментальный вклад в проблему изучения циркуляции, оказались плодотворными для будущих и современных исследований.

Первая попытка представить во многом гипотетическую схему движения вод бассейна принадлежит Х. Мону в 90-х годах прошлого столетия, который также привел доказательства существования Восточно-Гренландского течения [20, 41]. К 1885 г. относят открытие М. Кнудсеном Восточно-Исландского течения [20]. Результатом анализа и обобщения фактических наблюдений явилась схема циркуляции Б. Хелланд-Ханзена и Ф. Нансена [53]. Были установлены основные особенности поверхностных течений в виде транзитного переноса теплых из Атлантики и холодных из Арктики вод как системы, важное место в которой занимали циклонические круговороты. Также были заложены основы региональной терминологии течений. Некоторые элементы этой системы (циклонический круговорот в Гренландском море, две струи Норвежского течения) оказались реалистичными и нашли подтверждение в более поздних работах. Немецкими и исландскими исследованиями в 1955—1957 гг. установлено существование циклонической циркуляции между о-вом Исландия и о-вом Ян-Майен с центром в северо-исландской котловине, освещение которой дано У. Стефанссоном [20].

В. А. Березкин первым составил динамические карты течений и предложил трактовку объяснения причин существования циклонического круговорота в Гренландском море [9]. На ре-

результатах использования динамического метода вычисления течений основана обстоятельная работа В. Т. Тимофеева по изучению структуры и режима циркуляции Северо-Европейского бассейна, некоторые выводы которой не потеряли значения до настоящего времени [41]. А. П. Алексеев и Б. В. Истошин, обработав весь доступный материал с помощью динамического метода, построили весьма подробную схему течений Северо-Европейского бассейна в летний сезон, которой иногда пользуются и сейчас [1, 2]. Авторы пришли к выводу о многоструйности Норвежского течения, локализации основной струи у побережья Скандинавии. По данным работ [1, 2] над Норвежской котловиной уже нет полностью замкнутого циклонического обращения вод, что является прогрессом по отношению к работе [53]. Однако наличие трех-четырех циклонов в атлантической водной массе и большое число струй в будущем не подтвердилось. Можно считать, что работа [1] явилась вершиной результатов применения динамического метода вычисления течений. Уточнения, полученные в работе [19], в большей степени касаются не основных элементов структуры течений, а их деталей.

Х. Мосби, вероятно, был первым, кто указал на существование в Норвежском море глубинной циркуляции [20, 25]. Ф. Фуглистер раньше других исследователей пришел к выводу о замкнутом характере такой циркуляции и указал на локализацию основного потока Норвежского течения в центральной части моря, в удалении от берегов [52]. В. Меткалф усилил этот вывод, выявив характер распространения донных вод Норвежского моря, вследствие чего стало очевидным, что холодные воды Северо-Европейского бассейна, поступающие в Арктический бассейн, формируются в Норвежском, но не Гренландском море [54, 25]. Следовательно, в движении на север участвуют не только поверхностная атлантическая, но и донно-глубинная водная масса.

К. Аагард и Л. Коучмен получили оценки переносов вод к югу в Гренландском море, в которых важное место отведено расходу промежуточных атлантических вод, и фактически окончательно обосновали представление о существовании мощной циклонической циркуляции теплых вод в пределах всего Северо-Европейского бассейна [48, 50], что позволило авторам работы [25] распространить этот вывод на толщу вод до 1000 м, хотя в нем, несомненно, присутствуют фрагменты более ранних исследований. Важно отметить, что существование мощной циклонической циркуляции теплых вод привело к предположению о наличии глубже расположенной антициклонической циркуляции, которая как-то связана с образованием донных вод и необходима для сохранения баланса тангенциального напряжения в столбе воды между поверхностью и дном [25].

Фактические данные, однако, свидетельствуют о том, что западный и восточный элементы этого макроциклонического вихря есть не что иное, как части спирали, соответственно которой продвигаются сначала на поверхности, постепенно переходя на

промежуточные горизонты атлантические и полярные воды. Начало верхней части «теплой» спирали связано с продвижением атлантических вод от южных проливов приблизительно до $75-76^{\circ}$ с. ш., когда за счет потери устойчивости происходит их углубление на промежуточные горизонты и поворот под влиянием рельефа дна сначала на запад, а затем и на юг, где они еще заметно прослеживаются между о-вом Ян-Майен и о-вом Исландия. При этом часть вод поступает в Баренцево море и пролив Фрама (в Арктику). Аналогично начало верхней части «холодной» спирали связано с продвижением арктических (полярных) вод от пролива Фрама к Фареро-Шетландскому (и Датскому) проливам. Интерес к глубоководной циркуляции выделил проблему стока донных вод на южной границе бассейна в Атлантику, известного как явление «перелива» [25, 56].

Таким образом, основу сложившихся представлений об особенностях течений составили: крупномасштабный циклонический круговорот (или спираль) как следствие транзитного переноса теплых вод в восточной части бассейна на север, а холодных — в западной — на юг с ответвлениями в смежные районы; два относительно локальных циклонических обращения вод в Гренландском море; эпизодические переливы донных вод пульсационной природы в Атлантику. Поля течений получены, как правило, с помощью динамического метода с привлечением отдельных инструментальных данных и сведений о плавающих предметах. Однако динамический метод есть первое приближение реальной циркуляции в бароклинном океане, если в качестве нулевой поверхности выбрано дно [37]. Как для всего Северного Ледовитого океана [25], так и для Северо-Европейского бассейна такие вычисления не были выполнены, вероятно, из-за отсутствия необходимых полей плотности, слабой изученности плотностной стратификации и сложного характера донной топографии (резкие перепады глубин, наличие котловин, подводных хребтов и плато).

Попытка исследования циркуляции сделана в работе [44]. С помощью геострофической модели выполнены расчеты и построена трехмерная схема движения вод для весны 1958 г. Авторам структура циркуляции представляется как результат сложного взаимодействия генерального переноса вод, вызываемого преобладающей системой ветров, и различных по происхождению вихревых образований.

Прогресс в изучении циркуляции явно наметился в связи с реализацией крупных натуральных экспериментов и полигонных исследований. Например, в работах [21, 22] по данным наблюдений на полигоне с применением инструментальных методов измерения течений удалось уточнить суждения о пространственно-временной изменчивости циркуляции вод Норвежского моря и получить сведения о существовании вихревых образований вблизи от фронтальной зоны.

При осуществлении экспедиций «ПОЛЭКС-Север» и «Разрезы» получены на регулярной основе данные о плотности воды

для всей акватории в сжатые сроки (сезон, месяц), к которым были применены для вычислений более совершенные бароклинные диагностические модели [37]. Первый расчет такого типа по среднесезонным данным был изложен в работе [18], хотя реальной картины авторам получить не удалось, можно полагать, из-за некачественных исходных данных [5]. После проведения эксперимента «ПОЛЭКС-Север-76» впервые по месячным данным для апреля, мая и июня были составлены детальные схемы циркуляции (функции полных потоков и вектора течений) [17]. Структура потоков имела выраженный вихревой характер. Интенсивность циркуляции по данным синоптических съемок оказалась на порядок выше оценок, полученных по среднесезонным полям [18]. Были отмечены: сильный поток, направленный из района Фареро-Исландского пролива; антициклонические структуры в зоне действия Норвежского течения (май), подтвержденные распределением теплосодержания вод [28], и преобладающий южный перенос вод глубже 2000 м.

Одновременно выяснилось, что в целом система циркуляции в том виде, как это следует из сложившихся представлений, отсутствует. Главной особенностью полных потоков явилось значительное число динамических образований циклонического и антициклонического типа с характерным масштабом 200 км, сложным образом распределенных по акватории. От месяца к месяцу отмечались смена знака и чередование преобладающей завихренности. Поле функции полных потоков в значительной степени зависит от глубинных аномалий плотности, которые малы и неточны, и весьма чувствительно к изменению глубины океана, которые в данном районе отличаются резкими перепадами. Следует также иметь в виду фактическую несинхронность наблюдений, приводящую к искажению реального поля плотности воды при интенсивной динамике вод, а также близость некоторых возмущений по своему масштабу к шагу сетки океанологических станций. Следовательно, несмотря на слабую надежду на реальность многих динамических структур, стала совершенно очевидной не состоятельность представления интегральных течений, по крайней мере в зоне распространения атлантических вод, однородным полем меридионального распределения, а также существенный вклад нестационарных процессов (синоптической изменчивости) в общую циркуляцию вод.

В работе, посвященной изучению циркуляции Норвежского моря в мае-июле 1979 г. [33], использовались данные о плотности воды, полученные в условиях меньшего влияния несинхронности (квазисинхронности), когда разница во времени между выполнением отдельных разрезов составляла около 2—3, а не 10—12 суток, как в работе [17]. Граничные разрезы выполнялись практически синхронно, а время выполнения океанографической съемки составило 15 суток. В качестве интегральной характеристики, отражающей влияние бароклинности всей толщи океана, было использовано превышение уровня, позволяющее предста-

вить топографию уровенной поверхности. Рельеф свободной поверхности оказывается более чувствительным к учету неоднородностей морской воды и менее чувствительным к изменению глубины океана. Уровень гораздо слабее зависит от величины коэффициента вертикального обмена импульсом, известная неопределенность которой может привести к неточному учету трения ветра, а поэтому к возможной маскировке бароклинных структур течений дрейфовыми потоками. Как показывает опыт диагностических исследований течений Мирового океана, дрейфовая компонента в отдельных случаях приводит не только к количественным, но и качественным изменениям в суммарных течениях [11].

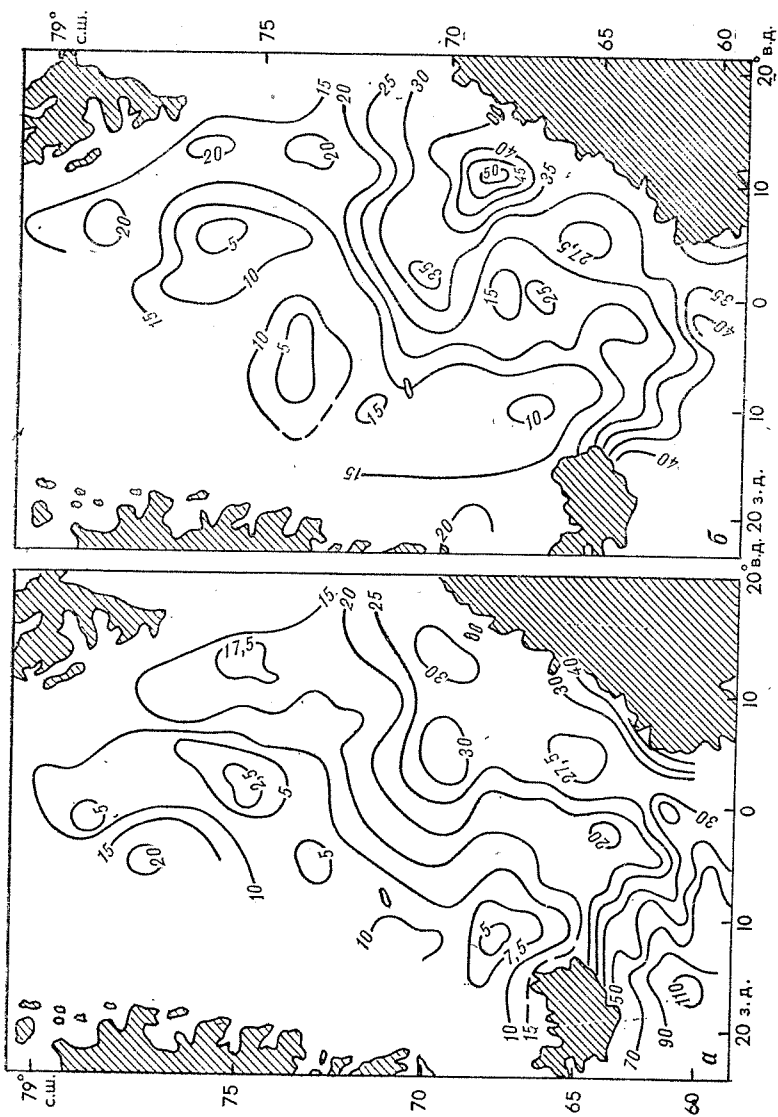
В работе [33] удалось впервые для мая и июля 1979 г. представить динамический рельеф Норвежского моря уже как систему квазистационарных образований — круговоротов антициклонического типа, определенным образом расположенных относительно полярной фронтальной зоны (ПФЗ). Антициклоны локализируются в теплой воде (справа, к востоку от ПФЗ), причем и в мае и в июле наглядно прослеживались два таких образования на 65° с. ш. и вблизи 70° с. ш. Циклоны наблюдаются в холодной воде (слева, к западу от ПФЗ) и удалось подтвердить существование циклона к югу от о-ва Ян-Майен [1, 2, 20]. Была выявлена важная роль процессов в ПФЗ, приводящих к образованию синоптических рингов, которые в отдельные периоды времени могут существенно изменить термодинамический фон в центральной части моря.

В дальнейшем исследования были отнесены к другим сезонам года и убедительно подтверждены выводы работ [28, 33, 34], для лета и осени 1982 г. [31], осени-зимы 1983/84 г. [34]. Стало возможным утверждать, что очаговая структура термодинамического поля Северо-Европейского бассейна есть неотъемлемая составная и важнейшая часть общей циркуляции вод, которая ранее была неизвестна [3, 4, 30]. В работе [30] также выдвинута гипотеза, носящая более общий характер.

1. Справа от ПФЗ существует генеральное антициклоническое, а слева — генеральное циклоническое обращение вод, ядра которых тяготеют, главным образом, к отрицательным формам рельефа дна или к материковому склону бассейна, причем в глубоководных котловинах бассейна, вероятно, существует собственная циркуляция вод с интегральным переносом, превышающим расход поверхностных вод в области действия Норвежского и Гренландского течений.

2. Каждая из известных ветвей Норвежского и Восточно-Гренландского течений сопряжена с одним или несколькими термодинамическими образованиями, на периферии которых и формируются струйные потоки с фронтальной зоной на левой границе течения.

3. Основные особенности циркуляции бассейна отмечаются определенной устойчивостью. Несмотря на выраженную вихревую активность в синоптическом интервале периодов элементы сред-



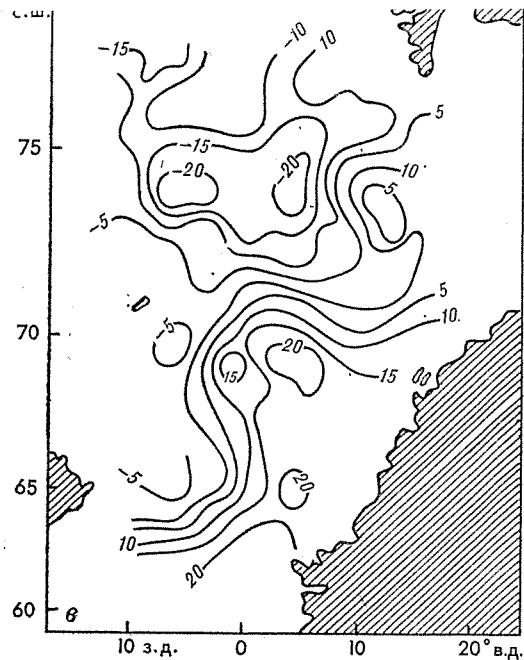


Рис. 1. Уровенная поверхность (см) в январе—марте 1974 г. (а), августе—октябре 1975 г. (б) и ноябре 1986 г. (в).

них течений заметно не подавляются ею. Под влиянием процессов вихреобразования и меандрирования изменяется форма и интенсивность круговоротов. Масштаб миграций круговоротов из-за воздействия синоптической изменчивости относительно невелик.

Было также предложено, что само существование стационарной динамической системы бассейна, состоящей из образований разного знака завихренности, разделенных океаническим фронтом, вероятно, может свидетельствовать о важной роли термохалинных факторов в формировании средней циркуляции вод.

В подтверждение реальности выдвинутой гипотезы можно сослаться на известность циклонических круговоротов Гренландского моря. Генеральный перенос вод в районе наиболее крупных антициклонов (вблизи 70° с. ш. и в районе судна погоды «М» вблизи 65° с. ш.) подтвержден инструментальными измерениями течений, в первом случае в 1979 г. и 1983 г., во втором — в 1978 г. [30].

На рис. 1 изображена уровенная поверхность бассейна в январе—марте 1974 г., августе—октябре 1975 г. и ноябре 1986 г. Несмотря на фактическую несинхронность измерений в 1974 г. и 1975 г. рельеф свободной поверхности может быть вполне удовлетворительно описан в соответствии с выводами работ [3, 4, 28, 30—34]. Наибольший перепад уровня между восточной и западной частями бассейна составляет 40—50 см. Перепад уровня между районом вблизи побережья Норвегии и Гренландским круговоротом составляет 120 см, а между Северным и Гренландским морями по данным работы [11] — 160 см. Если учесть, что шаг сетки в этой работе принят 1° , то такое различие вполне объяснимо.

Для проведения сравнительного анализа вычисления выполнены также по модели А. С. Саркисяна с использованием наблюдений на более частой сетке с шагом в $0,5^\circ$ по широте и $1,25^\circ$ по долготе. Поскольку большие пространственно-временные масштабы осреднения приводят к подавлению детальных особенностей структуры, важно определить, насколько подсеточные масштабы движений влияют на выявленные крупные формы динамического рельефа. Наблюдения охватывали довольно крупные районы бассейна с разными типами водных масс в апреле 1976 г., феврале 1977 г., июне 1980 г. Анализ этих результатов проведен в направлении подтверждения выводов по более редкой сетке станций о наличии в Гренландском море, наименее обеспеченном данными наблюдений, сопряженной системы циклонического и антициклонического движения вод, разделенных полярной фронтальной зоной. Результаты анализа подтверждают вывод о существовании системы разнонаправленных круговоротов и выявляют ряд деталей, незаметных ранее.

Общность, по крайней мере качественная, динамических структур для различных сезонов и лет дает основание представить структуру установившихся течений путем формального осреднения результатов расчетов циркуляции вод в разные сезоны и год

Такая работа была выполнена и по данным 22 съемок Норвежского моря с помощью модели Саркисяна. По программе, составленной Н. Ю. Дорониным, вычислены элементы течений на 11 горизонтах. Были использованы материалы практически всех съемок, выполненных в разные сезоны за ряд лет с 1974 по 1984 г. Из указанного числа только 6 съемок освещают данными Гренландское море. 16 съемок выполнены в течение месяца (22—27 дней), 4 — в течение двух недель, 2 — в течение трех месяцев. Результаты вычислений были осреднены в узлах географической сетки с шагом 1° широты и $2,5^\circ$ долготы по слоям главного термоклина (0—500 м), распространения глубинных (800—1500 м) и донных (2000—3000 м) вод и таким образом была получена среднегодовая картина интегрального движения в поле распределения основных водных масс. Схема средней циркуляции Северо-Европейского бассейна изображена на рис. 2. Разумеется, на схеме нашли отражение наиболее выразительные квазипостоянные особенности средних течений. Полученная средняя циркуляция в Норвежском море обеспечена данными лучше, чем в Гренландском. Поэтому и степень достоверности представления течений в первом случае выше. В Гренландском море (особенно в проливе Фрама и на шельфе) положение динамических образований установлено предположительно.

Рассмотрим реальность некоторых элементов структуры квазистационарной циркуляции по независимым данным. По наблюдениям на э/с «Йоганн Йорт» в апреле—мае 1958 г. даже при крайне разреженной и неравномерной сетке разрезов и станций хорошо выражена на глубинных горизонтах не только обширная тепловая аномалия в районе $68\text{--}72^\circ$ с. ш., $2\text{--}15^\circ$ в. д., но и небольшие по размерам ядра теплых вод в Гренландском море: к западу от мыса Зюйд-Кап (76° с. ш., $13\text{--}15^\circ$ в. д.), в проливе Фрама (80° с. ш., $4\text{--}5^\circ$ в. д.), на континентальном склоне Гренландии (78° с. ш., $3\text{--}5^\circ$ з. д.) [42]. Теплые ядра однозначно связаны с пониженной аномалией плотности воды. Плотность воды — единственный индикатор поля течений [37].

Следовательно, в теплых ядрах имеется конвергенция более легких вод к центру неоднородности и опускания их на глубину, то свойственно антициклонам. На рис. 2 приблизительно в тех же районах локализуются антициклонические вихри. Пара сопряженных вихрей в проливе Фрама получена в работе [42] по другим данным. Непосредственные измерения течений между Шпицбергом и Гренландией, выполненные в 1971—1972 гг., свидетельствуют о том, что в точке $78^\circ 35'$ с. ш., $2^\circ 20'$ в. д. среднее течение направлено на юго-восток [49], а в точке $75^\circ 35'$ с. ш., $04'$ в. д. — на север, что, вероятно, можно связать с восточной астью антициклона в первом случае и гидрофронтом Восточно-Шпицбергенского течения — во втором. Данные работы [40] свидетельствуют о наличии трех гидрофронтов к западу от о-ва Медвежий и также отражают структуру течений в этом районе (см. рис. 2).

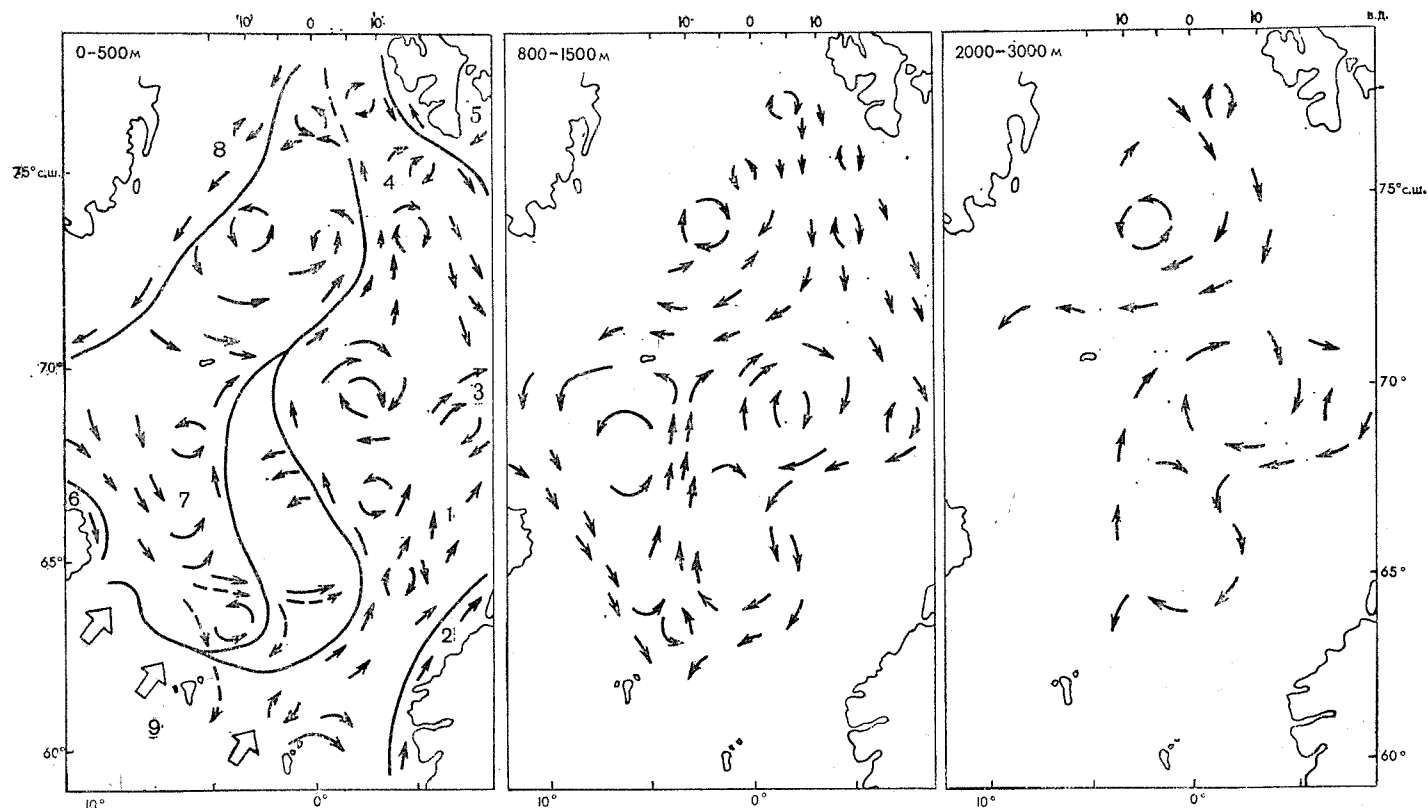


Рис. 2. Схемы установившейся циркуляции:

1 — поток атлантических вод и фронтальная зона Норвежского течения; 2 — поток смешанных прибрежных скандинавских вод и фронтальная зона Балтийского течения; 3 — поток атлантических вод и Нордкапское течение; 4 — поток атлантических вод и Западно-Шпицбергенское течение; 5 — поток арктических вод и фронтальная зона Восточно-Шпицбергенского течения; 6 — поток атлантических, смешанных прибрежных вод; 7 — поток арктических вод и фронтальная зона Восточно-Исландского течения; 8 — поток

Наличие антициклона к западу от о-ва Медвежий подтверждается данными наблюдений на полигоне в феврале 1977 г., выполненном на нис «Профессор Визе». Тем не менее местоположение локальных вихрей дано по весьма ограниченному числу данных ориентировочно и нуждается в дополнительном уточнении. Несомненно, количество вихрей в зависимости от интенсивности адвекции вод может меняться так же, как их локализация. Кроме того, при переходе к более частой сетке станций наблюдений число таких вихрей возрастает.

О наличии антициклонического вихря на севере Норвежского моря свидетельствуют данные работы [44]. Генеральное антицик-

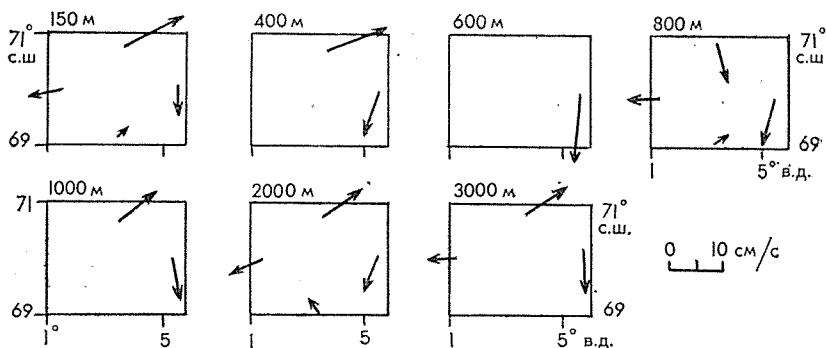


Рис. 3. Осредненные векторы течений в антициклоническом вихре.

лоническое движение вод в этом районе для слоя 150—3000 м хорошо заметно по данным измерений течений при суточном и 15-суточном осреднении данных, полученных на четырех буйковых станциях в июне 1985 г. (рис. 3). Среднее течение за различные периоды месячной серии наблюдений на буйковой станции в июне 1979 г., выставленной в северо-восточном секторе вихря, имеет юго-восточное направление.

Данные всех 35 крупномасштабных океанографических съемок Норвежского и Гренландского морей, имеющих в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, указывают на существование на 70—69° с. ш., 0—10° в. д. двухъядерной тепловой аномалии, т. е. антициклонической циркуляции. Наблюдения на девяти мезомасштабных полигонах в 1977—1978 гг. и данные буйковой станции свидетельствуют о существовании антициклона в районе судна погоды «М».

Данные, полученные в период 18 рейса нис «Михаил Ломоносов» осенью-зимой 1965 г., подтверждают существование антициклонического вихря в центре Фареро-Шетландского пролива [10, 17, 36]. Район пролива охарактеризован отсутствием подповерхностного максимума устойчивости, отмеченного в смежных районах (его разрывом), что связано с существованием интенсивного турбулентного перемешивания верхнего слоя.

В юго-восточной части пролива выделено ядро повышенного теплосодержания вод и отмечена решающая роль адвективного переноса тепла течениями в распределении теплосодержания [36]. В работе [10] приведены значения вертикальной скорости переноса между атлантической и глубинной водной массой ($w = 0,8 \times 10^{-3}$ см/с), которые превысили оценки, полученные ранее для верхних слоев Атлантического океана. Существование в Фареро-Шетландском проливе значительной вертикальной скорости объясняется сильным прогибом изопикнической поверхности $\sigma_t = 28,0$ усл. ед. от 500 до 800 м, который отмечен в центре пролива. Схема движения вод, составленная для пролива, и распределение величин проекций вектора среднесуточного значения течения на нормаль к плоскости разреза в проливе по наблюдениям на пяти буйковых станциях может служить указанием на антициклоническую завихренность в проливе. В этой же работе высказано предположение о существовании около порога Уайвилла-Томсона крупномасштабного вихря (см. рис. 1а). Указание на циклонический вихрь к северо-востоку от Фарерских островов получено сотрудниками Ленинградского гидрометеорологического института на нис «Профессор Дорофеев» в 1985 г.

Приведенные независимые данные и сведения из опубликованных источников свидетельствуют о реальности предложенной схемы для слоя главного термоклина и существовании в нем замкнутых динамических образований. Поэтому представляется оправданным распространить выводы работ [3, 4, 28, 30—34] полученные для отдельных сезонов и различных лет на климатическую циркуляцию, придав им более общий характер. Следовательно, справа от полярной фронтальной зоны по наибольшим отметкам динамического рельефа в зоне действия Норвежского течения проходит ось конвергенции, а слева от полярной фронтальной зоны по наименьшим отметкам динамического рельефа в зоне распространения Восточно-Гренландского течения — ось дивергенции течений. Наибольший перепад уровня между восточной конвергенцией и западной дивергенцией составляет около 50 см. Эта закономерность зонального распределения уровня поверхности имеет обобщенный вид и справедлива только для глубоководной части бассейна за пределами прибрежных районов.

На аваншельфе Скандинавии уровенный рельеф испытывает небольшое понижение, а затем подъем, обусловленный действием Балтийского течения, на левой границе которого находится фронтальная зона. Аналогичная ситуация имеет место в прибрежных водах Шпицбергена благодаря Восточно-Шпицбергенскому течению (и участку арктической фронтальной зоны), а также на материковом склоне и шельфе Гренландии за счет развития Восточно-Гренландского течения и существования мощной арктической фронтальной зоны. Это, вероятно, означает, что в прибрежных районах Скандинавии и Шпицбергена должна существовать также локальная дивергенция, а на шельфе Гренландии — лс

кальная конвергенция течений. Таким образом, меридионально-осредненный профиль уровня поверхности бассейна с включением прибрежных районов имеет более сложное строение. Однако структура течений на шельфе Гренландии из-за недостаточного освещения данными наблюдений практически не изучена, а Балтийское и Восточно-Шпицбергенское течения не играют в режиме циркуляции Северо-Европейского бассейна заметную роль.

Функциональная деятельность круговоротов и их динамика благодаря сосредоточению значительной энергии в небольших объемах воды, вероятно, определяет главные особенности циркуляции (тепловое состояние) вод по всем временным масштабам, может быть показательна для интенсивности струйных течений, а состояние наиболее крупных вихрей оказывает влияние на энергообмен морской подстилающей поверхности с атмосферой [45]. Существование круговоротов обусловлено действующими в бассейне средними течениями.

Меридиональные течения осуществляют генеральный транзит полярных вод на юг, а атлантических — на север, и, таким образом, являются элементами крупномасштабной системы циклонической циркуляции, сформированной под воздействием климатического распределения атмосферного давления с повышенным фоном над Гренландией и пониженным — над Скандинавией. При этом круговой характер динамических образований отмечается на фоне перемещения в поверхностных слоях теплых и высоко-солёных вод с Норвежским течением с юга на север на востоке бассейна, а холодных и опресненных вод с Восточно-Гренландским течением в обратном направлении на западе, в то время как часть атлантических вод проникает в западную часть акватории, а полярных — в восточную, участвуя в возвратном движении, которое осуществляется по спирали с постепенным переходом на промежуточные и глубинные горизонты. Механизм образования стационарных циклонов и антициклонов остается невыясненным. Однако локализация круговоротов в пространстве свидетельствует о том, что имеет место связь вихрей с фронтальными зонами океана, а также с топографией дна. По сути циклоны и антициклоны — это мезомасштабные топографические вихри сложного вертикального строения, достигающие дна.

Полученная схема наглядно демонстрирует единство и взаимосвязь струйных потоков фронтального типа и круговых движений в форме вихрей обоих знаков, связанных с формами донной топографии и различающихся размерами, которые расположены почти симметрично относительно гидрофронтов. При грубом приближении, вероятно, можно полагать наличие некоторой иерархии характерных пространственных масштабов круговоротов.

1. Масштаб 1000 км, соизмеримый с размерами Северо-Европейского бассейна.

2. Масштаб 500 км, соизмеримый с размерами моря или, вернее, крупных акваторий бассейна со схожими особенностями рельефа дна.

3. Масштаб 80—100 км, соизмеримый с характерными размерами мезомасштабных вихрей.

Понятие характерного пространственного масштаба, как иногда принимается, определяет радиус неоднородности. Типичную динамическую ситуацию в Северо-Европейском бассейне, указывающую на почти симметричное расположение вихрей (циклонов и антициклонов) по обе стороны от полярной фронтальной зоны, можно обнаружить, например, в центральной части бассейна.

Наиболее крупный антициклон с двумя ядрами локализован в Лофотенской котловине, причем восточное ядро вихря тяготеет к континентальному склону вблизи от островов Вестеролен. Наиболее крупный циклон (также с двумя ядрами) расположен в Гренландской котловине. Поэтому резкий фронтальный раздел над порогом Мона (который представляет собой участок полярной фронтальной зоны) есть следствие пограничных процессов в области двух наиболее крупных круговоротов Северо-Европейского бассейна. Такая же ситуация прослеживается и на других участках акватории. Если осреднить уровенный рельеф в меридиональном направлении по осям конвергенции и дивергенции, то получим комбинацию в виде сопряженных циклона и антициклона, формирующих выраженный фронтальный раздел. Эту двухъядерную (бинарную) структуру или диполь можно представить в виде элементарной ячейки циркуляции или первичного циркуляционного механизма. По отдельным оценкам переносы вод внутри таких круговоротов могут достигать 20—30 Св и значительно превышать поступление вод в Северо-Европейский бассейн из внешних источников, например, из Атлантики через Фареро-Шетландский пролив или выноса вод через Датский пролив.

Например, в работе [47] перенос водных масс в западной части гренландской круговой циркуляции составляет 35 Св. В августе 1982 г. расход антициклонического вихря около 70° с. ш в Норвежском море, рассчитанный по методике из работы [12] получился около 18—20 Св [31]. Вычисления, выполненные в работе [38], согласно модели [37] с использованием климатических данных на сетке станций 1° по широте и 2,5° по долготе из работы [5], позволили автору работы оценить перенос вод в антициклоне в 14 Св, а с использованием климатических данных на сетке станций в 1° из работы [51] — в 28 Св. Приведенные оценки, несмотря на их лишь порядковую близость, в несколько раз превышают величины поступления или стока вод бассейна [8, 25, 43, 44, 46].

По средним данным наиболее интенсивное движение вод струйного характера сосредоточено в области климатической полярной фронтальной зоны, т. е. вдали от берегов Скандинавии. Это поток в виде выраженной струи формируется в районе Фареро-Исландского пролива, ориентирован сначала на юго-восток и восточнее меридиана Фарерских островов, имеет генеральное северное направление, формируя поток тепла в сторону Арктики

В южной части моря, возможно, поток усиливается за счет присоединения атлантических вод из Фареро-Шетландского пролива, в зоне распространения которой и отмечается ряд антициклонических вихрей. Вторая менее выраженная струя Норвежского течения сосредоточена в области внутримассовой фронтальной зоны, которая прослеживается к северу от 65° с. ш. и направлена на северо-восток. Эта струя соответствует восточной струе течения по традиционной классификации [19] и она обуславливает перенос тепла в Баренцево море. Следует указать, что вопрос о водо-(тепло-)обмене Атлантического и Северного Ледовитого океанов через Фареро-Исландский пролив до сих пор остается открытым [25, 39, 43, 46], поскольку существующие точки зрения (исключая возможность переноса вод через этот пролив, предполагающая главенствующую роль пролива для поступления атлантических вод в Норвежское море) не подтверждены достаточным количеством надежных данных [39, 43, 46].

Основной довод сторонников первой точки зрения заключается в том, что перед Фареро-Исландским проливом расположена мощная фронтальная зона, которая перекрывает доступ вод на север. Однако результаты современных исследований указывают на двойственную роль фронтальных зон океана. С одной стороны, это границы раздела различных водных масс, а с другой, — эффективный механизм обмена свойствами между ними. Замечено, что теплосодержание вод перед Фареро-Исландским проливом всегда выше, чем перед Фареро-Шетландским проливом, а это может косвенно свидетельствовать о более интенсивных течениях в первом районе.

Кроме того, перенос вод может осуществляться на уровне вихревой активности в полярной фронтальной зоне. Например, в работе [34] отмечен случай, когда из Фареро-Исландского пролива в Норвежское море распространялась значительная по размерам тепловая аномалия, превосходящая тепловой поток через Фареро-Шетландский пролив. В работе [31] отмечались некоторые аномальные явления в распределении водных масс и общем тепловом фоне в слое главного термоклина, имеющие видимую связь с динамикой вод в Фареро-Исландском проливе. В зоне смешения в октябре и ноябре 1983 г. обнаружено значительное по размерам пятно атлантических вод, несомненно обусловленное течением из района Фареро-Исландского пролива [34]. Приток атлантических вод в Фареро-Шетландский пролив в этот период был ослаблен. Поэтому степень влияния течений из Фареро-Исландского пролива, а также из Фареро-Шетландского пролива на режим течений всей акватории еще не выяснена. Есть лишь первые данные о знакопеременной форме колебаний водообмена в обоих проливах [35] и, возможно, противофазности изменений в масштабе квазидвухлетнего периода. Для ограниченного периода эпохи низкой интенсивности поступления атлантических вод в Северо-Европейский бассейн получен вывод о совпадении знака тепловой аномалии в среднем для всего Норвежского моря и

для района Фареро-Исландского пролива и о противоположном характере связи средней аномалии и аномалии в Фареро-Шетландском проливе.

В слое глубинных вод приблизительно от 800 до 1500 м структура течений претерпевает существенные изменения. В Норвежском море формируется почти замкнутая система, состоящая из циклонической циркуляции в западной части и антициклонической — в восточной. Под Восточно-Исландским течением имеет место поток вод юго-восточного направления, совпадающий с движением поверхностных вод. Под восточной ветвью Норвежского течения проявляется движение вод противоположного направления. Наиболее сильная трансформация течений заметна в Гренландском море. Здесь повсеместно прослеживается рециркуляция вод в присутствии трех антициклонических и двух циклонических вихрей. Под полярной фронтальной зоной отмечается движение вод в южном направлении. Отсутствует поток вод в Арктику. Впервые схожая в основных чертах картина глубинных течений Гренландского моря была получена по данным 13 рейса научно-исследовательского судна «Профессор Зубов» в январе—марте 1974 г. по программе, составленной Г. А. Семеновым. Рециркуляция вод в восточной части моря получена в работе [26]. Влияние циклонического вихря в Гренландской котловине и антициклонического — в Лофотенской на состояние глубинных вод хорошо заметно по тепловым аномалиям в работе [6]. Движение донных вод (слой 2000—3000 м) представлено антициклоном в Норвежском море, циклоническим вихрем и южным потоком — в Гренландском море.

Реальность схем средней циркуляции также является следствием достаточно высокой надежности вычисления элементов течений, характерной для модели Саркисяна. С помощью этой модели получены удовлетворительные результаты для различных районов Мирового океана в толще вод 1000—1500 м. В более глубоких слоях качество расчетов снижается, как полагают, из-за «двойного» учета рельефа дна и атмосферного давления, использования рассогласованных данных по глубине и плотности воды. Служит источником ошибок приблизительное знание переносов воды на границе расчетной области, несинхронность измерений и недостаток данных, а также низкая точность измерения температуры и солености воды в глубинных и придонных слоях. Поэтому схемы течений для этих слоев можно рассматривать как приблизительные, как первое довольно грубое приближение реальной картины циркуляции. Некоторую условность приведенным схемам придают относительно небольшой ряд наблюдений, относящийся к конкретному периоду циркуляционной эпохи океана. Этот период обусловлен началом климатического тренда потепления, низким уровнем теплового фона и поступления атлантических вод в бассейн, наконец, включением лишь в основном регрессивной фазы 12—15-летнего цикла, которая в 1984 г. сменилась прогрессивной, связанной со значительным потеплением вод.

Рассмотрим вертикальную структуру течений в круговоротах. Полное представление о вертикальной структуре и деталях строения круговоротов отсутствует. Делаются первые шаги в этом направлении. В мае-июне 1980 г., в сентябре 1984 г. и июне 1985 г. были проведены полигонные исследования самого крупного антициклона Северо-Европейского бассейна, вернее его западного ядра, в районе с центром 70° с. ш., 5° в. д. с шагом измерений 35—40 км и постановкой буйковых станций (1985 г.). Некоторые результаты таких исследований приведены на рис. 3—5.

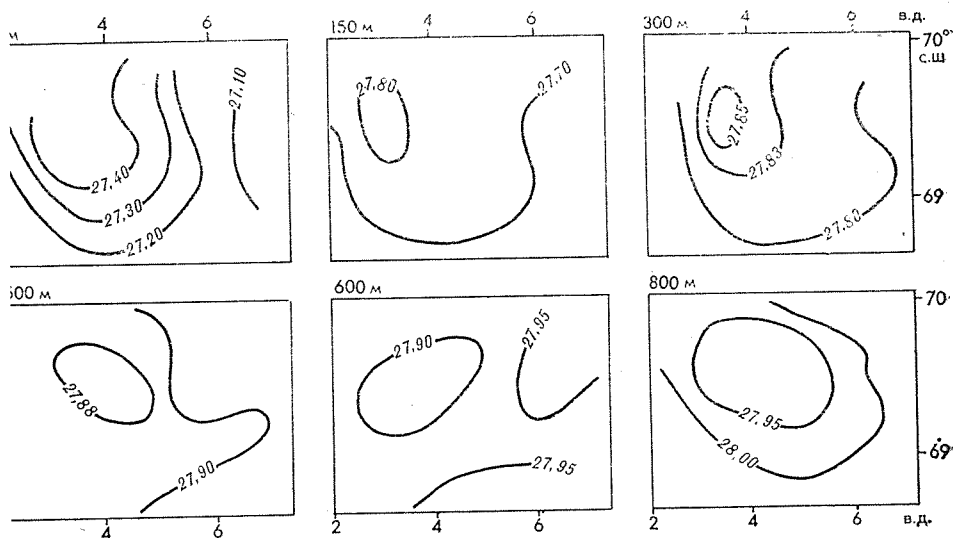


Рис. 4. Поля плотности воды в антициклоническом вихре.

Следует отметить, что стационарный вихрь с глубиной трансформируется по достаточно сложному закону, однако прослеживается до больших глубин, возможно, до дна [31]. Характер трансформации вихря нелинеен. На нижней границе термоклина (около 500—600 м) диаметр антициклона увеличивается. Средние за период измерений скорости течений достигают наибольших значений до 10—12 см/с на горизонтах 400, 600 м. Наибольшего развития вихрь достигает на горизонтах 700—800 м (400—450 км), и в круговорот вовлекаются водные массы от 68 до 72° с. ш. и от 0 до 10° в. д. На горизонте 800 м скорости уменьшаются до 4—5 см/с и отмечается их стабилизация до последнего горизонта наблюдений. С горизонта 1000—1500 м размер вихря начинает несколько уменьшаться и отмечается его постепенное затухание, однако вектора течений указывают на правостороннее вращение почти до дна.

Нулевая изотерма как показатель глубины проникновения теплых вод из поверхностных слоев достигает 1300—1500 м при

среднем значении (по морю) около 650—700 м, т. е. в генеральном плане антициклон представляет собой воронку, в центре которой осуществляется опускание атлантических вод (а по краям — подъем глубинных). В поверхностных слоях, например, в поле средних температур до глубин 300—400 м, вихрь не проявляется и отмечается даже понижение температуры воды в центре по сравнению с периферией.

Как показывают рис. 3—5, опускание в центре круговорота начинается не выше горизонтов 300—400 м, что приводит к фор-

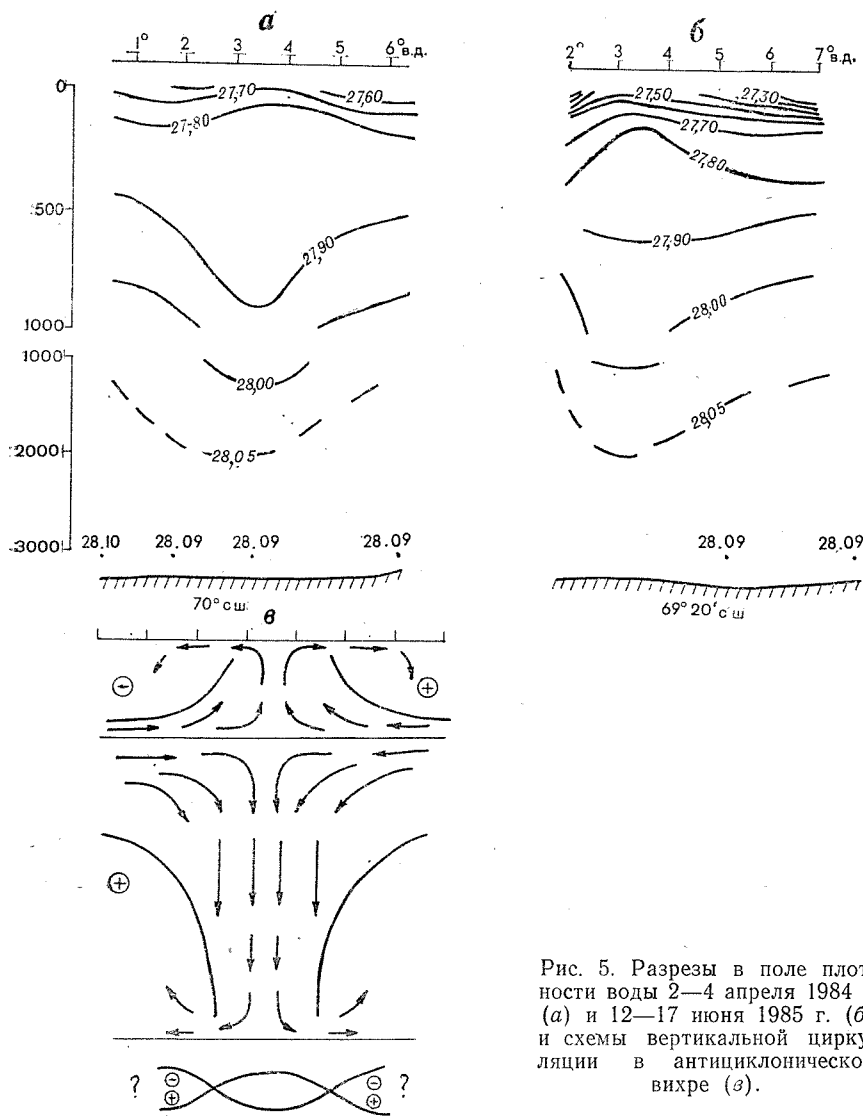


Рис. 5. Разрезы в поле плотности воды 2—4 апреля 1984 г. (а) и 12—17 июня 1985 г. (б) и схемы вертикальной циркуляции в антициклоническом вихре (в).

мированию ядра теплых и легких вод, начиная с этого слоя и до 2000—2500 м. В слое 0—250 (400) м в центре круговорота за счет подъема концентрируются более холодные (и плотные) воды. Этот факт может однозначно свидетельствовать о существовании радиальной дивергенции течений на поверхностных горизонтах в центральной части антициклона, что подтверждается расчетами динамической топографии. Противоположный изгиб изотерм (изопикн) в центре вихря проявляется во все сезоны, однако радиационный прогрев и уменьшение затрат на испарение заметно сглаживают этот процесс летом. Двухслойный характер антициклона маскирует проявление его ядра в поле температуры на поверхности.

Сезонный (и межгодовой) масштаб миграции антициклона чаще всего невелик, не превышает шага сетки измерений (100 км), и, вероятно, зависит от характера длинных волн, распространяющихся вдоль оси струй течений и перераспределяющих энергию движения между отдельными струями. Чаще всего отмечается объединение западного и восточного ядра в самостоятельную систему, занимающую всю Лофотенскую котловину. Иногда ядра существуют самостоятельно. Все данные свидетельствуют, что антициклон — мезомасштабный бароклинный вихрь, вращающийся тороид. В теле вихря осуществляется накопление доступной потенциальной энергии, которая переходит в кинетическую энергию движения, что приводит к различным преобразованиям течений. Эти преобразования достаточно разнообразны, сложны и не могут быть удовлетворительно описаны по имеющимся данным. Квазистационарность вихря указывает на существование баланса сил, действующих на объем заключенных в нем вод. Во-первых, это геострофический баланс. Возможно, для наиболее крупных вихрей подтверждается соотношение Свердрупа (между экмановской и глубинной геострофической циркуляцией). Дрейф и миграция вихря, деградация и вырождение его ядер или, наоборот, их обострение, вероятно, можно связывать с внешними факторами — прохождением длинных волн в струях течений, а также с внутренними причинами — потерей устойчивости в связи с нарушениями баланса действующих сил.

В работе [24] приведен схематический разрез через циклонический и антициклонический ринги, которые представлены как двухслойные образования. Указывается, что создаваемый конвергенцией трения апвеллинг в нижних слоях циклонов и отрицательной плавучестью даунвеллинг в верхних создают на некотором промежуточном уровне горизонтальную дивергенцию. В антициклонах создаваемый дивергенцией трения даунвеллинг в нижних слоях и положительной плавучестью апвеллинг в верхних — приводят на промежуточном уровне к конвергенции. Антициклон Норвежского моря квазистационарен, имеет другую природу образования и никогда не выходит за пределы Лофотенской котловины, подвергаясь лишь локальным миграциям. Замечено, что несмотря на интегральный характер опускания вод в анти-

циклоне и образования в его теле теплого ядра, в придонных слоях иногда сосредоточиваются очень холодные воды с температурой до $-0,95 \dots -1^\circ\text{C}$, которые должны стимулировать восходящие движения вблизи дна или вынужденную волну. Поэтому на рис. 4 вертикальное строение антициклонического вихря изображено состоящим из трех слоев с переменным характером вертикальных и горизонтальных движений в придонной части. Строение циклона представляется аналогичным, естественно, с учетом другого знака завихренности и преобладающего вклада солености в изменения плотности воды.

Природа циркуляции Северного Ледовитого океана рассматривалась в работах [8, 14—16, 25], а Мирового океана — в работах [12, 23, 37]. Принято полагать ветровой характер Трансарктического (Восточно-Гренландского) и компенсационный — Атлантического (Норвежского) течений. Ветровое происхождение поверхностной океанической и термохалинное глубинной циркуляции постулируется в работе [13]. Некоторым отклонением от принятой точки зрения можно считать положения работы [23], в которой движущие силы циркуляции связываются с распределением на земле аномалий силы тяжести, и подвергается сомнению влияние барического поля атмосферы на происхождение океанических течений.

В работе [37] указывается, что в последние десятилетия точка зрения о ветровом происхождении циркуляции Мирового океана уже не является доминирующей и механизм формирования крупномасштабных колец океанской циркуляции, таких как субтропический антициклон и субполярный циклон, часто связывают с теплообменом между океаном и атмосферой (В. Ф. Козлов, А. С. Саркисян, Г. И. Марчук, К. Такано, Е. Минц и другие).

В Норвежском и Гренландском морях макроциклоническая спираль течений несомненно отражает распределение климатического давления над бассейном (см. рис. 2). Циркуляция атмосферы способствует поддержанию локального максимума в поле плотности воды в центральной части акватории, что приводит к усилению циклонической циркуляции [38]. Все другие элементы циркуляции, вероятно, больше увязываются с термохалинным фактором, теплообменом и стабилизирующим влиянием дна. Математические модели циркуляции открывают новые возможности для решения этой проблемы [38, 55].

Поступила 22/XII 1986 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях.— В кн.: Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского севера.— М.: Пищевая промышленность, 1960, с. 23—36.
2. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей.— Тр./ПИНРО, 1956, вып. IX, с. 62—69.

3. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Норвежская энергоактивная зона.—В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос—программа «Разрезы».—М.: Изд. ВИНТИ, 1985, т. 5, с. 45—62.
4. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А., Саруханян Э. И. Результаты натурных исследований в Норвежской энергоактивной зоне.—В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос—программа «Разрезы».—М.: Изд. ВИНТИ, 1986, т. 7, с. 46—72.
5. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях.—Калининград: Изд. Калининградского Совнархоза, 1962.—184 с.
6. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.—М.: Изд. МО СССР, 1980.—189 с.
7. Беляков А. Н., Блинов Н. И. Структура и динамика антициклонического круговорота вод и льдов в Арктическом бассейне. Тр./ААНИИ, 1985, т. 398, с. 40—47.
8. Беляков Л. Н., Шпайхер А. О., Романович З. С. Современное состояние зарубежных и отечественных исследований динамики вод и льдов Арктического бассейна (обзор).—Обнинск. Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1977.—65 с.
9. Березкин В. А. Гренландское море и Полярный бассейн. Тр./Первой высокоширотной экспедиции на л/п «Садко» в 1935 г.—Л.: Главсевморпуть, 1939, т. 1, вып. 1. С. 13—186.
10. Богуславский С. Г., Параничев Л. Г., Кирюхин В. Г., Жидков В. Г. Вертикальный турбулентный обмен в области Фареро—Шетландского канала.—В сб.: Исследования в юго-западной части Норвежского моря и северо-восточной части Атлантического океана.—Киев: Наукова думка, 1966, с. 29—34.
11. Бреховских А. Л. Диагностический расчет поверхностных течений Мирового океана.—Океанология, 1980, т. 20, вып. 4, с. 607—612.
12. Бурков В. А. Общая циркуляция Мирового океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—252 с.
13. Бурков В. А. Гидрометеорологический обзор энергоактивной зоны Гольфстрима.—В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос—программа «Разрезы», т. 5.—М.: Изд. ВИНТИ, 1985, с. 4—44.
14. Гудкович З. М. Антициклоническая циркуляция льдов в Арктическом бассейне и дрейф станции «Северный полюс-8».—Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, вып. 23, с. 5—10.
15. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. Исследования природы циркуляции вод Арктического бассейна по модели.—Океанология, 1965, т. 5, вып. 1, с. 75—83.
16. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. О некоторых важных особенностях формирования аномалий плотности вод и их влияние на ледовые и гидрологические условия в Арктическом бассейне и окранных морях.—Океанология, 1965, вып. 2, с. 250—260.
17. Гурецкий В. В., Романцов В. А. Циркуляция вод в весенне-летний период (диагностические расчеты).—В сб.: «ПОЛЭК-Север-76», ч.1.—Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 91—97.
18. Заринов Б. Р., Ржеплинский Д. Г. Среднегодовое сезонная циркуляция вод северо-восточной Атлантики, Норвежского, Гренландского и Северного морей (диагностические расчеты).—Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 791—799.
19. Калесников В. Г. Уточнение схемы постоянных течений Норвежского моря.—В кн.: Моря Северо-Восточной Атлантики, вып. 13.—Калининград: Изд. АтланТИРО, 1964, с. 66—71.
20. Кольман О. В. О зарубежных исследованиях циркуляции вод в Датском проливе.—Тр./ААНИИ, 1971, т. 302, с. 80—89.
21. Корт В. Г., Тарасенко В. М. Синоптическая изменчивость Норвежского течения.—Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 578—583.
22. Корт В. Г., Титов В. Б., Осадчий А. С. Кинематика и структура течений на полигоне в Норвежском море.—Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 769—774.
23. Максимов И. В. Уровенная поверхность океана и циркуляция вод

- в полярных зонах Земли.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 27, с. 169—182.
24. Монин А. С. Синоптические процессы в океане.— В сб.: Исследование океана.— М.: Наука, 1984, с. 9—21.
25. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 268 с.
26. Павлов В. К., Белова Н. В. Применение метода В. А. Буркова для расчета геострофических течений в Северо-Европейском бассейне.— Тр./ААНИИ, 1985, т. 399, с. 78—86.
27. Пономаренко Г. П., Васильев А. С., Жидков В. Г., Сошников Б. Л. Исследование течений в 18-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов».— В сб.: Исследования в юго-западной части Норвежского моря и северо-восточной части Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1966, с. 35—41.
28. Романцов В. А. Крупномасштабные особенности структуры тепло-содержания и циркуляции вод Норвежского и Гренландского морей.— В сб.: Второй Всесоюзный съезд советских океанологов, вып. 1. Физика и химия океана.— М.: Наука, 1982, с. 151—152.
29. Романцов В. А. Научные результаты экспедиционных исследований Норвежской энергоактивной зоны осенью—зимой 1983—1984 гг.— Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 54—70.
30. Романцов В. А. Некоторые особенности термодинамического состояния Норвежского и Гренландского морей.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, с. 14—23.
31. Романцов В. А. Тепловое и динамическое состояние Норвежской энергоактивной зоны океана в 1982 г.— Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 18—35.
32. Романцов В. А., Божков А. Т., Соколов В. Т. Изменение тепло-содержания в весенне-летний период.— В сб.: ПОЛЭКС-Север-76, ч. I.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 58—66.
33. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря (май—июль 1979 г.).— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 26—34.
34. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря.— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 84—100.
35. Россов В. В., Кисляков А. Г. Новые исследования Северо-Атлантического течения.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 4, с. 753—758.
36. Рыжков Ю. Г., Кирюхин В. Г. и др. Гидрологические условия в Норвежском море и северо-восточной части Атлантического океана (осень 1965 г.).— В сб.: Исследования в юго-западной части Норвежского моря в северо-восточной части Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1966, с. 19—28.
37. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 181 с.
38. Семенов Г. А. Крупномасштабная циркуляция вод и адвекция тепла течениями в Северо-Европейском бассейне.— Автореферат дис. на соискан. учен. степ. канд. физ.-мат. наук.— Л.: Репрогр. ААНИИ, 1987.— 12 с.
39. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 214 с.
40. Терещенко В. В. Динамика вод Шпицбергенского течения к западу от о-ва Медвежьего.— Тр./ПИНРО, 1978, вып. 10, с. 37—46.
41. Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика.— Тр./ААНИИ, 1944, т. 183.— 263 с.
42. Трешников А. Ф., Баранов Г. И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 157 с.
43. Трешников А. Ф., Никифоров Е. Г., Савченко В. Г., Шпайхер А. О. О натурных исследованиях водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами по программе «ПОЛЭКС».— Тр./ААНИИ, 1975, т. 321, с. 4—17.
44. Трешников А. Ф., Баранов Г. И. Структура циркуляции и динамика бюджета вод Северной полярной области.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1976, вып. 47, с. 93—100.

45. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 176 с.
46. Янес А. В. Об изменении интенсивности атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива.— Тр./ААНИИ, 1972, т. 306, с. 66—77.
47. Aagard K. Wind driven transports in the Greenland and Norwegian seas.— *Deep-Sea Res.*, 1970, vol. 17, p. 281—291.
48. Aagard K. and Coachman L. The East Greenland Current North of Denmark strait.— *Arctic*, p. I, II, 1968, vol. 21, N 3, p. 181—200, N 4, p. 267—290.
49. Aagard K., Darnall C., Greisman P. Iearlong current measurements in the Greenland-Spitsbergen passage.— *Deep-Sea Res.*, 1973, vol. 20, N 8, p. 743—746.
50. Coachman L., Aagard K. Phisical Oceanography of Arctic and Sub-Arctic Seas. Contribution N 626 from the Department of Oceanography, University of Washington, 1974.— 70 p.
51. Climatological Atlas of the World Ocean.— NOAA, 1982.— 174 p.
52. Fuglister F. C. Alternative analyses of current serveys.— *Tellus*, 1954, vol. 6, p. 46—58.
53. Helland-Hansen B. and Nansen F. The Norwegian Sea.— *Rep. of Norw. Fish. Mod. Invest.*, 1909, vol. 2(1).— 390 p.
54. Metcalf W. G. A note on water movement in the Greenland Norwegian sea.— *Deep-Sea Res.*, 1960, 7(3), p. 190—200.
55. Semptner A. Numerical simulation of the Arctic Ocean circulation.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, vol. 6, N 4, p. 409—425.
56. Worthington L. An attempt to measure the volume transport of the Norwegian sea overflow through the Denmark strait.— *Deep-Sea Res.*, 1969, vol. 16, p. 18—27.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

К настоящему времени выполнено большое количество работ, в которых изучались причины формирования аномалий температуры воды и приводились характеристики пространственной изменчивости теплового режима в различных районах Мирового океана [1—3, 5, 6]. Однако следует отметить, что в ряде работ использовались материалы наблюдений океанографических экспедиций или наблюдения в отдельных точках и разрезах, имеющих сравнительно короткие ряды [11, 13]. Отсюда следует, что приводимые в разных работах аномалии температуры воды того или иного слоя в океане оказываются не всегда сопоставимыми.

В отношении формирования аномалий температуры воды в Северной Атлантике и в морях Северо-Европейского бассейна многие исследователи отдают предпочтение влиянию интенсивности течений Гольфстрима и его ветвей. Часто из-за отсутствия систематических измерений течений для суждения об их интенсивности привлекаются косвенные данные, в том числе наблюдения за температурой воды. Предполагается, что аномалия температуры воды, сформировавшаяся у «истоков» Гольфстрима в тропических районах Атлантического океана, сохраняется в течение длительного времени и на пространстве вплоть до южной части Баренцева моря. Однако, если рассматривать районы океана или отдельных морей, то наибольшие аномалии температуры воды образуются на границах теплых и холодных течений и возникают в большинстве случаев за счет смещения основных струй течений.

В. Ф. Сухой высказала мнение, что причиной образования крупных аномалий температуры воды в районе Гольфстрима в слое несколько сотен метров служит деформация северо-западной периферии антициклонического круговорота при вторжении холодных вод [13]. В результате интенсивного охлаждения поверхностных вод в Девисовом проливе и усиленного выноса этих вод Лабрадорским течением в район о-ва Ньюфаундленд. Здесь и образуются большие отрицательные аномалии температуры воды поверхностного слоя. В дальнейшем интенсивный западный перенос в умеренных широтах переносит эти очаги отрицательных аномалий температуры воды в восточную часть Атлантического океана.

В последние годы при изучении крупномасштабных процессов в океане широко используется концепция о проведении регулярных наблюдений только в энергоактивных зонах океана. О большом

вкладе энергоактивных зон Северной Атлантики в характер преобразований атмосферной циркуляции и важность изучения теплового баланса этих районов указывалось в ряде исследований [4, 11, 14]. Основными задачами программы «Разрезы», разработанной под руководством Г. И. Марчука, является изучение в энергоактивных зонах Мирового океана климатообразующих процессов, формирующих годовой ход, а также изучение связи между аномалиями циркуляции атмосферы и полей температуры воды.

Поле температуры воды поверхностного слоя можно считать основным океанологическим полем, поэтому исследование пространственно-временной изменчивости температуры воды (t_{w_0}) представляет большой научный и практический интерес. В данной работе основное внимание уделено крупномасштабной изменчивости тепловых процессов всей акватории Северной Атлантики и Норвежского моря. Анализ проведен по среднемесячной температуре воды поверхностного слоя (0—0,5 м) с 1957 по 1980 гг. Для каждого пятиградусного квадрата рассматриваемой акватории вычислялись отношения амплитуд межгодовых колебаний t_{w_0} к внутригодовому ходу этой величины. В табл. 1 приведены результаты расчетов в некоторых характерных районах Норвежского моря и Северной Атлантики.

Таблица 1

Отношение межгодовых колебаний температуры воды
поверхностного слоя к ее сезонному ходу (параметр μ), %

Номер квад- рата	Ян- варь	Фев- раль	Март	Ап- рель	Май	Июнь	Июль	Ав- густ	Сен- тябрь	Ок- тябрь	Но- ябрь	Де- кабрь
2	34	30	26	18	31	46	41	46	43	34	30	20
6	102	98	72	83	74	66	62	30	55	60	47	57
9	39	30	33	59	52	26	48	57	54	46	52	39
16	95	69	79	83	109	67	95	76	93	83	79	62
23	30	28	26	43	28	52	52	41	43	41	35	33
27	46	46	70	46	59	61	48	85	109	63	57	54
40	19	14	24	22	24	31	26	28	26	33	28	24
57	62	47	42	29	54	42	59	57	38	43	46	69
58	56	42	38	43	48	72	44	60	45	47	72	52
85	23	17	35	12	20	47	20	35	29	20	23	20
74	45	62	42	55	107	30	18	24	27	23	27	30

Данные табл. 1 свидетельствуют о том, что максимальные величины параметра μ наблюдаются в Восточно-Исландском (квадрат 6) и Восточно-Гренландском (квадрат 16) холодных течениях, а также в Западно-Гренландском теплом течении (квадрат 27) и в районе мыса Гаттерас (квадрат 74). В вышеуказанных областях в отдельные месяцы амплитуда межгодовых колебаний t_{w_0} больше амплитуды сезонного хода этой характеристики.

В Норвежском течении (квадраты 2 и 9) и в обширной области восточной части Северной Атлантики параметр μ невелик, и здесь

наблюдается наименьшая изменчивость его от месяца к месяцу. В районах холодных течений отмечены также большие внутригодовые колебания величин параметра μ , достигающие 72 %. Максимальная внутригодовая изменчивость параметра μ обнаружена также в Гольфстриме, в районе мыса Гаттерас (квадрат 74), что соответствует современным представлениям о динамическом и тепловом режимах этих районов. В Ньюфаундлендской энергоактивной зоне (квадраты 57 и 58) изменения параметра в течение года составляют 30—40 %, причем в области фронтальной зоны осреднения t_w по пятиградусным квадратам вносят некоторые ошибки в вычисления параметра μ . Вполне вероятно, что при наличии наблюдений, отнесенных к середине одноградусных квадратов, оценки получились бы более значительными (рис. 1 а).

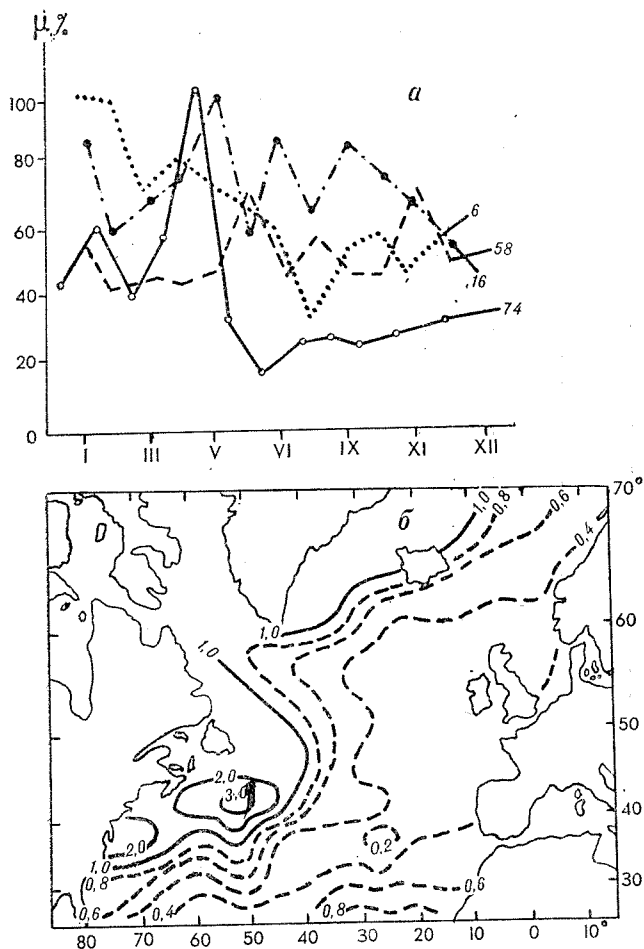


Рис. 1. Внутригодовая (а) и пространственная (б) изменчивость аномалий температуры воды.

Достаточно эффективным способом изучения пространственной изменчивости гидрометеорологического режима того или иного района следует считать вычисление среднеквадратических отклонений или дисперсий различных элементов. Несмотря на большое количество работ, посвященных термическому режиму Северной Атлантики, достаточно объективных расчетов дисперсий аномалий температуры воды в этом районе выполнено не так уж много [11, 13]. На рис. 1 приведена пространственная изменчивость среднеквадратических отклонений аномалий температуры воды поверхностного слоя. Максимальная изменчивость $\sigma_{\Delta t_w}$ обнаружена в районе Ньюфаундлендского очага взаимодействия океана и атмосферы. Несколько меньше $\sigma_{\Delta t_w}$ в районе Девисова пролива, южной оконечности Гренландии и Восточно-Исландского течения в Норвежском море. Большие значения $\sigma_{\Delta t_w}$ характеризуют зону апвеллинга у побережья Африки.

В тропической зоне Атлантического океана изменчивость поля температуры воды значительно меньше, чем в отмеченных выше районах западной части океана. Анализ материалов натурных экспериментов в тропической зоне Атлантического океана, таких как «ТРОПЭКС-72», «ТРОПЭКС-74». Глобального эксперимента ПИГАП в 1979 г. показывает, что максимальные и длительное время сохраняющиеся Δt_w в этой зоне составляют около $0,5^\circ\text{C}$. Маловероятно, чтобы такие сравнительно небольшие аномалии могли определять фон поля температуры воды огромной акватории Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна.

Несомненно, что в отдельные годы крупная аномалия температуры воды, сформировавшаяся в тропиках, может оказать существенное влияние на увеличение адвекции тепла Гольфстримом и его ветвями, и как следствие — на формирование больших очагов с положительной аномалией температуры воды мощного слоя вод в Северной Атлантике. Однако, вероятно, это далеко не единственная причина формирования крупных аномалий в поле температуры воды деятельного слоя. Локальные очаги положительных и отрицательных аномалий температуры воды связаны с мезомасштабными вихрями, а также с выходом холодных глубинных вод на поверхность океана.

С целью изучения эволюций полей среднемесячной температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна были детально рассмотрены данные наблюдений за 1976 г., который интересен особенностями развития процессов в океане и атмосфере. В течение 1976 г. отмечалась повышенная повторяемость интенсивных процессов межширотного обмена. В весенне-летние месяцы часто возникали блокирующие антициклоны, а циклоны над Северной Атлантикой превращались в малоподвижные барические образования или смещались на северо-восток через Норвежское и Баренцево моря в Арктику. Над центральными и восточными районами Северной Атлантики уста-

новились устойчивые юго-западные и южные переносы, а в Исландском районе циркуляция атмосферы способствовала нагону холодных вод Лабрадорским течением. Очаги с положительной и отрицательной аномалиями температуры воды поверхностного слоя в зимние месяцы 1976 г. обусловлены характером атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (рис. 2).

В свою очередь сформировавшийся очаг положительной аномалии температуры воды в Норвежском море способствовал углублению исландского минимума и сохранению процессов восточной формы циркуляции, пока не повысилась температура всей тропосферы и не началось формирование высотного гребня, характерного для меридиональной формы С.

Аномальность атмосферных процессов в первой половине 1976 г. выразилась также в формировании крупных аномалий давления и температуры воздуха в Северной Атлантике и над материками. Так, в марте 1976 г. образовался обширный очаг отрицательных аномалий давления над Северной Атлантикой и Северной Америкой, причем в центре этого очага отрицательная аномалия давления составила 18 гПа, а на севере ЕТС наблюдалась положительная аномалия давления, равная 16—17 гПа. Как отмечено в работе [10], такие аномалии в распределении среднемесячного давления воздуха за последние 60 лет ни разу не встречались.

Для марта 1976 г. характерны также крупные аномалии полей среднемесячной температуры воздуха. В Гренландском море и в центральной части Арктического бассейна преобладали очень крупные положительные аномалии ($\Delta t_a = 10^\circ \text{C}$), в то же время над Евразией и Северной Америкой наблюдались отрицательные аномалии ($\Delta t_a = -5^\circ \text{C}$). В мае—июне температура воздуха над Северной Атлантикой была ниже нормы на 3—5 $^\circ \text{C}$.

Материалы актинометрических наблюдений экспедиции «ПОЛЭКС-Север-76» позволили построить карты радиационного баланса за апрель—июнь 1976 г. для акваторий Норвежского и Гренландского морей [4]. Повышенный приток солнечной радиации в первой половине 1976 г. определял устойчивую положительную аномалию температуры воды поверхностного слоя во всей восточной части Северной Атлантики и в Норвежском море [9].

Кратко поясним эволюцию очагов положительных и отрицательных аномалий температуры воды на акватории Северной Атлантики в течение 1976 г. Характер атмосферной циркуляции в январе способствовал сокращению языка отрицательных аномалий температуры воды в центре океана и смещению его в северо-восточном направлении (см. рис. 2а). В феврале наблюдалось перемещение отрицательных аномалий от мыса Гаттерас вследствие режима ветра, обусловленного глубоким циклоном. В марте прослеживалось расползание очага холодных вод и вследствие усиления Канарского течения проникновение их к берегам северо-западной Африки (см. рис. 2б).

В апреле расположение областей высокого и низкого давления способствовало расчленению языка холодных вод в центре океана

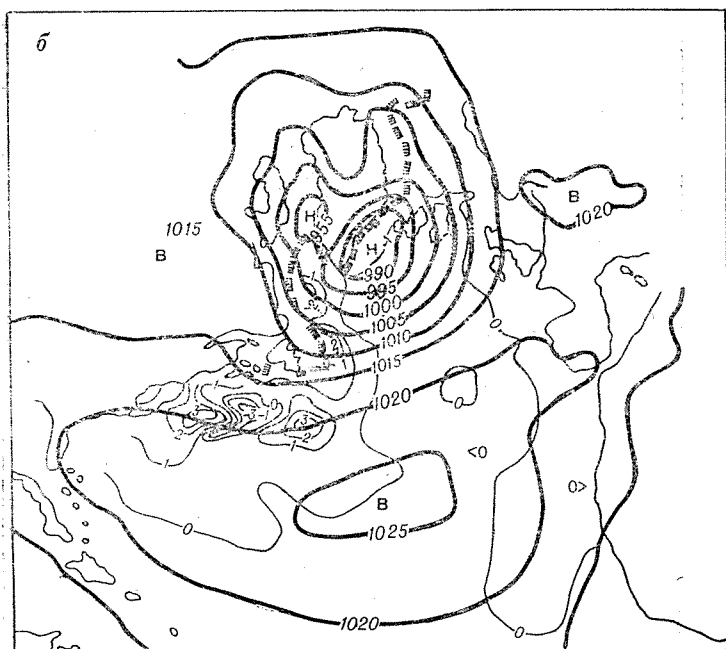
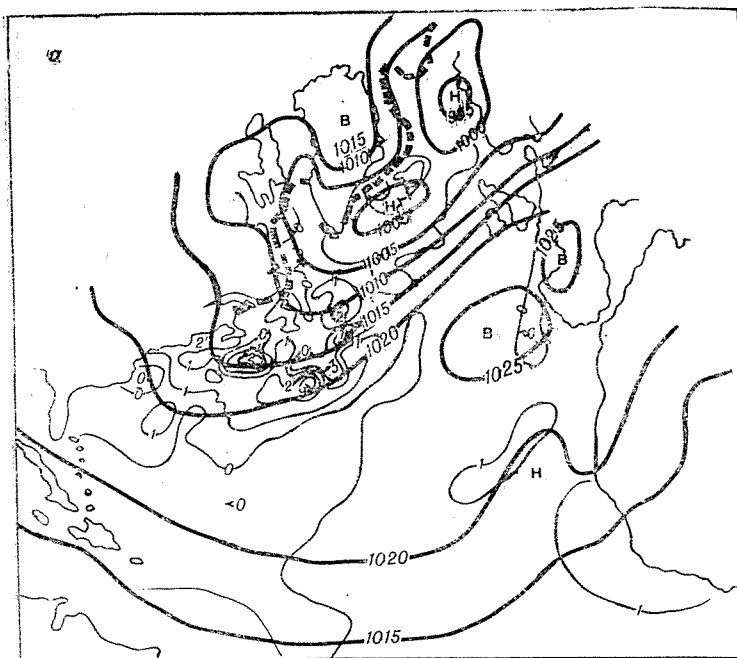


Рис. 2. Распределение аномалий температуры воды поверхностного слоя и атмосферного давления в январе (а), марте (б), июне (в), августе (г), октябре (д), декабре (е) в 1976 г.

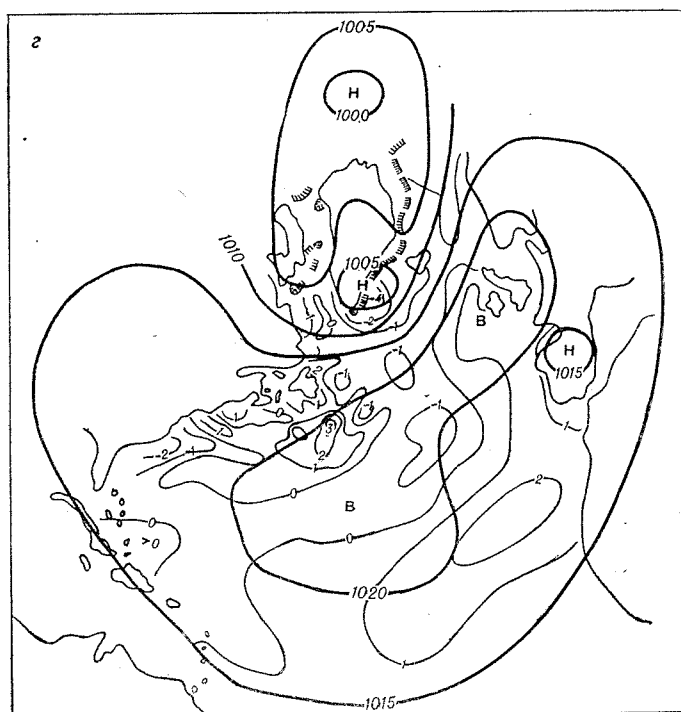
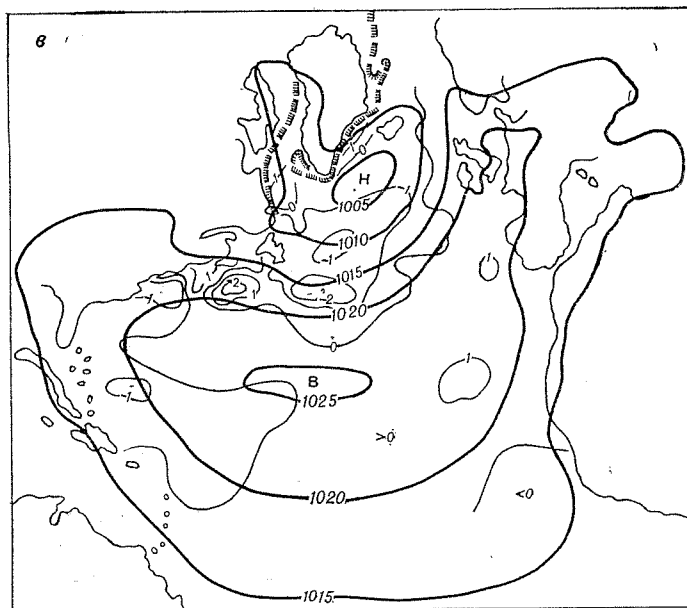
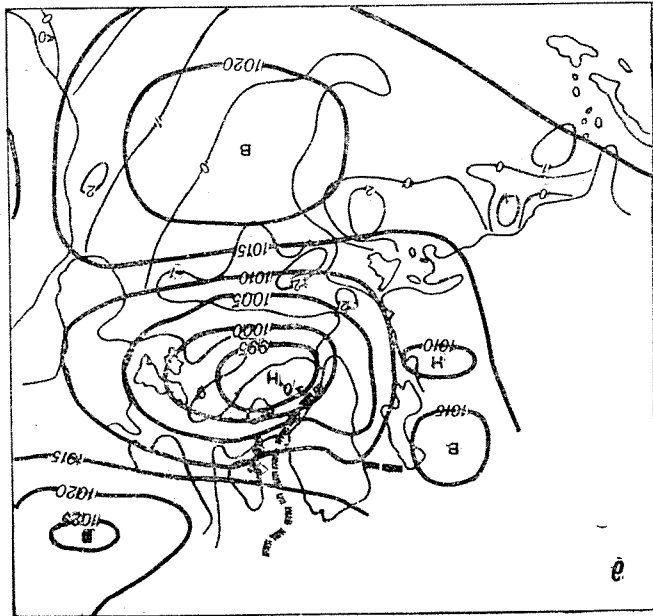
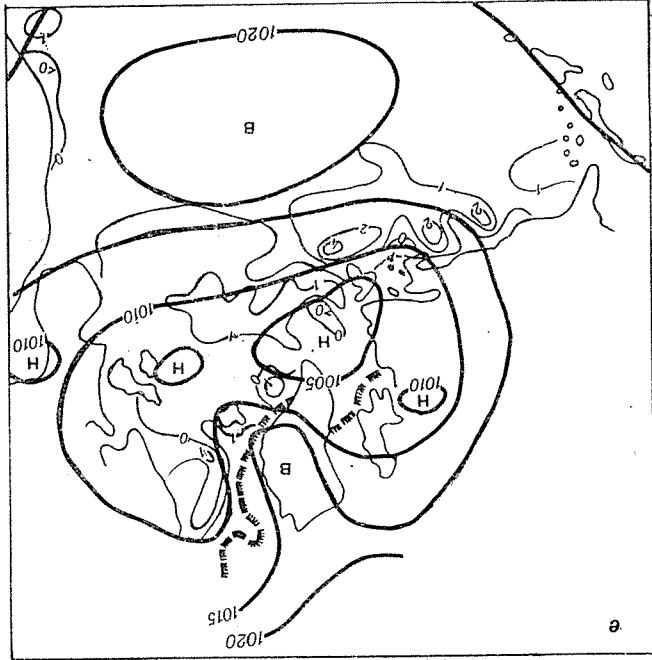


Рис. 2.

FIG. 2.



а к июню из-за усиления притока вод Лабрадорским течением увеличивается область отрицательных аномалий в северо-западной части океана (см. рис. 2 в). В июле характер атмосферной циркуляции способствовал продвижению очага холодных вод к берегам Западной Европы. Гребни тропического антициклона в августе располагались над Европой и Северной Америкой. Это способствовало прорыву очага с положительными аномалиями температуры воды к Гренландии (см. рис. 2 г).

В последующие месяцы исландский минимум был хорошо развит, и система ветров обусловила интенсивный нагон холодных вод Лабрадорского течения на северо-восток (см. рис. 2 д). В ноябре-декабре вся акватория океана к северу от 35° с. ш. была занята отрицательными аномалиями температуры, а в районе азорского центра действия атмосферы наблюдались положительные аномалии (см. рис. 2 е).

Для количественной оценки крупномасштабных тепловых процессов можно использовать параметр аномальности поля температуры воды, вычисленный по формуле Багрова

$$K = 1/N \sum_{i=1}^N (\Delta_i/\sigma_i)^2,$$

Таблица 2

Параметр аномальности K среднемесячных полей температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики

Год	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1957	0,97	1,26	1,00	1,26	0,97	1,23	1,05	0,79	0,99	1,09	0,67	0,89
1958	0,96	1,54	1,34	1,33	1,50	1,34	1,20	1,08	1,16	0,90	0,75	1,18
1959	0,79	1,08	1,41	1,04	1,33	0,63	0,92	0,79	1,26	1,09	0,98	1,17
1960	1,02	0,71	0,65	0,71	0,97	1,04	0,91	0,92	0,75	1,16	1,43	1,10
1961	1,26	1,12	1,22	1,33	1,15	0,93	0,77	0,87	0,72	1,55	1,23	1,10
1962	1,12	0,75	0,92	1,43	1,35	1,65	1,33	1,97	1,99	1,37	1,84	1,72
1963	1,79	1,49	1,16	0,64	0,89	0,95	0,74	0,92	1,27	1,06	0,69	0,69
1964	0,65	0,71	0,63	0,53	0,71	0,79	0,63	0,70	0,89	0,59	0,70	1,13
1965	1,17	1,22	0,58	0,84	0,85	0,82	0,70	0,65	0,63	0,64	0,75	0,67
1966	0,65	0,92	0,61	0,78	0,70	0,95	0,89	0,68	0,76	0,78	0,78	0,78
1967	0,62	0,44	0,68	0,74	0,75	0,67	0,93	0,78	0,69	0,78	0,93	0,72
1968	0,73	0,72	0,82	0,95	0,70	0,77	1,08	1,43	0,99	0,95	1,04	0,83
1969	0,76	0,87	1,35	0,97	0,96	1,02	1,32	1,01	0,78	0,65	0,65	0,64
1970	0,97	0,62	0,70	0,68	0,55	0,65	0,69	0,55	0,66	0,57	0,70	0,73
1971	0,71	0,77	0,71	0,89	0,94	1,04	0,73	0,84	0,63	0,98	1,02	0,92
1972	0,65	0,99	0,69	1,08	1,48	1,53	1,61	1,49	1,12	0,75	1,09	1,10
1973	0,74	0,98	0,68	0,71	0,83	1,02	0,70	0,75	1,09	0,69	0,87	1,14
1974	0,59	0,84	0,54	0,82	1,67	2,91	2,02	1,64	1,91	0,96	0,37	0,77
1975	0,78	1,13	0,75	0,72	1,17	0,82	1,24	0,88	0,46	0,69	1,32	0,63
1976	0,64	0,70	0,50	0,60	0,59	0,76	2,26	1,49	1,54	0,99	1,30	1,01
1977	0,83	1,08	0,86	0,60	0,70	0,52	0,56	0,79	0,85	0,73	0,99	0,87
1978	1,07	1,01	0,82	0,68	0,72	0,71	1,03	0,44	1,56	0,82	2,20	1,56
1979	1,41	0,96	0,69	0,75	1,29	1,16	1,45	1,01	0,82	1,29	1,39	1,40

где N — число точек поля температуры воды. Выбранные наблюдения за температурой воды должны образовывать достаточно равномерную сеть на исследуемой акватории. Параметр K характеризует лишь величину аномалии температуры воды без учета ее знака.

Результаты расчетов параметра K для каждого среднемесячного поля температуры воды поверхностного слоя акватории Северной Атлантики и Норвежского моря с 1957 по 1979 гг. [12, 15] приведены в табл. 2. Из этой таблицы видно, что параметр аномальности среднемесячных полей температуры воды поверхностного слоя существенно меняется как от месяца к месяцу, так и в межгодовом аспекте. Так, для рассмотренного нами ряда лет максимальная величина K зафиксирована в июне 1974 г. и составляет 2,91, а минимальная аномальность, равная 0,37, наблюдалась в ноябре 1974 г. На основе данных, приведенных в табл. 2, была выполнена классификация среднемесячных полей температуры воды по степени аномальности. Результаты такой классификации параметра K по пяти градациям приведены в табл. 3.

Таблица 3

Классификация полей температуры воды поверхностного слоя по степени аномальности

Год	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1957	2	3	2	3	2	3	2	2	2	2	1	2
1958	2	5	3	3	5	3	3	2	3	2	2	3
1959	2	2	4	2	3	1	2	2	3	2	2	3
1960	2	1	1	1	2	2	2	2	2	3	4	2
1961	3	3	3	3	3	2	2	2	2	5	3	2
1962	3	2	2	4	3	5	3	5	5	4	5	5
1963	5	5	3	1	2	2	2	2	3	2	1	1
1964	1	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1	3
1965	3	3	1	2	2	2	1	1	1	1	2	1
1966	1	2	1	2	1	2	2	1	2	2	2	2
1967	1	1	1	2	2	1	2	2	1	2	2	2
1968	2	2	2	2	1	2	2	4	2	2	2	2
1969	2	2	3	2	2	2	3	2	2	1	1	1
1970	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
1971	1	2	1	2	2	2	2	2	1	2	2	2
1972	1	2	1	1	5	5	5	5	3	2	1	2
1973	2	2	1	1	2	2	1	2	2	1	2	3
1974	1	2	1	2	5	5	5	5	5	2	1	2
1975	2	3	2	2	3	2	3	2	1	1	3	1
1976	1	1	1	1	1	2	5	5	5	2	3	2
1977	2	2	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2
1978	2	2	2	1	2	1	2	1	5	2	5	5
1979	4	2	1	2	3	3	4	2	2	3	4	4
1980	3	3	1	1								

Примечание. В таблице приняты следующие обозначения: 5 — экстремальная аномалия ($K > 1,47$); 4 — крупная аномалия ($1,35 \leq K \leq 1,47$); 3 — значительная аномалия ($1,10 \leq K < 1,35$); 2 — средняя аномалия ($0,71 \leq K < 1,10$); 1 — малая аномалия ($K < 0,71$).

При анализе данных табл. 3 следует отметить, что экстремальные ситуации в полях температуры воды формировались в отдельные месяцы 1958, 1962, 1963, 1972, 1974, 1976, 1978 гг., причем несколько чаще такие аномалии наблюдались в теплое полугодие. Было бы целесообразно детально проанализировать гидрометеорологические процессы в месяцы с максимальными параметрами аномальности полей температуры воды. К сожалению, для 70-х годов нет даже оценок изменчивости составляющих теплового баланса поверхности океана и совсем отсутствуют материалы по горизонтальной адвекции тепла и холода морскими течениями.

Параметр аномальности K характеризует лишь величину аномалии без учета знака и поэтому не дает возможности получить представление о распределении положительных или отрицательных аномалий и локализации их очагов. Для характеристики преобладающего знака аномалий температуры воды был вычислен параметр $\rho_{\Delta t_w}$, определяемый по формуле

$$\rho_{\Delta t_w} = (n_+ - n_-)/(n_+ + n_-),$$

где n_+ — число пятиградусных квадратов с положительной аномалией температуры воды; n_- — число пятиградусных квадратов с отрицательной аномалией.

В заключение отметим, что анализ крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне следует проводить с учетом фоновых циклических колебаний в Северной Атлантике, ибо в тепловом бюджете Норвежского моря атлантические воды играют важную роль.

Поступила 5/IX 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П., Семенов В. Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики.— Изв. АН СССР, сер. Физ. атмосфер. и океана, 1970, т. 6, № 9, с. 965—969.
2. Валерианов М. А. Изменчивость температуры воды в Северной Атлантике при разных типах атмосферной циркуляции.— Тр./ЛГМИ, 1965, вып. 20, с. 37—42.
3. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 167 с.
4. Долгин М. А., Маршунова М. С. Условия формирования поля радиационного баланса в районе акватории Норвежского и Гренландского морей.— В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 45—53.
5. Каганский А. С., Семенюк Е. А. Об аномалиях температурных полей в отдельных районах Северной Атлантики.— Тр./НИИАК, 1972, вып. 82, с. 3—26.
6. Максимов И. В., Смирнов Н. П. К изучению причин многолетней изменчивости деятельности Гольфстрима.— Океанология, 1965, № 2, с. 210—221.
7. Марчук Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 3—9.
8. Марчук Г. И., Скиба Ю. Н. Численный расчет сопряженной задачи для модели термического взаимодействия атмосферы с океанами и кон-

тинентами.—Изв. АН СССР, сер. Физ. атмосф. и океана, 1976, т. 12, № 5, с. 459—469.

9. Романцов В. А., Божков А. Т., Соколов В. Т. Изменение теплосодержания вод в весенне-летний период.—В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.—Л.: Гидрометеониздат, 1979, с. 58—67.

10. Рыжиков Л. Ю., Томская А. С. Изменения температуры поверхности моря на полигоне «ПОЛЭКС-Север-76» в связи с макросиноптическими условиями.—В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. I.—Л.: Гидрометеониздат, 1979, с. 80—91.

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

12. Серяков Е. И., Ожигин В. К. Аномальность полей температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики.—Тр./ЛПИ им. Калинина, 1983, вып. 80, с. 21—28.

13. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.—Киев: Наукова думка, 1977.—214 с.

14. Тимонов В. В. Очаги взаимодействия океана и атмосферы.—Тр./ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 69—75.

15. Юрко В. Т. Аномальность полей температуры воды в Северной Атлантике.—Тр./ВНИИГМИ, 1977, вып. 39, с. 60—65.

ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

Методика долгосрочного прогноза температуры воды в слое 0—200 м для южных районов Норвежского моря разработана на основе методологических принципов, изложенных в работах [1, 2], с использованием гидрологических наблюдений на стандартных разрезах и данных по судну погоды «М». Как известно, методология исследования [1] была разработана применительно к Баренцеву морю, которое является наиболее изученным по сравнению с другими морями Северо-Европейского бассейна. Кроме того, здесь были использованы регулярные наблюдения за уровнем моря для косвенного учета адвекции тепла течениями. При разработке методики для Норвежского моря имелись трудности, главными из которых были недостаточное количество гидрологических наблюдений на разрезах и полное отсутствие данных по уровню моря. Это осложняло формальное использование ранее разработанной методики.

Основные научные предпосылки, положенные в основу исследования, заключались в следующем. Физическая модель формирования температуры воды в слое 0—200 м в теплых водах южной части Норвежского моря в первом приближении определяется линейным взаимодействием трех главных компонент процесса. Первая компонента определяет весь комплекс термического взаимодействия полей деятельного слоя и приводных слоев атмосферы; вторая — адвективные изменения температуры поля деятельного слоя за счет среднегодовых скоростей Норвежского течения; третья — изменение температуры поля деятельного слоя за счет долгопериодных изменений теплового состояния водных масс, приходящих из Северной Атлантики.

С целью определения надежных границ верхнего деятельного слоя было проведено исследование. По среднемесячным значениям температуры воды, полученным судном погоды «М» за весь период наблюдений, был построен график глубины залегания изотерм, и для каждой изотермы рассчитаны частотные спектры (рис. 1). Анализ полученных спектральных характеристик позволил выделить слои синфазных колебаний, причем для района судна погоды «М» оказалось, что в слое 0—300 м частотные характеристики синфазны, а спектры слоев, расположенных ниже 400 м, принципиально отличаются от спектров верхних слоев. Это свидетельствует о различных масштабах процессов, происходящих в верхних и нижних слоях моря, и позволяет надежно определить нижнюю границу верхнего квазиродного слоя. Для анализа был принят слой 0—200 м как слой, отражающий основные зако-

номерностей, происходящие в деятельном слое, а также как традиционная оценка теплового состояния водных масс, принятая в практике гидрометеорологического обслуживания рыбного промысла.

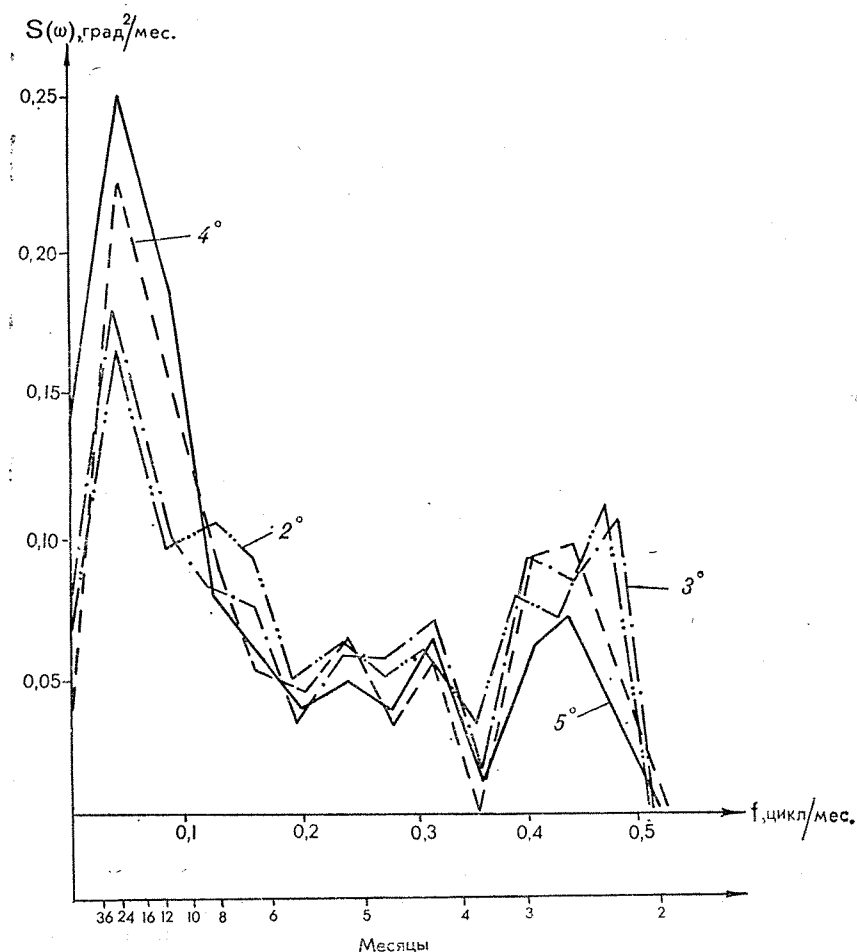


Рис. 1. Спектры глубины залегания изотерм 2—5° (по среднемесячным наблюдениям на судне погоды «М»).

Учитывая недостаточную гидрологическую освещенность Норвежского моря, исключающую расчет надежных «норм» температуры воды в слое 0—200 м для основных разрезов по фактическим наблюдениям, а также необходимость получения этих сведений для реализации предложенного метода прогноза, филиалом ААНИИ в 1984 г. было выполнено исследование по расчету «норм» температуры воды.

Сопоставление сезонных значений среднемноголетней температуры воды в слое 0—200 м по судну погоды «М» и на разрезе мыс Нордкап — о-в Медвежий показало почти полную идентичность изменений, что свидетельствует о генетической общности процессов, происходящих в Норвежском море и западной части Баренцева. В то же время оказалось, что это единственная возможность надежного сопоставления климатических процессов в указанных морях, так как надежные «нормы» температуры воды в слое 0—200 м для каждого месяца определены только для этих

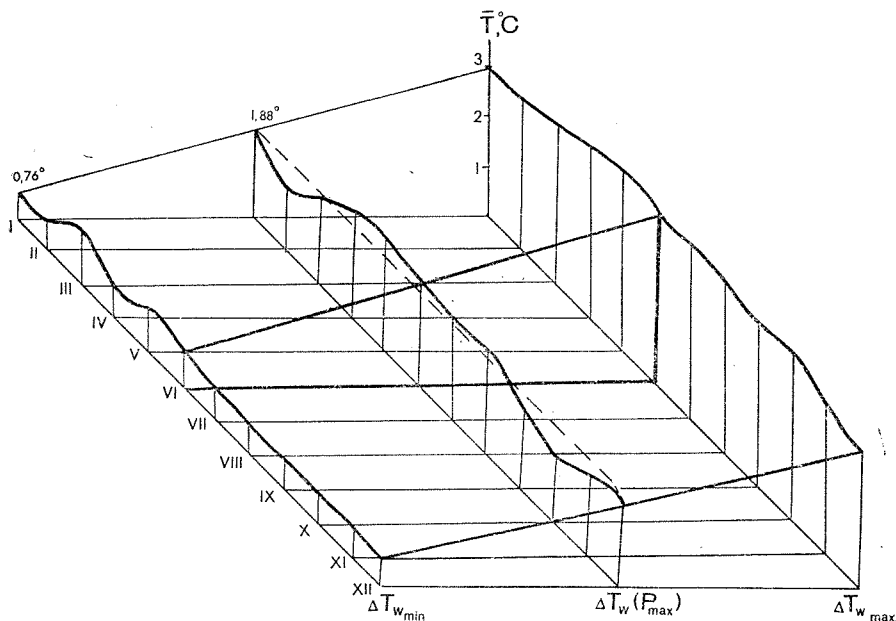


Рис. 2. Блок-схема разностей температуры воды по наблюдениям на судне погоды «М» и разрезе мыс Нордкап — о-в Медвежий по среднемесячным данным (2—6 станции).

двух районов. По остальной акватории Норвежского моря «нормы» достоверно определены только для июня. Способ расчета «норм» был разработан при использовании гипотезы общности гидрологических процессов для указанных пространственно-временных масштабов. Суть метода расчета заключается в следующем.

«Нормы» температуры воды, рассчитанные для июня по фактическим данным по стандартным разрезам от Фарерских островов до мыса Нордкап, были приняты в качестве «реперных» значений для вычисления годового хода «норм» для отдельных разрезов.

Средние значения температуры воды при движении с юга на север вдоль восточной ветви Норвежского течения, изменяются монотонно, и в северных районах при переходе Восточной ветви в Нордкапское течение эти значения начинают быстро уменьшаться за счет увеличения отдачи тепла от воды к приводным

слоям атмосферы и окружающим более холодным водам за счет турбулентного теплообмена.

Возникает вопрос, можно ли годовой ход «норм» температуры воды для разреза мыс Нордкап — о-в Медвежий распространить на разрез Норвежского моря? Сопоставление данных по судну погоды «М» и по разрезу мыс Нордкап — о-в Медвежий показало, что разности «норм», вычисленные для каждого месяца в течение года, существенно изменяются. Это может быть объяснено как выборочной изменчивостью за счет коротких рядов наблюдений, так и какими-то сезонными особенностями гидрологического режима моря. Поэтому для каждого месяца были рассчитаны наиболее вероятные разности между указанными графиками годового хода, а также определены максимальные и минимальные разности для каждого месяца (рис. 2).

Таким образом, имея два графика годового хода «норм» температуры воды, в южном и северо-восточном районах Норвежского моря, наиболее вероятные разности «норм», рассчитанные для каждого месяца, а также значения «норм» температуры воды для промежуточных разрезов, вычисленных для июня по надежным фактическим данным, были получены необходимые условия для вычисления (интерполяции) «норм» для всех разрезов и месяцев. Расчетные «нормы» (рис. 3) могут быть использованы для оценок теплового состояния моря, а также для определения фактической среднемесячной температуры воды через прогнозируемое значение аномалии температуры воды и «нормы» для конкретного разреза и месяца.

Сопоставление расчетных значений «норм» с фактическими показывают достаточно хорошее согласие, а имеющиеся расхождения можно объяснить не всегда достаточным количеством фактических данных. Предложенный способ вычисления «норм» может быть использован в районах морей, по которым отсутствуют регулярные гидрологические наблюдения.

Для оценки роли атмосферных процессов в формировании аномалий температуры воды были использованы данные среднемесячных значений температуры воздуха на судне погоды «М» за 1954—1980 гг., полученные в филиале ААНИИ под руководством Г. В. Гирдюка и предоставленные нам. Часть этих данных опубликована в работах [3, 4].

Теплообмен с атмосферой или тепловой баланс поверхности моря имеет четко выраженный годовой ход, аналогичный изменениям температуры воды и воздуха, причем максимум среднемесячных многолетних температур воды имеет место в сентябре, а температуры воздуха — в августе, т. е. запаздывание момента наступления максимальной температуры воды слоя 0—200 м составляет один месяц по отношению к аналогичному максимуму температуры воздуха; момент наступления минимальной температуры воды тоже отстает на один-два месяца. Коэффициент корреляции синхронных рядов температуры воды в слое 0—200 м и температуры воздуха составил 0,70, а со сдвигом один месяц — 0,80.

Аналогичные расчеты были выполнены для среднемесячных многолетних значений температуры воды и воздуха. Коэффициент корреляции синхронных рядов составил 0,87, а со сдвигом на ме-

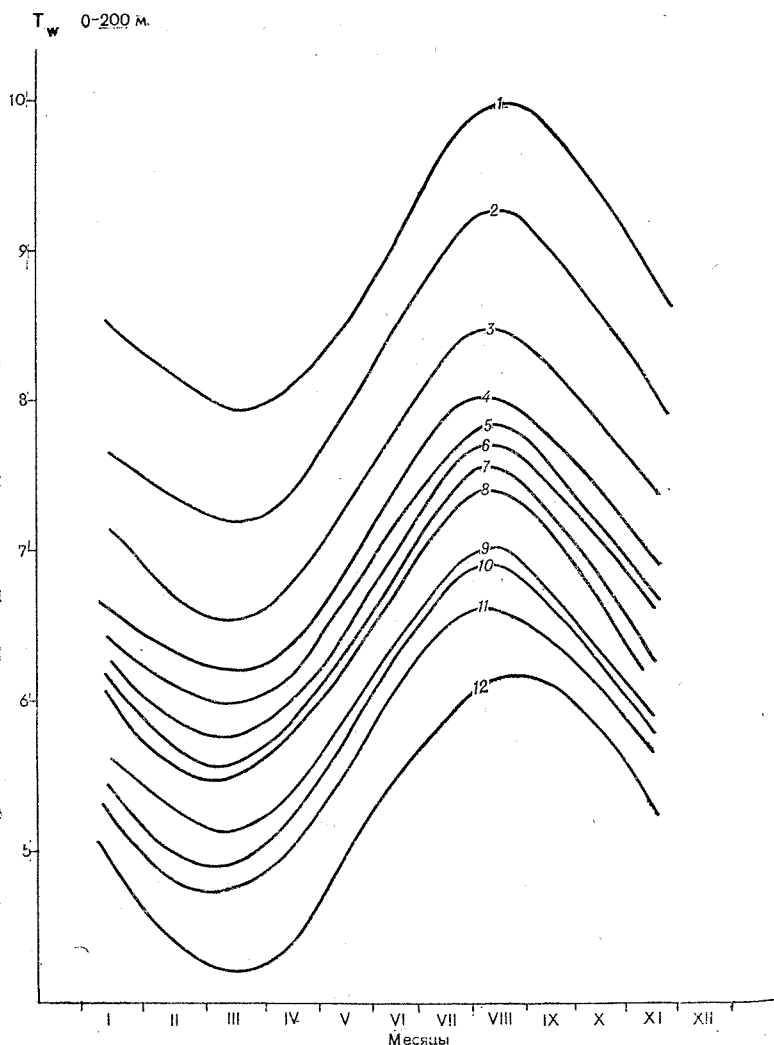


Рис. 3. Годовой ход среднемесячной температуры воды в слое 0—200 м на стандартных гидрологических разрезах Норвежского моря (расчетные статистические оценки «норм»).

Оцифровка кривых соответствует номеру разреза в табл. 1.

сяц назад температуры воды относительно температуры воздуха — 0,99. Высокие коэффициенты корреляции как для средних значений (длина ряда 12 членов), так и для ряда 240 членов свидетельствует о возможности использования этой связи в прогностических

целях. Для оценки вклада Δt_a (доля аномалии температуры воды, обусловленная теплообменом с атмосферой) в общую аномалию температуры воды, методом наименьших квадратов по среднемесячным значениям температуры воды и воздуха получена аппроксимационная зависимость

$$t_w^M = 4,787 (t_a)^{0,217}, \quad (1)$$

где t_w^M — среднемесячная температура воды в слое 0—200 м; t_a — среднемесячная температура воздуха, причем сдвиг по фазе равен одному месяцу.

По регулярным наблюдениям за температурой воды в слое 0—200 м и температурой воздуха на судне погоды «М» (по среднемесячным значениям) в филиале ААНИИ одновременно был выполнен взаимно корреляционный анализ, позволяющий установить средний для всех месяцев года фазовый сдвиг, равный 1,3 месяца, при когерентности, близкой к 0,9. На этой основе было рассчитано уравнение связи

$$t_w^{M''} = 5,09 + 0,408 t_a - 0,014 t_a^2, \quad (2)$$

где $t_w^{M''}$ и t_a те же, что и в уравнении (1), но с фазовым сдвигом 1,3 месяца.

На рис. 4 представлены кривые, полученные по обеим зависимостям, и указано положение точек для каждого месяца (со сдвигом назад на один месяц). Несмотря на общее сходство, кривая 1, полученная по более длинному ряду, представляется предпочтительней. Наибольшие отклонения точек от кривой свидетельствуют о том, что не для всех месяцев справедливо запаздывание в один месяц. Для более точного учета фазового сдвига рекомендуется использовать сдвиг по фазе (вперед) температуры воздуха относительно температуры воды.

Январь		1,3
Февраль		1,3
Март		1,0
Апрель		2,0
Май		1,3
Июнь		1,1
Июль		1,0
Август		0,9
Сентябрь		1,0
Октябрь		1,0
Ноябрь		0,9
Декабрь		1,0
Среднее		1,15

Величина адвекции тепла пропорциональна скорости течения и горизонтальному градиенту температуры воды, в наших условиях определяемому главным образом тепловым состоянием Норвежского течения и интенсивностью выхолаживания по мере продвижения на северо-восток. Поэтому адвективную часть аномалии температуры воды можно представить в виде суммы: первое

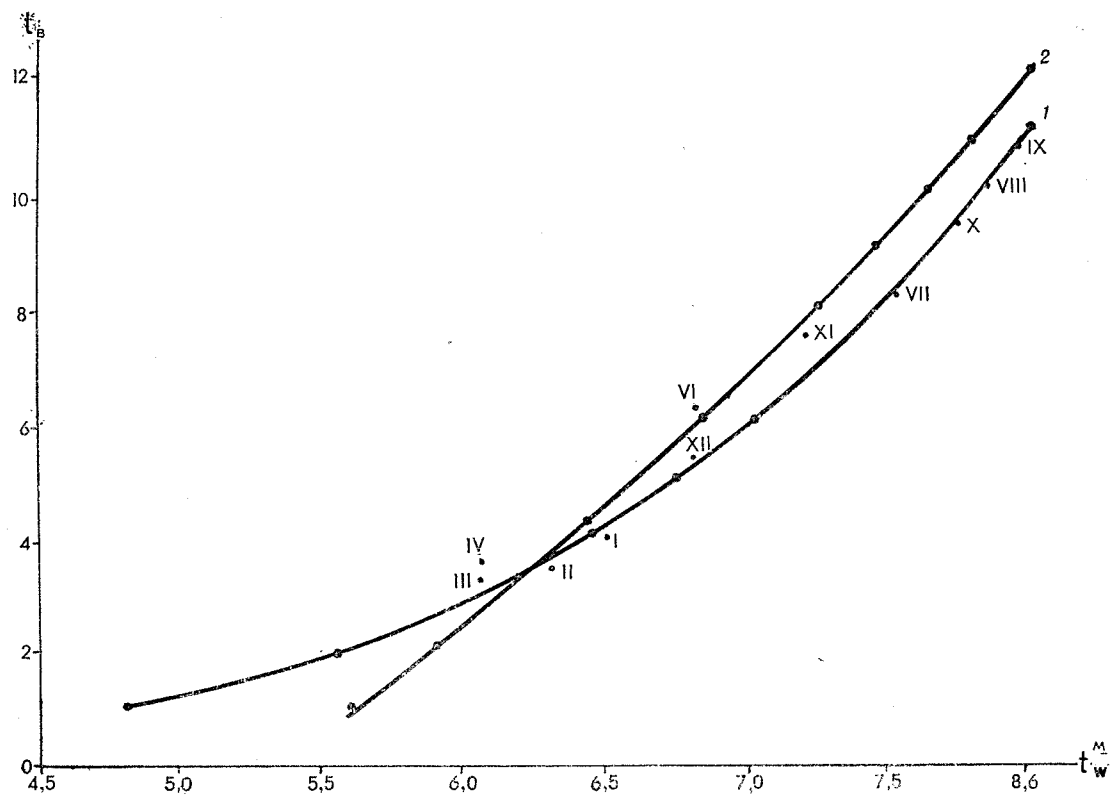


Рис. 4. Связь температуры воздуха и воды в слое 0—200 м на судне погоды «М» (со сдвигом 1 месяц):

1 — аппроксимация (1); 2 — аппроксимация (2).

слагаемое характеризует изменение температуры воды за счет среднегодовой скорости течения (Δt_a), а второе — изменение температуры воды, обусловленное различным тепловым состоянием водных масс, приходящих из Северной Атлантики ($\Delta t_a''$).

На судне погоды «М» не ведутся наблюдения за скоростью течения, поэтому привести годовой ход скорости течения по натур-

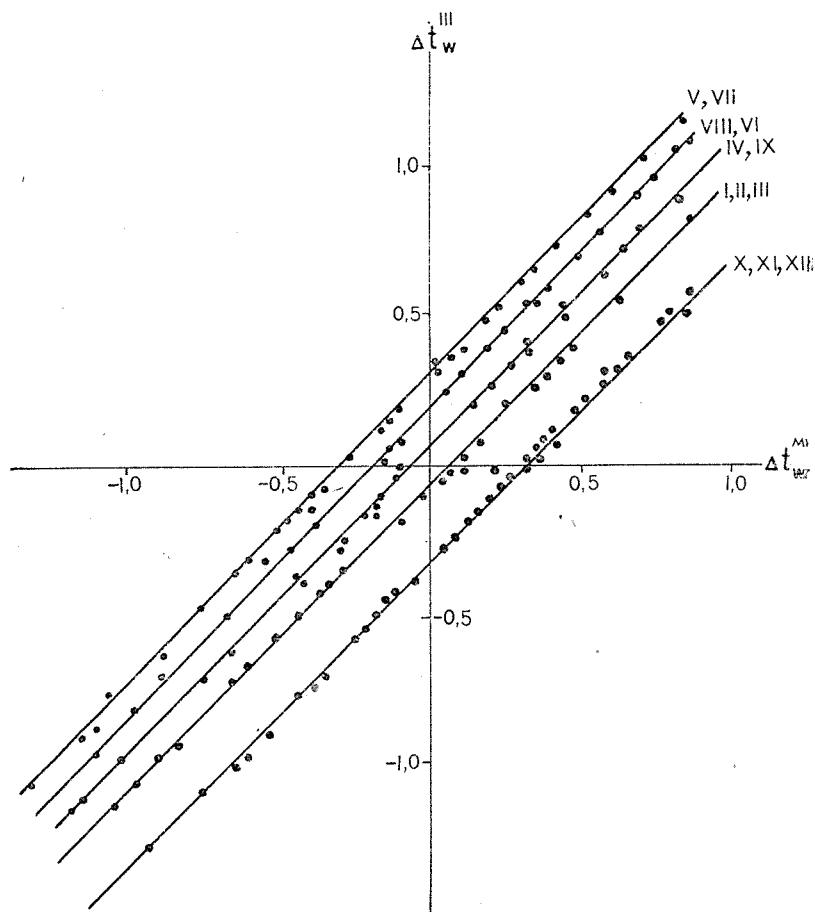


Рис. 5. Связь адвективных составляющих аномалий температуры воды на разрезе мыс Нордкап — о-в Медвежий и судне «М».

ным данным не представляется возможным. С использованием гипотезы о постоянстве адвективной составляющей аномалий температуры воды в районе судна погоды «М» и на разрезе мыс Нордкап — о-в Медвежий при постоянной скорости Норвежского течения в ЛГМИ был выполнен анализ изменчивости указанных составляющих и показано, что различия в адвективной составляющей аномалий температуры определяются изменениями скорости Нор-

вежского течения. С учетом этих изменений сформированы новые ряды аномалий и установлена тесная линейная связь между ними (рис. 5).

Вторая составляющая адвективной части аномалии температуры воды была рассчитана путем алгебраической разности фактических значений температуры воды в слое 0—200 м и рассчитанных долей аномалии температуры воды указанными выше способами. Оказалось, что эта составляющая ($\Delta t_a''$) носит периодический характер, что позволило рассчитать средние постоянные поправки для каждого месяца.

Январь—февраль	0,09
Февраль—март	0,10
Март—апрель	0,28
Апрель—май	0,23
Май—июнь	0,24
Июнь—июль	—0,07
Июль—август	—0,23
Август—сентябрь	—0,50
Сентябрь—октябрь	—0,37
Октябрь—ноябрь	—0,25
Ноябрь—декабрь	0,17
Декабрь—январь	0,15

Рассматривая возможные природные механизмы, определяющие периодичность этой составляющей, авторы предполагают, что вероятно, здесь имеет место сезонная изменчивость водных масс, приходящих в Норвежское море из Северной Атлантики, или это связано с сезонными изменениями динамики вихря, расположенного в центре моря (вариации вертикальных движений воды). Уточнение физической природы составляющей ($\Delta t_a''$) и разработка на этой основе метода ее расчета являются самостоятельной научной задачей, представляющей предмет дальнейших исследований.

С целью расчета первой составляющей аномалии температуры воды, связанной с теплообменом в системе вода—воздух, в филиале ААНИИ А. В. Гарбузовым было выполнено исследование и разработана методика расчета температуры воздуха по району прогноза. В качестве исходной информации использованы среднемесячные значения температуры приводного воздуха за период с 1957 по 1974 г. из работы [5]. Аналогичные данные были взяты по судну погоды «М», которое может служить источником оперативной информации, необходимой для восстановления поля температуры воздуха в исследуемом районе.

Было установлено, что среднемесячные аномалии температуры воздуха во всех рассматриваемых точках имеют общий характер, что является отражением связи атмосферных процессов в регионе. Средняя продолжительность сохранения знака аномалии для всех точек составляет около трех месяцев при максимальных величинах порядка одного года. Основной целью проведенного анализа было установление линейных корреляционных связей между значениями аномалий температуры воздуха на судне погоды «М» и в шести отмеченных выше точках района.

В результате были рассчитаны уравнения регрессии и установлено, что практически для всех месяцев существует удовлетворительно обеспеченная статистическая связь между аномалиями температуры воздуха в точке «М» и некоторыми точками района, а для января, мая и ноября такая связь существует со всеми точками. Коэффициенты корреляции в основном имеют значения порядка 0,6—0,8, достигая в отдельных случаях 0,9. Это позволяет с достаточной степенью точности восстановить поле температуры воздуха в рассматриваемом районе по оперативной информации судна погоды «М».

Таким образом, методика расчета и прогноза температуры воды в слое 0—200 м южной части Норвежского моря заключается в следующем:

- прогноз составляется для района, ограниченного координатами 63—67° с. ш.; 05° з. д. — 05° в. д. и расположенного в теплых атлантических водах (точка судна погоды «М» и ветви Норвежского течения, пересекаемые разрезами 5—С, 6—С, 7—С);

- методика позволяет составлять прогноз для любого месяца года с заблаговременностью от одного до двух месяцев, а для октября и ноября с заблаговременностью от трех до четырех месяцев;

- в качестве исходных данных используется среднемесячная температура воздуха и температура воды на поверхности по судну погоды «М» и текущая аномалия температуры воды в слое 0—200 м на разрезе мыс Нордкам — о-в Медвежий (III разрез);

- принципиальная схема прогноза заключается в расчете аномалий температуры воды в слое 0—200 м для судна погоды «М» по формуле

$$\Delta t_w^{''M''} = \Delta t_w + \Delta t_a' + \Delta t_a'',$$

где Δt_M — аномалия среднемесячной температуры воды в слое 0—200 м по судну погоды «М»; Δt_w — доля общей аномалии $\Delta t_w^{''M''}$, обусловленная теплообменом с атмосферой; $\Delta t_a''$ — доля общей аномалии $\Delta t_w^{''M''}$, обусловленная среднесреднегодной скоростью Норвежского течения; $\Delta t_a'$ — доля общей аномалии $\Delta t_w^{''M''}$, обусловленная различным тепловым состоянием водных масс, приходящих из Северной Атлантики. Эта аномалия затем распространяется на весь исследуемый район и суммируется с «нормами» температуры воды в слое 0—200 м, рассчитанными ранее.

Оценка метода, выполненная на зависимом материале, в соответствии с принятыми в Госкомгидромете документами показала применимость метода для всех месяцев года, за исключением марта, сентября и октября. В эти месяцы обеспеченность метода составляет 59—68 %, и метод может быть рекомендован для ориентировочной оценки тепловых условий. В остальных случаях обеспеченность метода высокая и достигает в отдельные месяцы 90 %.

В результате исследования были сформулированы основные особенности физической модели формирования температуры воды

в слое 0—200 м в южной части Норвежского моря, показаны общие закономерности и различия в механизмах формирования тепловых условий в Баренцевом и Норвежском морях. Учитывая недостаточную освещенность моря данными гидрологических наблюдений, выполнены специальные исследования с целью расчета статистических оценок «норм» температуры воды в слое 0—200 м на основных гидрологических разрезах Норвежского моря. На основе этих предпосылок разработан метод долгосрочного прогноза температуры воды в слое 0—200 м с заблаговременностью от одного до трех месяцев, причем впервые были выявлены процессы в море и атмосфере, за счет которых сформирована аномалия температуры воды. Установлена схема мониторинга гидрологических наблюдений в море, необходимых для реализации схемы прогноза температуры воды.

Дальнейшие усилия необходимо направить на разработку более точного способа определения адвективных составляющих аномалии температуры воды и разработку метода прогноза температуры воды по всему Норвежскому морю, включая зоны холодных полярных вод.

Поступила 10/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сустанов Ю. В. Метод расчета температуры воды в южной части Баренцева моря на основе раздельного учета теплового взаимодействия с атмосферой и адвекции тепла течениями.—Тр./ААНИИ, 1975, т. 321, с. 133—142.
2. Сустанов Ю. В. Физико-статистическая модель изменчивости температуры воды Баренцева моря и метод расчета и прогноза ее компонент.—Тр./ГОИН, 1978, вып. 147, с. 33—37.
3. Характеристики энергообмена океан—атмосфера.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—75 с.
4. Петров Л. С. Многолетние наблюдения кораблей погоды за температурой воды и воздуха в Северной Атлантике.—Тр./ААНИИ, 1974, т. 325, с. 24—36.
5. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике, вып. I—IV. Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1980, с. 112.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ И ИХ МЕТОДОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (на примере экспедиции «БАРЭКС-84»)

Расширение масштабов хозяйственной деятельности и повышение роли натурных исследований Северо-Европейского бассейна и, в частности, Баренцева моря в реализации национальных климатических научных программ («Разрезы», «ПОЛЭКС-Север») требуют качественного повышения уровня знания гидрометеорологического режима бассейна и методов гидрометеорологического обеспечения рыбопромысловых, поисковых и гидротехнических работ. Необходимым условием решения этих задач является комплексный подход к изучению региона как единого географического объекта и реорганизация экспедиционных океанографических исследований на основе координации усилий всех заинтересованных ведомств.

Изученность или плотность наблюдений на акватории моря довольно высоки. Первые обобщения натурных данных о гидрологическом режиме Баренцева моря выполнил еще в 1906 г. Н. М. Книпович. С 1921 г. начались планомерные экспедиции с целью комплексного изучения природы этого важного рыбопромыслового бассейна. С начала 30-х годов морские экспедиции в Баренцевом море проводят наблюдения на стандартных разрезах, учрежденных Государственным океанографическим институтом. В 1954 г. сеть разрезов была расширена и с тех пор является обязательной основой производства стандартных океанографических наблюдений в системе Госкомгидромета и, отчасти, других ведомств. Сеть позволяет получать данные о сезонной и многолетней изменчивости океанографических условий на основных динамически активных участках акватории. По некоторым разрезам накоплены уникальные по длительности ряды наблюдений (разрез по Кольскому меридиану с 1898 по 1984 г. выполнен около 900 раз, другие разрезы — от 200 до 400 раз). Полученные данные наблюдений на стандартных разрезах лежат в основе большинства действующих физико-статистических методов гидрологических и ледовых прогнозов.

Вместе с тем очевидно, что сложившаяся система наблюдений и полученная таким образом океанографическая информация уже не удовлетворяют современным требованиям к изучению физических механизмов в области различных пространственно-временных масштабов, которые ответственны за формирование режима моря.

Во-первых, из-за неравномерности точек наблюдений, так как стандартные разрезы располагаются в основном в южной половине моря. Во-вторых, из-за слабого развития специализированных полигонных наблюдений, где должны выполняться комплексные инструментальные гидрометеорологические измерения параметров приводного слоя атмосферы, термohалинной и динамической структуры водных масс.

В настоящее время потребитель гидрометеорологической информации заинтересован в диагнозе океанографических полей и прогнозах их изменений в синоптическом и сезонном масштабах изменчивости по различным районам акватории Баренцева моря. В частности, с начала 70-х годов возрос интерес рыбопромысловых организаций к северной и северо-восточной части моря. Активизируются наблюдения в его прикромочных районах, необходимые для параметризации процессов вблизи границы «лед—вода» в глобальных климатических моделях. Можно привести и другие примеры.

Стремление к удовлетворению всех актуальных требований к сбору информации со стороны научных исследований и научно-оперативного обеспечения приводят к постоянному дополнению и усложнению региональной системы океанографических наблюдений и, как следствие, к нерациональному использованию экспедиционного флота. Эффективность экспедиционных исследований дополнительно снижается из-за слабой координации действий различных ведомств, дублирования измерений в море, различий в комплексности проводимых наблюдений, разобщенности архивных данных и слабо организованного обмена этой информацией.

К настоящему времени практически оформились своеобразная ведомственная и межведомственная «многоукладность» океанографических наблюдений, что является следствием несистемного сочетания традиционных и современных целей и методов исследований при отсутствии единого управляющего или, что реальнее, координирующего механизма.

В этих условиях необходимо совершенствование региональных океанографических экспедиционных исследований на основе программного метода, позволяющего объединить ресурсы для достижения крупной научно обоснованной цели. В ее достижении должны быть заинтересованы все морские организации, хотя и в различной степени. Такой целью сейчас объективно выступает изучение разномасштабной (от синоптической до межгодовой) изменчивости океанографических полей Баренцева моря, их преобразование с помощью ЭВМ и моделирование — для последующей разработки перспективных расчетных и прогностических методов. Экспедиционным исследованиям здесь принадлежит важная роль получения натуральных данных для выяснения физики процессов, осуществления содержательных постановок и реализаций модельных задач. Стратегия экспедиционных исследований должна при этом основываться на непротиворечивости, по-возможности, сочетании научных, научно-оперативных и чисто практических требований

к системе наблюдений при условии ограниченности технических ресурсов (судов, приборов).

Оптимальной формой экспедиционных наблюдений в Баренцевом море, удовлетворяющей этим требованиям, являются квазисинхронные океанографические съемки, выполняемые в экстремальные и переходные периоды годового цикла гидрометеорологических процессов (максимумы прогрева и ледовитости, интенсивное нагревание и выхолаживание) на основе оптимизированной сети станций. Пространственно-временное разрешение съемок должно, в принципе, обеспечивать восстановление океанографических полей с точностью, определяемой запросами практики и допускаемой наличием экспедиционных средств. В основу пространственного размещения точек наблюдения закладывается нерегулярная базовая сеть гидрологических станций, которая охватывает все море и включает в себя наиболее важные стандартные разрезы, ряд реперных станций, а также мезомасштабные полигоны в районах локальных энергоактивных (фронтальных, прикромочных) зон, пограничных проливов.

Включение стандартных разрезов обеспечивает необходимую преемственность модернизированной сети по отношению к существующей, обусловленную научно-прикладной значимостью длительных рядов наблюдений на разрезах. По времени такие съемки всей акватории моря должны занимать не более 15—20 суток. На мезомасштабных полигонах в этот период необходимо выполнение многосуточных наблюдений с постановкой в реперных точках приборов непрерывной регистрации гидрометеорологических параметров.

Организация долговременных полигонных наблюдений на ограниченных участках акватории, ориентированных на целенаправленный сбор информации, достаточной для корректного статистического описания характеристик синоптической изменчивости гидрофизических полей, затруднительна на базе научно-исследовательского флота региональных мореведческих организаций из-за широкого круга возложенных на них практических задач. Необходимо также отметить, что из-за большого количества гидрологических станций и сжатых сроков проведения квазисинхронных съемок принципиальное значение приобретает налаживание межведомственного сотрудничества.

Первым опытом такого сотрудничества на современном этапе может служить проведение в августе-сентябре 1984 г. экспедиции «БАРЭКС-84». Отметим, что ранее в Баренцевом море организовывались экспедиции различных ведомств, однако их цели и масштабы были другими. Разработка программы «БАРЭКС-84» проводилась рабочей группой, состоящей из представителей филиала ААНИИ, Территориального управления Госкомгидромета и Морского биологического института. Главная цель экспедиции состояла в изучении пространственной изменчивости гидрологических, гидрохимических и гидробиологических полей в период наибольшего прогрева на основе квазисинхронной съемки всего моря.

Достижение этой цели экспедиции обеспечивалось выполнением 12 судами шести разных организаций съемки на сети стандартных разрезов и дополнительных станций (дискретность 40—50 миль) в малоизученных районах моря (рис. 1). Одновременно для получения оценок мезомасштабной и синоптической изменчивости ги-

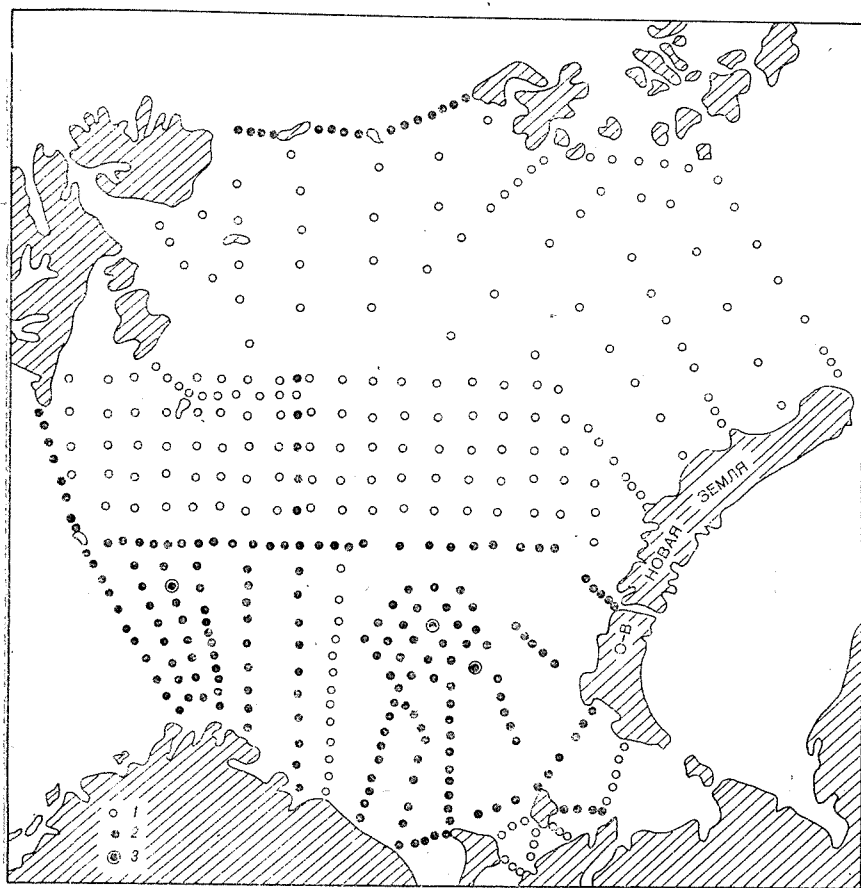


Рис. 1. Схема расположения основных океанографических станций экспедиции «БАРЭКС-84»:

1 — разовые океанографические станции; 2 — станции, выполнявшиеся 2—4 раза; 3 — многосуточные станции.

дрофизических полей, структуры и динамики фронтальной зоны проводились наблюдения на двух полигонах, включающих в себя повторные гидрологические съемки на учащенной сетке станций (дискретность 20 миль) и многосуточные наблюдения за вертикальным распределением температуры воды и солености.

Также было предусмотрено повторное выполнение наиболее важных гидрологических разрезов (по Кольскому меридиану, по-

граничным и др.), некоторые из которых удалось повторить от 2 до 4 раз. Всего за период экспедиции (5 августа — 20 сентября) сделано более 1000 океанографических станций, из них около 300 — с комплексом гидробиологических определений. Для сравнения следует отметить, что выполнение такого объема работ только силами Госкомгидромета потребовало бы около четырех месяцев.

Учитывая многоплановость экспедиции «БАРЭКС-84» как одной из основных форм будущих экспедиционных исследований бассейна, целесообразно рассмотреть ее итоги по трем направлениям:

- изучение изменчивости гидрологических условий;
- оптимизация региональной системы океанографических наблюдений;
- создание единого центра сбора, хранения и обмена океанографической информации.

Анализ материалов наблюдений позволил оценить тенденцию и размах изменчивости температуры воды в течение периода перехода от лета к осени. На основании данных о временном ходе этой характеристики на различных горизонтах повторных разрезов установлено, что в период с середины августа до середины сентября на поверхности моря повсеместно наблюдалось медленное охлаждение вод: в южной части — на 2°C , в северной — примерно на 1°C . В центральной части моря 14—19 августа отмечались незначительные колебания температуры в поверхностных слоях и отсутствие заметного тренда на всех остальных горизонтах.

Вероятно, пик прогрева отмечался примерно в начале-середине августа. Наибольшая изменчивость температуры зарегистрирована в слое сезонного термоклина (50—100 м — на западе моря и 30—50 м — в его центральной части). Расчеты автокорреляционных функций показали наличие колебаний с полусуточным периодом (приливной цикл). Спокойный характер развития атмосферных процессов, характерный для рассматриваемого периода, обусловил слабое развитие динамических процессов синоптического масштаба. Лишь в отдельных случаях (например, 11-12 августа) наблюдались колебания положения фронтальной зоны в районе о-ва Медвежий, последовавшие за перестройкой поля ветра в неглубоком циклоне.

В общем, оценки теплового состояния моря по сравнению со среднемесячными характеристиками показали, что в его южной половине в августе наблюдались лишь незначительные положительные аномалии температуры воды. В слое 0—50 м аномалия увеличивалась с запада на восток от $0,3$ — $0,4^{\circ}$ в районе мыс Нордкап — о-в Медвежий до $1,1$ — $1,3^{\circ}$ в районе Гусиной Банки. В то же время в северной половине наблюдались резко аномальные гидрологические условия. Полное отсутствие ледяного покрова в пределах Баренцева моря способствовали осуществлению запланированной съемки по всей акватории, включая все граничные проливы. Пространственно-временное расположение точек наблюдения позво-

лило провести разделение всего экспедиционного времени на три полумесячных отрезка, внутри которых изменения температуры на любом горизонте и по различным районам не превышало $0,5—0,6^{\circ}$. Эти изменения соизмеримы со средними ошибками оценок теплового состояния, получаемых на основе статистического анализа изменчивости температуры воды.

Таким образом, температурные карты, построенные по полумесячным периодам можно считать квазисинхронными. Анализ изменчивости солености за период экспедиции подтвердил консервативность данной характеристики, что позволяет в качестве допустимого интервала квазисинхронности принять месячный период наблюдений.

Впервые полученные карты распределения океанографических характеристик для всего моря по полумесячным периодам позволяют достаточно подробно осветить географические особенности

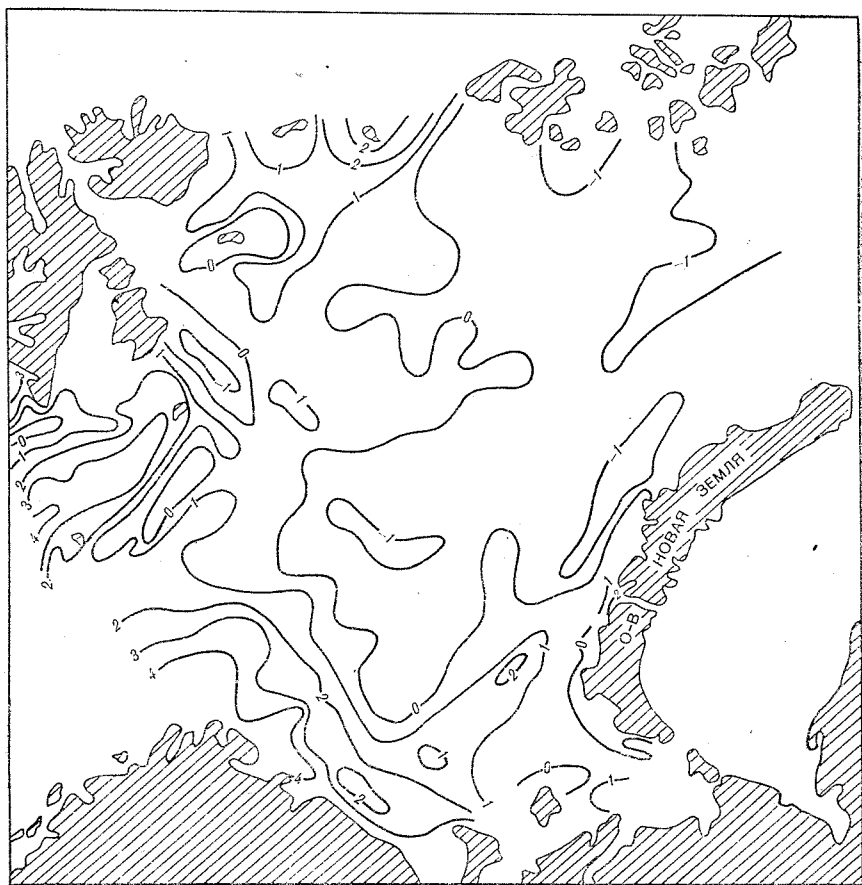


Рис. 2. Схема распределения температуры воды в придонных слоях Баренцева моря в первой половине сентября 1984 г.

(статику и динамику) распределения вод различного происхождения в период наибольшего прогрева Баренцева моря (рис. 2). В результате качественного анализа выявлен ряд важных особенностей в структуре океанографических полей, главной из которых, несомненно, является мощный заток тепла с атлантическими водами из Арктического бассейна через проливы между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Факты такого поступления атлантических вод отмечались и ранее, но аномальный характер процессов в 1984 г. позволяет охарактеризовать количественные характеристики адвекции тепла с севера как, вероятно, оценки, близкие к верхнему пределу.

Анализ данных съемки в масштабах всего моря однозначно показывает, что формирование тепловых условий в Баренцевом море является более сложным в пространственном отношении процессом, чем это можно было представить по данным регулярных наблюдений в отдельных струях теплых течений только в юго-западной и южной частях моря.

Важное место в исследованиях занимает выявление местоположения квазистанционного полярного фронта климатического происхождения и анализ процессов его генезиса и строения. Работа выполнена сотрудниками управления «Севрыбпромразведка» В. Б. Забавниковым и Ю. П. Щербачевым. В основу методики идентификации и картирования фронтальной зоны был положен физико-океанографический анализ по комплексу признаков. Главными из них, в соответствии с современными рекомендациями [6], приняты следующие: наличие значительных горизонтальных градиентов гидрофизических характеристик и сложных по форме вертикальных профилей характеристик. Кроме того, при анализе натурных данных учитывались общие теоретические представления о генезисе и формах проявления фронтальных разделов подобной природы, в частности, условие поддержания геострофического равновесия, т. е. стабильного положения в определенных географических пределах за счет взаимодействия элементов общей циркуляции моря с крупномасштабными формами рельефа дна. При этом фронтальный раздел может подвергаться сезонным и синоптическим меандрированиям под действием внешних факторов.

Результаты проведенного анализа картированы на рис. 3. Основные выводы могут быть сведены к следующему. Наиболее определенно термический фронт выделен на горизонте 50 м, где он прослеживается от Зюйдкапского желоба до Новой Земли. На поверхности надежная идентификация фронта оказалась возможной только в западной части моря. Направление наклона фронта различно: в районе Северной ветви Нордкапского течения — на север, в восточной части моря — на юг. Это хорошо иллюстрирует особенности распространения и трансформации теплых атлантических вод в пределах моря и их взаимодействие с холодными баренцевоморскими водами. В западной части моря существует тенденция к углублению атлантических вод во фронтальной зоне благодаря их высокой солености. Вследствие понижения солености

по мере продвижения к востоку плотность их становится меньше, чем плотность холодных и соленых глубинных вод Центральной впадины и прилегающих районов. Поэтому относительно теплые воды Новоземельского течения распространяются к северу в верхних слоях (по клину холодных вод). В целом возможность картиро-

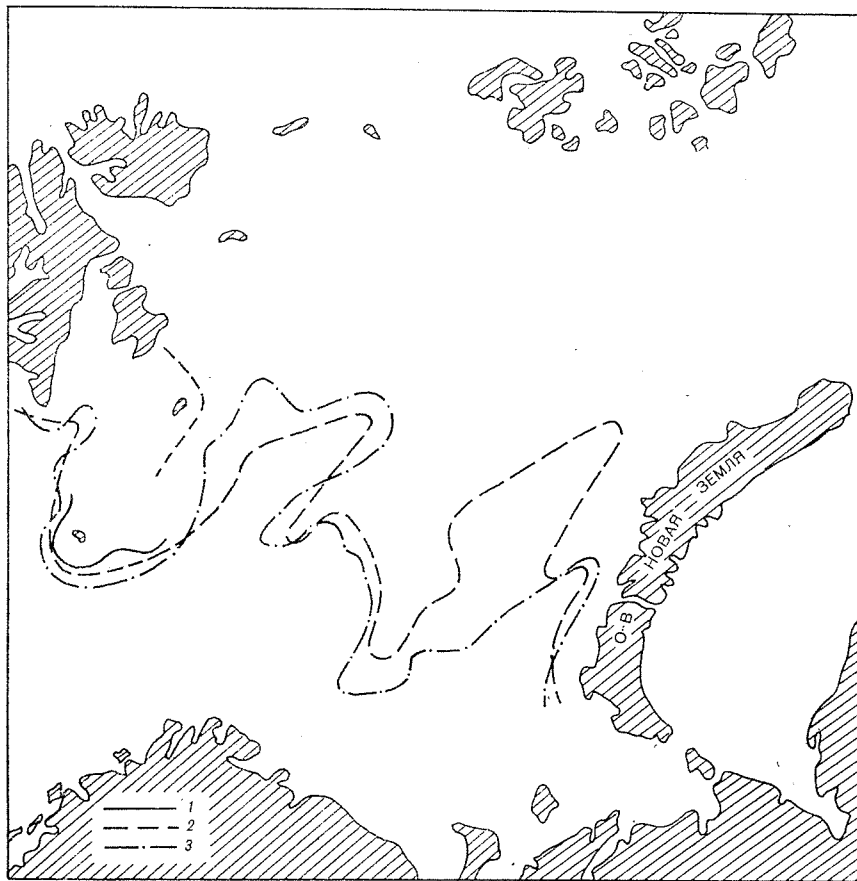


Рис. 3. Схема положения полярного климатического фронта в первой половине сентября на различных горизонтах:

1 — поверхность; 2 — 50 м; 3 — 100 м.

вания трехмерной структуры полярного фронта по данным океанографических съемок может рассматриваться как перспективное направление его изучения и важная в практическом отношении задача экспедиционных работ.

Рассмотренные выше результаты качественного анализа некоторых особенностей океанографических полей демонстрируют широкие возможности использования данных подобных съемок для

описания особенностей физической океанографии Баренцева моря. Уникальность полученных данных (по охвату акватории и объему измерений) дает возможность реализовать ряд важных задач на современном количественном уровне:

- проведение диагностических расчетов циркуляции вод моря, водо- и теплообмена через все пограничные разрезы;

- детализация физико-географических особенностей распределения водных масс в малоизученных районах для последующего физически обоснованного размещения оптимизированной сети океанографических наблюдений;

- проведение расчетов пространственных структурных, корреляционных, спектральных функций гидрологических характеристик;

- отработка методики машинного анализа данных площадных съемок, интерполяции в узлы регулярных сеток и автоматизированного построения карт распределения гидрологических элементов;

- изучение характеристик теплообмена моря с атмосферой.

Рассмотрим более подробно задачу исследования пространственной изменчивости океанографических полей и оптимизации сети наблюдений. В современной океанологической литературе отмечается тот факт, что изучению пространственной структуры океанографических полей уделяется меньше внимания по сравнению с изучением временной изменчивости. Тем не менее знание пространственных статистических характеристик позволяет оценить вклад процессов различных масштабов в общую изменчивость океана (моря). Это необходимо для рационального размещения станций наблюдений, а также для корректной интерпретации экспериментальных данных в целях решения вопросов анализа и моделирования океанографических полей и, как следствие, разработки новых расчетных и прогностических методов.

В большинстве случаев для расчета характеристик пространственной изменчивости используются наблюдения на протяженных гидрологических разрезах, либо на специализированных полигонах по регулярной сети станций, что позволяет упростить обработку исходных данных [1]. Однако применение регулярных сеток не всегда возможно. В частности, физико-географические особенности Баренцева моря и необходимость сохранения преемственности новых наблюдательских сетей по отношению к стандартным выдвигают задачу разработки методов статистической интерпретации данных наблюдений, полученных на нерегулярных сетках.

По данным экспедиции «БАРЭКС-84» проведены подобные расчеты и на ее примере можно показать, что для получения пространственных статистических характеристик в принципе могут использоваться материалы любых площадных съемок. Для этого исследуемая акватория априорно разбивается на зоны с однородными водными массами. При анализе эксперимента «БАРЭКС-84» такими зонами считались в самом первом приближении южная и северная части моря, разграниченные полярной климатической фронтальной зоной. В пределах каждого периода квазисинхрон-

ности данные наблюдений группировались по грациям модулей и направлений векторов расстояний между точками. Значения гидрологической характеристики (температура и соленость) внутри граций подвергались статистической обработке. По полученным совокупностям коэффициентов корреляции (корреляционным функциям) рассчитывались пространственные спектральные функции. Для повышения достоверности результатов исходные данные подвергались сглаживанию с целью исключения крупномасштабных составляющих изменчивости, ядро сглаживания в 2 раза превышало радиус корреляции.

Наиболее простой способ сглаживания связан с предварительной интерполяцией нерегулярных данных в узлы регулярной сетки. Для обработки данных экспедиции «БАРЭКС-84» разработан алгоритм, реализующий линейную интерполяцию. Вопрос выбора наилучшего способа интерполяции имеет самостоятельное значение и, в общем, дискуссионен. Предпочтение линейной интерполяции было отдано по причине меньшего искажения структуры реального поля по сравнению с оптимальной интерполяцией. Однако при линейной двумерной интерполяции отсутствует однозначность в выборе наиболее выгодной комбинации исходных точек, участвующих в этой процедуре. Поэтому выбиралась комбинация, дающая наименьшее значение среднеквадратической ошибки, определяемой по формуле

$$\sigma_{0u}^2 = \sigma^2 \left(1 + \sum_{i=1}^n \alpha_i^2 + 2 \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=1}^n \alpha_i \alpha_j r_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n \alpha_i r_{0i} \right), \quad (1)$$

где σ^2 — дисперсия исследуемого параметра; α_i — коэффициент интерполяции исследуемого параметра из точки i ; r_{ij} — нормированная автокорреляционная функция, определяющая связность исследуемого параметра между точками i и j ; r_{0i} — нормированная автокорреляционная функция, определяющая связность исследуемого параметра между точкой i и точкой интерполяции;

Коэффициенты α_i определялись для трех ближайших точек наблюдения, являющихся вершинами треугольника, описанного относительно точки интерполяции ($h=3$). При невозможности найти такой треугольник интерполяция производится способом взвешенного среднего. Для оценок коэффициентов пространственной автокорреляции (r_{ij}) использовались сглаженные значения автокорреляционных функций, заданные в табличном виде. Эти значения получены по материалам экспедиции «БАРЭКС-84» и в процессе итерационных расчетов уточнялись. Проверка формулы (1) на фактическом материале показала ее вполне удовлетворительную точность.

В процессе фильтрации исходные данные интерполировались в узлы регулярной сетки с шагом по пространству 10 км, затем сглаживались при помощи равновесного фильтра Бартлетта, и, наконец, восстанавливались в точках наблюдения по сглаженному полю при помощи интерполяции методом Лагранжа из регулярной

сетки. Проверка однородности и изотропности путем повторения расчетов статистических параметров для отдельных участков априорно выделенных однородных зон подтвердила правомерность принятых первоначально предположений об их границах.

Расчеты с учетом и без учета тренда в однородных зонах показали близкие результаты, что указывает на относительно несущественный вклад крупномасштабных климатических компонент в формировании изменчивости полей температуры в отдельных водных массах Баренцева моря. Параметры пространственной изменчивости для северной и южной частей моря оказались сопоставимы. Средние величины радиуса корреляции температуры воды на поверхности повсеместно в однородных районах составляют 60—120 км. Различия проявляются в том, что в южной части наблюдается более выраженная анизотропия поля с увеличением радиусов корреляции вдоль струй квазипостоянных течений. Аналогичные результаты дала контрольная обработка данных авиатермосъемок, выполнявшихся в период экспедиции, массивов данных судовых наблюдений за температурой воды на различных горизонтах вдоль авиамаршрутов (снятых с карт распределения температуры), а также отдельных маршрутов с непрерывной регистрацией температуры поверхности воды с судов.

Обобщенные и сгруппированные по районам пространственные статистические характеристики, получаемые по материалам крупномасштабных океанографических съемок Баренцева моря в различные сезоны, являются основой для численных экспериментов по оптимальному размещению станций базовой наблюдательской сети. Учитывая, что при построении новой сети используется принцип преемственности (сохраняются основные стандартные разрезы), оптимизация происходит путем размещения дополнительных станций, а не создания сети заново. В этих условиях для решения задачи целесообразно применить методы, разработанные в метеорологии [2, 3]. Процесс дополнения сети может быть описан следующим образом. С помощью расчетных сведений о пространственной изменчивости и координатах реперных стандартных станций по формуле (1) определяется поле среднеквадратических ошибок интерполяции гидрологического элемента в узлах мелкой регулярной сетки (с шагом 10 км). В районах, где ошибка превышает заданную, добавляются дополнительные станции. При этом учитываются местные физико-географические особенности района (распределение глубины, характер циркуляции и др.). Расчеты и анализ поля повторяются до выравнивания поля ошибок по всей акватории. В качестве дополнительных и контрольных используют некоторые другие методы расчета оптимальной дискретности станций наблюдений (также требующие знания пространственных корреляционных и спектральных функций), в частности, основанные на применении теоремы Котельникова [4] и спектрального алгоритма оптимальной интерполяции [5].

Полученная таким образом сеть станций может быть откорректирована по мере уточнения пространственных статистических

характеристик на основе обработки архивных гидрологических данных. Однако можно утверждать, что эта коррекция не будет носить принципиального характера, так как оптимизированная океанографическая сеть в Баренцевом море должна иметь небольшую дискретность (40—60 миль) по всему морю, заведомо превышающую дискретность, необходимую для оценок климатических колебаний. Выбор сравнительно малой дискретности обусловлен целью достаточно полного прослеживания синоптических и мезомасштабных явлений, не испытывающих принципиальных изменений от года к году.

Регулярное проведение крупных межведомственных экспедиций предъявляет новые требования к оперативному усвоению, анализу и распространению среди заинтересованных организаций большого объема океанографической информации. Решение этих задач возможно только на основе внедрения на Баренцевом море системы оперативной и режимной обработки гидрологических данных, ориентированной на использование ЭВМ. С этой целью начаты работы по созданию объединенными усилиями мореведческих организаций регионального банка океанографических данных на основе методических рекомендаций ВНИИГМИ-МЦД. Массив наблюдений, выполненных в период экспедиции «БАРЭКС-84», является хорошим тестовым материалом при решении организационных вопросов по созданию информационной базы, а также при разработке нового и испытании существующего программного обеспечения банка океанографических данных.

Таким образом, рассмотренные в настоящей работе различные аспекты экспедиционных наблюдений океанографических полей Баренцева моря на основе крупномасштабных съемок типа «БАРЭКС» указывают на перспективность подхода к проблеме в целом и на реальность решения конкретных задач по изучению режима Баренцева моря при условии объединения усилий различных ведомств на современной научно-методической базе.

Поступила 25/VIII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 112 с.
2. Гандин Л. С. О принципах рационального размещения метеорологических станций.— Тр./ГГО, 1961, вып. III, с. 81—98.
3. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети.— Тр./НИУ ГУГМС, 1946, Сер. I, вып. 13, с. 65—115.
4. Лежен А. С., Пантелеев Н. А. О выборе оптимального шага дискретности при исследовании гидрометеорологических процессов.— В сб.: Проблемы получения и обработки информации о физическом состоянии океана и атмосферы над ним.— Киев: Наукова думка, 1966, с. 14—26.
5. Нелепо Б. А., Тимченко И. Е. Системные принципы анализа наблюдений в океане.— Киев: Наукова думка, 1978.— 222 с.
6. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 296 с.

О ВЛИЯНИИ РЕЛЬЕФА ДНА НА ЦИРКУЛЯЦИЮ ВОД СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

Прогностические модели океанической циркуляции являются наиболее эффективным средством для исследования различных физических процессов со сложными обратными связями, однако осуществление таких программ требует больших затрат машинного времени, поэтому в нашем случае используется простейшая прогностическая модель. В настоящем исследовании в первом приближении решается задача о чувствительности модели к такой внешней вынуждающей силе, как рельеф дна, что очень важно при определении динамики, преобладающей в изучаемой области.

Постановка задачи

Для исследования вопроса о влиянии рельефа дна в формировании крупномасштабных полей плотности и течений в Норвежском и Гренландском морях с учетом реальной геометрии береговой линии под действием стационарного поля ветра и процессов тепло- и массообмена через поверхность океана используем численную модель, предложенную в работе [6]. Рассматриваемый бассейн в начальный момент наполнен устойчиво стратифицированной жидкостью и расположен в северном полушарии в удалении от экватора.

При решении крупномасштабных океанологических задач исходим из упрощенных уравнений гидротермодинамики в сферической системе координат [6]. При записи системы исходных уравнений использованы следующие приближения: а) квазистатическое; б) Буссинеска; в) традиционное для силы Кориолиса; г) пренебрежение молекулярной вязкостью; д) аналогия между молекулярным и турбулентным трением; е) пренебрежение инерционными членами и членами, описывающими горизонтальный обмен количеством движения, в уравнениях движения; ж) равенство по величине коэффициентов диффузии тепла и соли; з) уравнение состояния представляет собой простое линейное соотношение между аномалиями температуры, солёности и плотности; и) коэффициента вертикальной турбулентной вязкости ν , ν' вертикальной турбулентной диффузии κ и горизонтальной турбулентной диффузии A_h принимаются независимыми от координат; к) система исходных уравнений с учетом приближений ж), з), к) замыкается при помощи уравнения «плотностной диффузии» П. С. Линейкина.

С учетом вышеназванных приближений система исходных уравнений записывается в следующем виде:

уравнения горизонтального движения

$$-2\omega \cos \Theta V_{\lambda} = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \Theta} + \nu \frac{\partial^2 V_{\Theta}}{\partial z^2}; \quad (1)$$

$$2\omega \cos \Theta V_{\Theta} = -\frac{1}{\rho_0 a \sin \Theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \nu \frac{\partial^2 V_{\lambda}}{\partial z^2}; \quad (2)$$

уравнение гидростатики

$$\frac{\partial P}{\partial z} = g\rho; \quad (3)$$

уравнение неразрывности несжимаемой жидкости

$$\frac{\partial V_z}{\partial z} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial}{\partial \Theta} \sin \Theta V_{\Theta} + \frac{\partial V_{\lambda}}{\partial \lambda} \right) = 0; \quad (4)$$

уравнение диффузии плотности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{V_{\Theta}}{a} \frac{\partial \rho}{\partial \Theta} + \frac{V_{\lambda}}{a \sin \Theta} \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} + V_z \frac{\partial \rho}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} + \frac{A_l}{a^2} \Delta \rho. \quad (5)$$

В уравнениях (1)–(5) ρ_0 — постоянное значение плотности; a — средний радиус Земли; ω — угловая скорость вращения Земли; g — ускорение силы тяжести; ν — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости воды; ρ — плотность морской воды; P — давление; κ , A_l — коэффициенты турбулентной диффузии плотности в вертикальном и горизонтальном направлениях; V_{Θ} , V_{λ} , V_z — составляющие скорости течения по координатам θ , λ , z соответственно; начало координат расположено на невозмущенной поверхности океана $z = 0$; ось λ направлена на восток, ось Θ (дополнение до широты $90^\circ - \varphi$) — на юг, ось z — вертикально вниз.

$\Delta = \frac{1}{\sin \Theta} \left(\frac{\partial}{\partial \Theta} \sin \Theta \frac{\partial}{\partial \Theta} + \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \right)$ — оператор Лапласа в сферической системе координат.

Оценка порядков отдельных слагаемых в уравнении диффузии плотности (для крупномасштабных океанических процессов) показывает необходимость сохранить все члены в уравнении (5). Таким образом, рассматривая вопрос о взаимном приспособлении поля масс и поля течений, в целом решаем нестационарную задачу, несмотря на то, что в уравнениях движения пренебрегаем инерционными членами, т. е. будем считать, что поле скоростей мгновенно приспосабливается к полю масс.

Граничные условия для системы уравнений (1)–(5) следующие.

1. На свободной поверхности океана при $z = -\zeta_1(\theta, \lambda)$

$$\rho_0 \nu \frac{\partial V_{\Theta}}{\partial z} = -\tau_{\Theta}; \quad \rho_0 \nu \frac{\partial V_{\lambda}}{\partial z} = -\tau_{\lambda}; \quad (6)$$

$$P = P_a;$$

ξ_1 — отклонение поверхности от его невозмущенного состояния;
 P_a — атмосферное давление на уровне моря; $\tau_\theta, \tau_\lambda$ — составляющие вектора касательного напряжения ветра на поверхности океана, т. е. касательное напряжение ветра уравнивается турбулентным трением в морской воде.

Для вертикальной составляющей скорости запишем кинематическое условие

$$V_z = - \left(V_\lambda \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \xi_1}{\partial \lambda} + V_\theta \frac{\partial \xi_1}{\partial \theta} \right). \quad (7)$$

В силу малости ξ по сравнению с характерным вертикальным масштабом условие (6) можно «перенести» на уровень $z = 0$, а кинематическое условие (7) для вертикальной скорости заменить условием «жесткой крышки»

$$V_z = 0 \quad \text{при } z = 0. \quad (8)$$

Для уравнения диффузии плотности принималось граничное условие в виде

$$\rho = \rho(\Theta, \lambda). \quad (9)$$

2. На дне океана принимаются условия прилипания при $z = H$, где H — глубина океана

$$V_\theta = V_\lambda = V_z = 0. \quad (10)$$

Для плотности граничные условия можно перенести с горизонта $z = H$ на горизонт $z = H_1$, где $H_1 = 1500$ м

$$\rho = \rho(\Theta, \lambda, z). \quad (11)$$

3. На вертикальных боковых границах принимаем условие «интегрального непротекания» (отсутствие в уравнениях движения нелинейных членов и членов, описывающих горизонтальный турбулентный обмен импульсом, не позволяет удовлетворить на твердых боковых границах бассейна условиям непротекания или прилипания).

Полагаем, аппроксимируя область ломаной линией, на участке границы, параллельном кругу широты,

$$\int_0^H V_\theta dz = S_\theta(\Theta, \lambda), \quad (12)$$

а на участке, параллельном меридиану,

$$\int_0^H V_\lambda dz = S_\lambda(\Theta, \lambda), \quad (13)$$

где

$$S_\theta(\Theta, \lambda) = H \bar{V}_\theta; \quad S_\lambda(\Theta, \lambda) = H \bar{V}_\lambda;$$

$\bar{V}_\theta$, $\bar{V}_\lambda$ — средние по высоте горизонтальные составляющие скорости. На участке границы, аппроксимирующем берег, $\bar{V}_\theta = \bar{V}_\lambda = 0$, а на участках, аппроксимирующих проливы, $\bar{V}_\theta$ и $\bar{V}_\lambda$ задаются из наблюдений.

Для уравнения диффузии плотности на боковых границах выполняется условие

$$\rho = \rho(\Theta, \lambda, z). \quad (14)$$

В начальный момент времени поле плотности задается как функция глубины

$$\rho = \rho(z). \quad (15)$$

В качестве вспомогательной функции использовалась уровенная поверхность ξ . Следуя работе [6], превышение уровня представлялось в виде суммы двух независимых величин ξ_1 и ξ_2 .

$$\xi = \xi_1 + \xi_2, \quad (16)$$

где

$$\xi_1 = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^{H_1} \rho dz. \quad (17)$$

Функция ξ_2 определялась из уравнения

$$\begin{aligned} \frac{1}{2a} \Delta \xi_2 + \frac{1}{\sin \Theta} J(H, \xi_2) + \frac{H}{\cos \Theta} \frac{\partial \xi_2}{\partial \lambda} = \\ = \frac{1}{2a' \rho_0 g} \Delta P_a + \frac{1}{\rho_0 \cos \Theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_0^H z \rho dz. \end{aligned} \quad (18)$$

Граничные условия для уравнения (18) приведены в работе [6]. Составляющие скорости течения вычисляются по формулам

$$V_\theta = V_\theta^d - \frac{g}{2\omega a \sin \Theta \cos \Theta} \left[\frac{\partial \xi}{\partial \lambda} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_0^z \rho dz \right] \quad (19)$$

$$V_\lambda = V_\lambda^d + \frac{g}{2\omega a \cos \Theta} \left[\frac{\partial \xi}{\partial \Theta} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial \Theta} \int_0^z \rho dz \right], \quad (20)$$

где V_θ^d и V_λ^d — дрейфовые составляющие скорости течения.

$$V_\theta^d = \frac{1}{2\omega a \rho_0 \cos \Theta} \sqrt{\frac{v'}{v}} \left(\frac{\partial P_a}{\partial \Theta} \sin az - \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial P_a}{\partial \lambda} \cos az \right) \exp^{-az}. \quad (21)$$

$$V_\lambda^d = -\frac{1}{2\omega a \rho_0 \cos \Theta} \sqrt{\frac{v'}{v}} \left(\frac{\partial P_a}{\partial \Theta} \cos az + \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial P_a}{\partial \lambda} \sin az \right) \exp^{-az}. \quad (22)$$

Формулы (19)–(20) справедливы вне пределов придонного пограничного слоя.

Выражение для расчета вертикальной составляющей скорости течения можно получить путем интегрирования уравнения неразрывности по глубине от 0 до H с учетом граничных условий и соотношений (8), (1), (2), (6).

$$V_z = - \frac{1}{4\omega a^2 \rho_0 a' \cos \Theta} \Delta P_a + \frac{1}{4\omega a' a^2 \rho_0 \cos^2 \Theta} \times \\ \times \left(- \frac{\partial P_a}{\partial \Theta} + \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial P_a}{\partial \lambda} \right) + \frac{gz}{2\omega a^2 \cos^2 \Theta} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} + \\ + \frac{g}{2\omega a^2 \rho_0 \cos^2 \Theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \int_0^z (z - \xi) \rho d\xi. \quad (23)$$

Формула (23) пригодна для расчета вертикальной составляющей скорости течения вне экмановских пограничных слоев.

Таким образом, задача о вычислении поля течений и поля плотности свелась к решению трехмерного уравнения диффузии плотности (5), двухмерного уравнения для уровенной поверхности (18), нахождению превышения уровня по формулам (17), (16) и вычислению компонент скорости по формулам (19), (20), (23).

Численная схема

Для численного решения уравнений (5) и (18) использовалась схема направленных разностей [4]. Разностный аналог уравнения (18) решался методом Гаусса—Зейделя. Уравнение диффузии плотности линеаризовалось на каждом временном шаге [3]. По времени уравнение (5) аппроксимируется двухуровневой неявной схемой первого порядка [5]. Разностный аналог уравнения (5) решался методом верхней релаксации по линиям [6]. Процесс счета продолжался до тех пор, пока разность между двумя последовательными по времени значениями плотности не достигала заданного значения ϵ_p . При значении $\epsilon_p = 0,5 \cdot 10^{-7} \text{ г} \cdot \text{см}^3$ считалось, что процесс вышел на стационарный режим и интегрирование модели во времени прекращалось.

Результаты численных экспериментов

Конкретные расчеты по прогностической модели проводились для района от 60 до 78° с. ш. между Гренландией и Скандинавией. Шаг расчетной сетки составлял 1° по долготе и 2° по широте. Исходные поля глубины и атмосферного давления взяты из атласов [1, 2]. Поле плотности на поверхности океана и вертикальных боковых стенках заимствовано из атласа [1]. При расчетах были приняты следующие значения параметров: $v = 10^2 \text{ см}^2/\text{с}$; $v' = 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$; $\rho_0 = 1,02825 \text{ г/см}^3$; $a = 0,64 \cdot 10^9 \text{ см}$; $g = 980 \text{ см/с}$; $\omega = 0,729 \cdot 10^{-4}/\text{с}$.

Для исследования влияния роли рельефа дна на формирование поля плотности и циркуляции в Северо-Европейском бассейне было

выполнено два численных эксперимента. Цель первого — воспроизвести особенности крупномасштабных гидрофизических полей исследуемого района с учетом реального рельефа дна. Вторым численным экспериментом имитируется циркуляцию Северо-Европейского бассейна при условии простой топографии дна ($H = 1500$ м). Сопоставляя результаты этих экспериментов, можно определить возмущения в поле плотности и циркуляции, которые вносит рельеф дна в формирование установившейся циркуляции в Норвежском и Гренландском морях.

Численный эксперимент 1

Под крупномасштабными полями Северо-Европейского бассейна мы понимаем такие поля, которые описывают циркуляционные системы типа: Восточно-Гренландского и Норвежского течений, циклоническую циркуляцию в центре Гренландского моря и антициклон в Норвежском море. Эти циркуляционные системы адекватны полю плотности. Для расчета поля плотности решалась задача (1) — (5) с граничными условиями (6), (8) — (14). Граничные условия для плотности взяты для августа. Океан считался бароклинным до глубины 1500 м. Ниже горизонта $z = 1500$ м аномалия плотности считалась равной нулю. В рассматриваемом варианте исследуемая область аппроксимируется по вертикали расчетной сеткой из восьми уровней: 0, 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 1500. Поле плотности вычисляется на шести внутренних горизонтах. В начальный момент времени задается распределение плотности по формуле (15). Задача решалась до установления. Шаг интегрирования во времени равнялся 15 суткам. Время выхода на стационар составляло 1 год.

На рис. 1 представлено поле превышения свободной поверхности океана, полученное в результате численного эксперимента 1. В рассматриваемом варианте получены все основные особенности крупномасштабной поверхностной циркуляции Северо-Европейского бассейна: циклонические циркуляции вод к северо-востоку и юго-западу от о-ва Ян-Майен, перенос вод вдоль берега Гренландии от пролива Фрама к Датскому проливу (Восточно-Гренландское течение), на акватории Норвежского моря четко выражены циркуляционная система антициклонического типа и циркуляционная система циклонического типа.

Сравнение рассчитанного поля плотности с фактическим дает неплохой результат на всех расчетных горизонтах. В верхних горизонтах получились максимумы плотности, расположенные в центре бассейна, соответствующие циклоническим циркуляционным системам. Качественно верное распределение плотности получилось и на глубинных горизонтах исследуемого бассейна. Над шельфовыми склонами Скандинавии и Гренландии отчетливо видны зоны с максимальными горизонтальными градиентами плотности, обусловленные распреснением вод. Область плотной воды

располагается в центре Северо-Европейского бассейна и прослеживается на всех расчетных горизонтах.

В прогностических полях горизонтальных течений получены все основные крупномасштабные циркуляционные системы Северо-Европейского бассейна. Перенос вод вдоль берега Скандинавии представлен двумя круговоротами: циклоническим и антициклони-

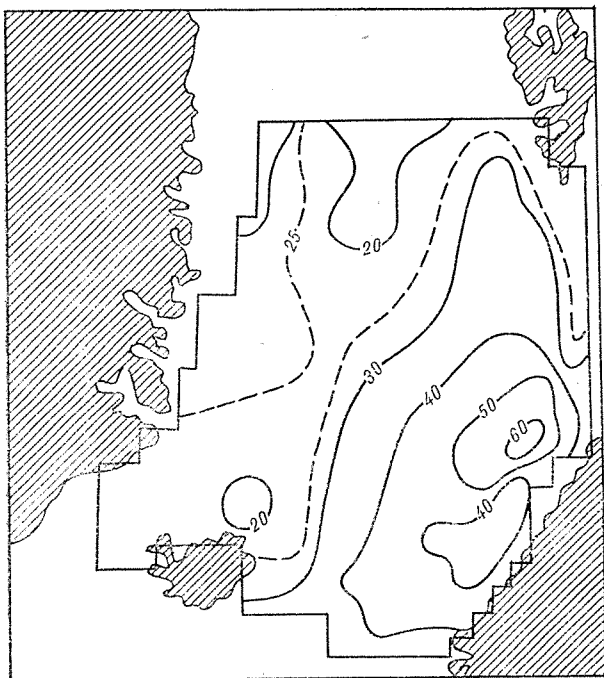


Рис. 1. Уровенная поверхность ζ Северо-Европейского бассейна в летний сезон.

Прогностические расчеты при реальном рельефе дна. Здесь и на рис. 2 значение ζ в сантиметрах.

ческим, ограниченными с запада интенсивным потоком вод, следующим от Фарерских островов к о-ву Ян-Майен вдоль нулевого меридиана. Подобную же картину циркуляции получил в своей работе Ф. Фуглистер [11], который выделял циркуляцию в Норвежском море в самостоятельную замкнутую циркуляцию по сравнению с полем течений в Гренландском и Исландском морях.

Качественно прослеживаются все известные крупномасштабные течения Северо-Европейского бассейна. В количественном смысле все прогностические значения скоростей от поверхности океана до дна занижены. Прежде всего это вызвано большим шагом расчетной сетки ($1 \times 2^\circ$), кроме того, для расчетов поверхностных и подповерхностных течений требуется более тонкое пространствен-

ное разрешение по вертикали в верхнем слое океана. На поверхности океана максимальные значения скоростей наблюдаются в районе Восточно-Гренландского течения и антициклонического круговорота в Норвежском море. В этих районах скорости достигают 8 см/с. В циклоническом круговороте Норвежского моря абсолютные значения скоростей не превышают 5 см/с, в районе Исландского моря — 3 см/с. С глубиной скорости течений затухают, сохраняя в общих чертах направление, существующее на поверхности океана. Исключением является район антициклонического круговорота в Норвежском море с центром на 70° с. ш. Здесь максимальные горизонтальные скорости наблюдаются на горизонте 200 м и направлены к югу, достигая при этом 9 см/с. Вопрос о существовании глубинных противотечений до сих пор является дискуссионным. Наибольшую ясность в этом вопросе, по всей видимости, могут внести инструментальные наблюдения в этом субполярном регионе, которых, к сожалению, проведено еще весьма мало.

Расход Восточно-Гренландского течения на 75° с. ш. равен 8,1 Св, а Западно-Шпицбергенского — 9,3 Св. В сумме эти два течения дают перенос вод к северу, равный 1,2 Св. Расход Ян-Майенского течения (ответвление от Восточно-Гренландского переноса к востоку $72-73^\circ$ с. ш.) составляет 4,7 Св. Таким образом, в центре Гренландского моря расход замкнутой циклонической циркуляции, по нашим расчетам, не превышает 5 Св. Севернее 75° с. ш. от Шпицбергенского течения ответвляется к юго-востоку поток, идущий в Баренцево море, расход которого равен 3,8 Св. Расход антициклонического круговорота в Норвежском море (с центром, расположенным на 70° с. ш.) составляет 7,1 Св. Расход Восточно-Гренландского течения между о-вом Ян-Майен и Гренландией составляет 3,4 Св.

На 65° с. ш. поток, который мы идентифицируем как западный стержень Норвежского течения, имеет расход 10 Св. Восточнее нулевого меридиана система круговоротов антициклонического и циклонического типов дает перенос вод в южном направлении, равный 6,8 Св, а в северном — 1 Св (восточный стержень Норвежского течения). Расход течения Ирмингера составляет 1 Св (перенос вод на юг). Таким образом, суммарный перенос вод к северу через океанический разрез по 65° с. ш. между о-вом Исландия и Скандинавией составляет 3,2 Св.

В районе Исландского моря существует слабовыраженная циклоническая циркуляция с расходом 1,5 Св. Оценки переноса вод течениями Северо-Европейского бассейна, полученные с помощью динамического метода, колеблются в пределах от 1 [12] до 4 Св [7] в Западно-Шпицбергенском течении и от 4 до 7 Св в Восточно-Гренландском течении. На акватории Норвежского моря, по данным Л. Уортингтона [15], в районе $66-68^\circ$ с. ш. расход атлантических вод составляет около 14 Св. В районе 64° с. ш. в Норвежском море Т. Тайт [14] рассчитал перенос атлантических вод, который в среднем за год равен 2,3 Св. А. Семтнер [13]

с помощью прогностической модели К. Брайена рассчитал циркуляцию в Северо-Европейском бассейне. Он получил один циклонический круговорот во всем исследуемом бассейне с центром в Гренландском море. Расход Восточно-Гренландского и Норвежского течений, по его расчетам, составил 8 Св на юге бассейна и 24 Св в районе Гренландского моря. По инструментальным наблюдениям К. Аагард и Л. К. Коучмен [9] получили значение расхода для Восточно-Гренландского течения, равное 35 Св. Ими же был рассчитан Свердруповский перенос для центральной части Северо-Европейского бассейна, который составил 35 Св [8]. Определение значений расходов течений сильно зависит от метода расчета их скоростей, от качества натурных наблюдений, и поэтому до сих пор в количественном отношении о внутриводной циркуляции в Норвежском и Гренландском морях нет единого мнения.

Численный эксперимент 2

Для исследования влияния роли рельефа дна на формирование поля плотности и циркуляции в Северо-Европейском бассейне был проведен численный эксперимент, в котором полагали дно плоским $H = 1500$ м. Для этого решалась задача (1) — (5) с граничными и начальными условиями, совпадающими с начальными и граничными условиями эксперимента 1, за исключением топографии дна. Задача решалась до установления. Шаг интегрирования по времени составлял 15 суток. Для приспособления начального поля плотности к граничным условиям потребовалось 1,5 года модельного времени. Сопоставление результатов численных экспериментов с реальным и плоским дном обнаруживает заметное отличие в характеристиках гидрофизических полей во всей расчетной области.

На рис. 2 представлено поле превышения свободной поверхности океана, полученное в численном эксперименте 2. Хорошо заметно, что наибольшее изменение уровня поверхности претерпевает в районе Норвежского моря над материковым склоном Скандинавии: исчезла система круговоротов антициклонического и циклонического типов. Изолинии уровня поверхности проходят параллельно береговому контуру в направлении с юго-запада на северо-восток. В районе Гренландского моря уровень поверхности океана сохраняет без изменения свои характерные особенности в обоих экспериментах, т. е. циклоническая циркуляция, расположенная к северо-востоку от о-ва Ян-Майен (центр Гренландского моря), прослеживается как в случае $H = 1500$ м, так и в случае, когда используется при расчетах реальный рельеф дна.

Необходимо отметить, что циклонический круговорот в Гренландском море проявляется более отчетливо в численном эксперименте 2. Это свидетельствует в пользу того, что циклоническое обращение вод в центре Гренландского моря обусловлено, в первую очередь, динамическими и термодинамическими факторами, а не

топографией дна [10]. В районе Исландского моря, так же как и в Норвежском море, в случае $H = 1500$ м замкнутого циклонического обращения вод не прослеживается.

Перепад уральной поверхности от наименьшего значения до максимального составляет 50 см. В численном эксперименте 1 значение ξ меняется в пределах от 15 до 65 см, а в численном эксперименте 2 значение ξ меняется от 25 до 75 см.

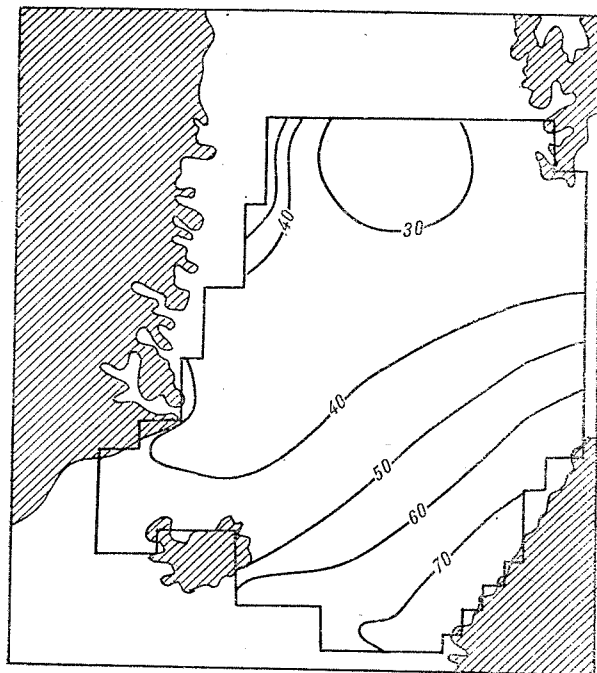


Рис. 2. Уральной поверхность ξ Северо-Европейского бассейна.

Прогностические расчеты при $H = 1500$ м.

Анализируя прогностические поля плотности на всех расчетных горизонтах в исследуемой области в экспериментах 1 и 2, можно заметить, что получено общее крупномасштабное циклоническое кольцо для Северо-Европейского бассейна в обоих вариантах, но в эксперименте 2 замкнутые изолинии условной плотности отмечаются только на акватории Гренландского моря. Это особенно хорошо заметно в верхнем слое океана 0—100 м. Таким образом, в случае расчета поля плотности с плоским дном в приповерхностных горизонтах нам удалось получить только один «купол» донной воды, а не два. В районе между островами Исландия и Ян-Майен прогиб изопоки к поверхности океана исчезает, что свидетельствует

об ослаблении или исчезновении замкнутой циклонической циркуляции в Исландском море.

Сравнивая рассчитанные поля плотности, полученные в экспериментах 1 и 2, заметим, что расхождение в конфигурации изолиний прослеживается на всех горизонтах, причем если на горизонте $z = 50$ м они незначительные, то с глубиной несоответствие полей плотности растет. Максимальное несоответствие в прогностических полях плотности отмечается на горизонте 800 м на акватории Исландского моря. Следует заметить, что все расхождения в полях плотности относятся только к конфигурации изопикн, так как и градиенты в поле плотности, и сами значения σ_t практически остаются без изменения в обоих вариантах.

Прогнозируемое трехмерное поле течений в численном эксперименте с плоским дном полностью определяется рассчитанным полем плотности. В Норвежском море отчетливо прослеживается перенос вод вдоль побережья Скандинавии с юго-запада на северо-восток. Этот поток соответствует Норвежскому течению, которое распространяется широкой струей по всей акватории Норвежского моря. В данном случае двух стержней (западного и восточного) выделить невозможно, поскольку поле скоростей весьма однородно по горизонтали. Максимальные значения скоростей отмечаются в прибрежной зоне на поверхности океана и достигают 6 см/с. Горизонтальные скорости с глубиной быстро затухают. Наибольшее изменение модуля скорости отмечается в верхнем 50-метровом слое океана: от 6 см/с на поверхности моря до 2 см/с на горизонте 50 м. Начиная с горизонта $z = 50$ м и до дна модуль скорости плавно изменяется от 2 см/с до 0. В некоторых районах Норвежского моря намечается противотечение на горизонтах 1000—1500 м с весьма незначительными скоростями 0,1—0,2 см/с. Максимальные значения скорости для расчетной области наблюдаются в районе Восточно-Гренландского течения. На поверхности океана они достигают 9 см/с. С глубиной меняются плавно, достигая нулевых значений в придонных горизонтах.

Расход Норвежского течения через океанический разрез по 65° с. ш. между о-вом Исландия и Скандинавией составил — 11 Св. На 70° с. ш. — 12,5 Св (о-в Ян-Майен — Скандинавия). В Баренцево море, через пролив между Шпицбергом и Скандинавией из Северо-Европейского бассейна выходит поток в 11 Св. Между о-вом Ян-Майен и Гренландией расход Восточно-Гренландского течения составляет 1,5 Св. Расход через океанический разрез, проходящий по 75° с. ш. от нулевого меридиана до границы расчетной области, равен 7 Св. Расход циклонического круговорота в Гренландском море составляет 5,5 Св.

Из анализа результатов проведенных экспериментов следует, что влияние рельефа дна на формирование поля плотности и циркуляции в Гренландском море в рамках используемой модели играет второстепенную роль. Интенсивность циклонического круговорота практически остается неизменной в численных экспериментах с учетом и без учета рельефа дна. Местоположение центра

круговорота смещается к северу в случае расчета циркуляции с плоским дном.

В то же время в Норвежском и Исландском морях циркуляция в значительной степени зависит от топографии морского дна. Например, в численном эксперименте с плоским дном циркуляция в Норвежском море полностью перестраивается по сравнению с циркуляцией, рассчитанной с реальным рельефом дна: исчезла система круговоротов антициклонического и циклонического типов. Существенно изменился расход вод, поступающий в северном направлении с Норвежским течением через 70° с. ш. (при $H = 1500$ м перенос составил 12,5 Св, а при реальном рельефе дна суммарный перенос составил 6,6 Св). Топография дна Норвежского моря обуславливает существование частично замкнутой циркуляции атлантической водной массы, что способствует усилению теплоотдачи в атмосферу на акватории Норвежской энергo-активной зоны.

Поступила 11/III 1987 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях.— Калининградский совнархоз, 1962.— 184 с.
2. Атлас климатических характеристик температуры и давления в северном полушарии. Вып. 1.— М.: Гидрометеониздат, 1975.— 114 с.
3. Вазов В., Форсайт Д. Разностные методы решения дифференциальных уравнений в частных производных.— М.: Иностранная литература, 1963.— 487 с.
4. Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы и введение в теорию.— М.: Наука, 1973.— 400 с.
5. Роуч П. Вычислительная гидродинамика.— М.: Мир, 1980.— 612 с.
6. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.
7. Тимофеев В. Т. Поступление атлантической воды и тепла в Арктический бассейн.— Океанология, 1961, т. 1, вып. 3, с. 407—411.
8. Aagard K. Wind-driven transports in the Greenland and Norwegian Seas.— Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, p. 281—291.
9. Aagard K., Coachmen E. On the deep water of Greenland Sea.— Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, p. 687—715.
10. Coachman L. K., Aagard K. Physical Oceanography of Arctic and Sub-Arctic Seas. Chapter 1 from Marins Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer-Verlag, New-York. Heidelberg.— Berlin, 1974, p. 1—72.
11. Fuglister F. C. Alternative analyses of current surveys.— Tellus, 1954, vol. 6, p. 46—58.
12. Mosby H. Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and of the Norwegian Sea.— Geofys. Publ., 1962, vol. 24(1), p. 289—313.
13. Semtner A. Numerical simulation of the Arctic Ocean circulation.— J. P. O., 1976, vol. 6, N 4, p. 409—425.
14. Tart J. B. Long-term trend and changes in the hydrography of the Faroe-Shetland channel region.— Deep-Sea Res., 1955, vol. 3, p. 482—498.
15. Worthington L. An attempt to measure the Denmark streit.— Deep-Sea Res., 1969, vol. 16, p. 18—27.

ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО СБОРА И ОБРАБОТКИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СУДОВ, ОБОРУДОВАННЫХ ЕС ЭВМ

В настоящее время для изучения морей и океанов широко используется проведение крупномасштабных экспериментов, в которых участвуют несколько судов, выполняющих одну общую задачу. В этих экспедициях флагманское судно должно осуществлять не только сбор гидрометеорологической информации в точке нахождения или по маршруту следования, но и брать на себя функции по сбору данных с судов, проводить их обработку и анализ. В качестве примера подобных исследований можно привести национальный натурный эксперимент «ПОЛЭКС-Север-76», в период проведения которого только на акватории Северо-Европейского бассейна по общей программе работало шесть научно-исследовательских судов. Важной частью программы экспедиции являлась подпрограмма управления данными, которая реализовывалась в процессе проведения эксперимента [3].

В последние годы в соответствии с национальной программой «Разрезы» [1] и «Планом управления данными» [2] на флагманском судне ААНИИ нис «Профессор Зубов» в трех комплексных экспедициях, проходивших на акватории Норвежской энергоактивной зоны, был организован отряд управления данными. В состав отряда приглашались специалисты головных институтов Госкомгидромета, ответственных за организацию сбора данных по отдельным видам гидрометеорологической информации. В комплексных экспедициях на судах, участвующих в эксперименте, выполнялись гидрометеорологические наблюдения, включающие в себя проведение аэрологического зондирования атмосферы, метеорологических, актинометрических, гидрологических и гидрохимических наблюдений.

В задачу отряда входило выполнение комплекса научно-методических и организационно-технических мероприятий, обеспечивающих сбор на флагман всей гидрометеорологической информации с судов, участвующих в эксперименте, и формирование дисциплинарных массивов по всем судам на магнитной ленте (МЛ). Кроме того, в задачу отряда входила доработка и внедрение программного обеспечения, необходимого для целей автоматизированного сбора и обработки собранной на флагмане информации. Задачи отряда для каждой конкретной экспедиции излагались в программе

выполнения работ на рейс. В экспедициях по программе «Разрезы», как правило, участвовало 4—6 судов, а отряд состоял из 6—7 человек.

В 33-м рейсе нис «Профессор Зубов» была предпринята попытка организовать сбор океанографических данных таким образом, чтобы перфоленты, полученные на флагмане по каналам связи, являлись в то же время входной информацией для ЭВМ ЕС-1022. Для этих целей на флагмане были разработаны и разосланы на суда инструкции по подготовке океанографических данных на перфоленте (ПЛ) для передачи на флагман по каналам связи. Кроме того, в период рейса были разработаны и отлажены программы записи полученной океанографической информации на магнитной ленте в форматах, разработанных в соответствии с языков описания гидрометеорологических данных (ЯОГМД) и помещенных в сборник ВНИИГМИ-МЦД.

В результате работ, проведенных отрядом управления данными, на магнитной ленте были записаны данные батометрических станций по пяти судам и данные по метеорологии и актинометрии, выполненные на нис «Профессор Зубов». Наличие этой информационной базы позволило оперативно, в процессе рейса, использовать данные для решения таких научных задач, как уточнение структуры и особенностей циркуляции вод в летне-осенний период выделение и исследование полярной фронтальной зоны и процессов, протекающих в ней; получение оценок теплового состояния океана для различных слоев бассейна и т. д.

Кроме вышеуказанной информации, вручную подготавливались данные и заносились на магнитный диск (МД) по 14 прибрежным аэрологическим станциям и двум судам погоды. Эта информация была необходима для дальнейшего получения составляющих энергетического баланса океан—атмосфера и оценок различных видов энергии в атмосфере.

Отрядом управления данными была предпринята попытка оценить среднесуточный объем затрат на сбор и обработку основных видов гидрометеорологических наблюдений. Полученные результаты дали возможность оценить трудовые и материальные затраты на обработку собираемых данных и определить оптимальное количество специалистов, включаемых в состав отряда, способных обеспечить качественный сбор данных в комплексной экспедиции, исходя из количества судов и продолжительности рейсов.

В табл. 1 приведен расчет затрат времени, необходимого на прием гидрометеорологической информации, счет на ЭВМ, а также времени, затрачиваемого специалистами отряда на контроль исправление и обработку поступившей информации. Эти расчеты не учитывают время обработки других видов наблюдений на судах, прием и обработку данных, поступающих с береговых кустовых центров, а также время, необходимое на доработку и усовершенствование созданного программного обеспечения. Из табл. 1 видно, что для обеспечения сбора на флагмане четырех основных видов информации с пяти судов требуется участие в рейсе не

Таблица 1

**Затраты времени и бумажных носителей при работе по сбору
гидрометеорологической информации на флагмане за сутки**

Вид наблюдений	Кол-во наблюдений в сут-ки	Объем принимае-мой ин-формации за сутки, тыс. зна-ков	Затраты времени, мин			Расход бумажных носителей				
			работа телеайна	счет на ЭВМ	контроль, исправле-ние оши-бок и об-работка	ПЛ, м	бумага для АЦУ, м	телеайп-ная бума-га, м	ПК, шт.	
Аэрология на од-ном научно-иссле-довательском суд-не	2	4,0	10,6	10	144	10,0	6	0,6	2	
Метеорология на одном научно-ис-следовательском судне	8	0,88	2,3	5	156	2,2	1	0,2	2	
Актинометрия на эдном научно-ис-следовательском судне	8	0,32	0,9	5	84	0,8	1	0,2	2	
Батометрия на од-юм научно-иссле-довательском судне	4	3,6	9,6	10	180	9,0	6	0,6	3	
Сумма по пяти судам	110	44	117	150	2820	110	70	8	45	

менее четырех человек. Загрузка ЭВМ при работе с отлаженными программами обработки и архивации данных составит не менее 2,5 часов в сутки.

В 35-м рейсе нис «Профессор Зубов» данные собирались с шести научно-исследовательских судов, а данные по метеорологии — дополнительно еще с четырех судов погоды, находящихся в постоянных точках Северной Атлантики («L», «C» и «R») и Норвежского моря («M»).

На рис. 1 приведена схема сбора данных в экспедиции. Как видно из рисунка, вся поступившая информация по двум крупномасштабным съемкам была занесена на магнитные ленты за исключением данных по аэрологии, метеорологии и актинометрии с нис «Профессор Молчанов». Причиной этому явилось то обстоятельство, что к моменту прихода нис «Профессор Зубов» в район работ нис «Профессор Молчанов» по техническим причинам, выбыл из экспедиции.

Для организации работ, связанных со сбором информации перед рейсом, на все суда были разосланы инструкции по подготовке данных океанологических, гидрохимических, метеорологических и актинометрических наблюдений к занесению на перфолену

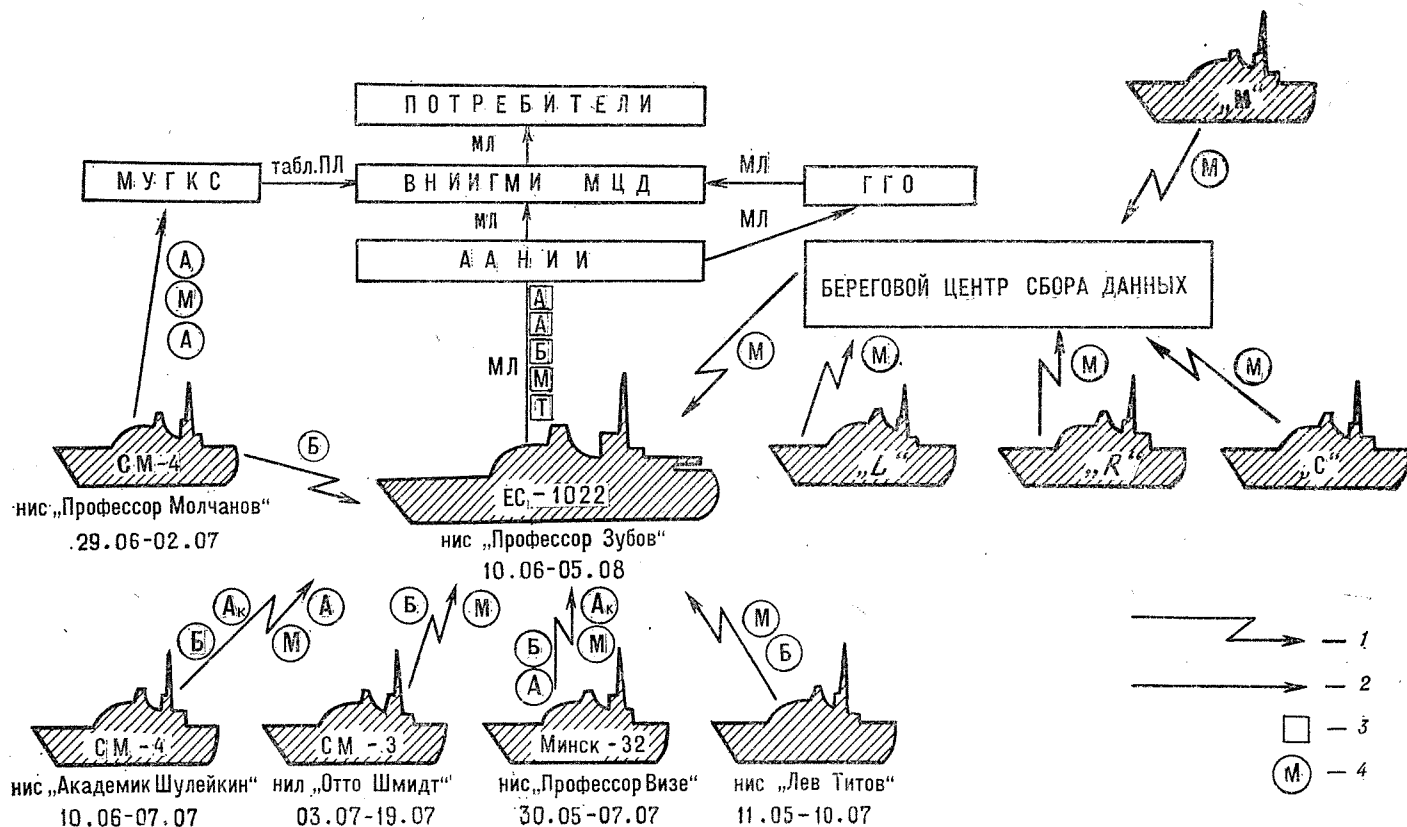


Рис. 1. Схема сбора и занесения на МЛ данных в экспедиции «Разрезы» — «ПОЛЭК-Север»:

1 — радиосвязь; 2 — кабельная или прямая передача; 3 — станция, центр; 4 — подвижная единица, судно. МЛ — информация, заносимая на МЛ; А — информация, заносимая на ПЛ

с целью передачи ее по радиоканалу и ввода в ЭВМ. Аэрологические данные по трем судам были записаны на магнитную ленту в виде текстов телеграмм по коду КН-04. Поступающая ежедневно на флагман информация распределялась между специалистами отряда управления данными по видам наблюдений. По телетайпной распечатке информация контролировалась, и исправлялись грубые ошибки на перфоленте. В результате обработки на ЭВМ и машинного контроля выявлялись дополнительные ошибки, которые исправлялись, и обработка производилась заново. При наличии систематических ошибок посылались радиogramмы на судно с пояснениями, как правильно подготавливать информацию. В конце месяца информация, хранимая на магнитном диске, обрабатывалась с целью получения месячных таблиц и снова контролировалась по временным рядам. Если информация не содержала ошибок, то она переписывалась на магнитную ленту.

Работы по накоплению на магнитной ленте метеорологической информации осуществлялись в трех режимах:

- данные судов погоды «М», «L», «С», и «R», а также нис «Отто Шмидт» заносятся с телеграмм в коде КН-01 на перфоленту и обрабатывались на ЭВМ по программам, разработанным в ГМЦ СССР;

- данные научно-исследовательских судов «Профессор Zubov», «Профессор Визе», «Академик Шулейкин» и «Лев Титов» обрабатывались и заносятся на магнитную ленту по программам, разработанным в ГГО;

- для представления всех метеорологических данных в одном формате, что удобно для пользователей, магнитная лента, записанная в форматах ГГО, дополнительно была переформирована и дозаписана на магнитную ленту в форматах ГМЦ СССР. Таким образом, метеорологическая информация по девяти судам записывалась на одну магнитную ленту в форматах ГМЦ СССР, а информация по четырем судам записывалась на магнитную ленту в формате ГГО.

Данные по батометрическим станциям со всех судов обрабатывались, контролировались и записывались на магнитный диск. Таблицы ТГМ-ЗМ, полученные в результате обработки, передавались в отряд оперативного анализа, где проводилась их статистическая обработка. Информация, поступающая на флагман с судов, требовала большого объема работ, связанного с устранением ошибок, обнаруженных на перфоленте. Основными причинами, из-за которых появлялись ошибки, можно считать следующие:

- низкая достоверность передачи по радиоканалам связи;
- недостаточно высокое качество перфорации;
- ошибки в наблюдениях.

В экспедиции по методикам, предложенным членами отряда управления данными, проводились сравнения наблюдений по аэрологии, метеорологии, актинометрии и батометрии нис «Профессор Zubov» по отдельности с нис «Лев Титов» и нис «Академик Шулейкин». Результаты сравнений обрабатывались на ЭВМ по

программам ГГО. Анализ полученных результатов показал, что систематические различия измерений на трех судах в основном не превышают допустимую погрешность измерений соответствующих величин.

Кроме основных работ, связанных с формированием гидрометеорологической информации на магнитную ленту, параллельно велась доработка программного обеспечения, а также переработка почти всех инструкций по подготовке данных на перфоленду и работе с программами. Переработка инструкций велась для облегчения работы с ними наблюдателей.

В 36-м рейсе нис «Профессор Зубов» была разработана «Инструкция по организации сбора, контроля и регистрации ГМИ экспедиции», позволяющая более организованно осуществлять сбор информации, учитывая квалификацию каждого члена отряда. Во время этого рейса был отлажен и испытан разработанный в САНИИ комплекс программ обработки режимной аэрологической информации «ОРАКС». Этот комплекс позволит проконтролировать аэрологическую информацию, полученную в рейсе в виде оперативных телеграмм, и записать ее на магнитную ленту в форматах языков описания гидрометеорологических данных.

В результате работы отряда было отлажено и внедрено в опытную эксплуатацию шесть комплексов программ, а также подготовлены МЛ с данными по океанологии, метеорологии, актинометрии и аэрологии. Впервые в рейсе были сформированы магнитные ленты с гидрометеорологической информацией в соответствии с требованиями проекта «Разрезы» по всем видам наблюдений и по всем судам, участвующим в эксперименте.

По окончании экспедиции вся информация, записанная на магнитную ленту, в соответствующих форматах была передана в ААНИИ и отослана во ВНИИГМИ-МЦД. Данные актинометрических наблюдений были записаны на магнитную ленту и переданы в центр сбора данных по актинометрии ГГО. Обобщая полученный опыт, для улучшения организации сбора данных в комплексных экспедициях необходимо строго соблюдать следующие положения и рекомендации.

1. В программе рейсов всех судов, участвующих в экспедиции, должен быть отражен состав и регламент передачи данных на флагман, а также включен список основополагающих документов.

2. Должна существовать подпрограмма управления данными, как основа для создания на период комплексных экспедиций самостоятельного отряда на флагмане.

3. Для проведения сравнительных наблюдений и инспекций головными институтами (ЦАО, ГГО, ГОИН и ААНИИ) должны быть разработаны инструкции и методические указания, регламентирующие эти работы.

Работы, проведенные в 33, 35 и 36-м рейсах нис «Профессор Зубов», позволили хорошо подготовиться к государственным испытаниям автоматизированных подсистем, которые были проведены в августе 1985 г. Приемо-сдаточные испытания подсистем прово-

дились на основании решения Научного совета Госкомгидромета по проблеме «Изучение океанов и морей».

Приемочной комиссии было предъявлено семь комплексов программ, разработанных для судов, оборудованных ЕС ЭВМ. Комиссией были приняты и рекомендованы после устранения замечаний к внедрению в промышленную эксплуатацию на судах Госкомгидромета, оснащенных ЕС ЭВМ, следующие комплексы программ:

- регистрации, обработки и занесения на магнитную ленту данных глубоководных океанографических и гидрохимических наблюдений «ОКЕАН-85» (разработчик ААНИИ);

- регистрации, обработки и занесения на магнитную ленту данных буйковых станций, получаемых приборами типа АЦИТ и БПВ (разработчик ААНИИ);

- регистрации и обработки данных аэрологического зондирования системой МЕТЕОРИТ-РКЗ-ПИРС «KANAR» (разработчики ААНИИ и ОдО ГОИН);

- сбора, обработки и накопления на магнитной ленте режимной аэрологической информации «ОРАКС» (разработчик САНИИ);

- регистрации, обработки и занесения на магнитную ленту данных метеорологических, актинометрических и специальных ледовых наблюдений на научно-исследовательских судах «КСМАП» (разработчик ГГО, ААНИИ);

- регистрации, обработки и занесения на магнитную ленту данных наблюдений за нефтяным загрязнением «NEFTM» (разработчик ОдО ГОИН);

- обработки, контроля и занесения на магнитную ленту данных (BATHY, TESAC, SHIP) (разработчик ВНИИГМИ-МЦД).

В течение 1985—1986 гг. первые пять комплексов программ были внедрены в промышленную эксплуатацию во всех судовладельческих организациях, имеющих суда, оборудованные ЕС ЭВМ, а также суда, не оборудованные ЕС ЭВМ, но обработка результатов наблюдений которых будет проводиться в береговом Вычислительном центре. Два последних комплекса программ было признано целесообразным внедрить только в организациях, где они разрабатывались.

Все вышеперечисленные комплексы программ и документация к ним сданы в ОФАП Госкомгидромета, в функции которого входит их распространение по запросам, поступающим от организаций. Общее развитие описанной системы сбора и обработки гидрометеорологической информации на научно-исследовательских судах Госкомгидромета приведено в работе [5] и ориентировано на использование современной вычислительной и измерительной техники, а также средств связи. Основной концепцией создания автоматизированной информационной системы является иерархическая система установки ЭВМ, объединенных в единую вычислительную сеть, которая была предложена и реализована в ААНИИ еще в начале 70-х годов. МикроЭВМ должны устанавливаться на малых экспедиционных судах, мини-ЭВМ — на больших и флагманских

судах, ЕС ЭВМ — в судовладельческих организациях и основных центрах сбора.

Результаты использования системы, полученные в процессе ее внедрения, показали существенное ускорение доведения результатов морских экспедиционных исследований до учреждений и организаций, занятых изучением Мирового океана и использованием его ресурсов.

Поступила 2/1 1987 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Программа исследования взаимодействия атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных колебаний климата (проект «Разрезы». — М.: Ре-прогр. ГКНТ, 1982, с. 77.
2. План управления данными проекта «Разрезы». — Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1982. — 37 с.
3. «ПОЭКС-Север-76», ч. I./Под ред. А. Ф. Трешникова. — Л.: Гидрометео-издат, 1979. — 251 с.
4. Сборник форматов записи и накопления на МЛ ЕС ЭВМ основных видов океанографических данных уровня 2-В по программе «Разрезы». — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1982, с. 115.
5. Сафронов В. А. Автоматизированная информационная система в комплексных морских экспедициях. — Тр./ААНИИ, 1986, т. 403, с. 177—185.

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДОКОЛОВ В СЛОЖНЫХ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ

По существующему определению, предельным по толщине для ледокола является такой лед, в котором он имеет минимальную устойчивую скорость непрерывного движения порядка 1 узла. Отсюда следует понятие ледопроеходимости. Термины «предельный лед», «ледопроежимость» подразумевают движение ледокола в ровных бесснежных льдах, что в природе встречается крайне редко. При плавании в дрейфующих торосистых и заснеженных льдах данные термины теряют смысл в своем традиционном значении и возникает необходимость выработки новых критериев для их определения. Одним из таких критериев может быть доля пути, пройденная ледоколом ударами на участке с однородными ледовыми условиями. Разграничим ледовые условия на IV типа в зависимости от того, какую долю пути в этих условиях ледокол будет двигаться ударами:

- I тип — до 25 % пути,
- II тип — до 25—50 % пути,
- III тип — до 50—75 % пути,
- IV тип — до 75—100 % пути.

В процессе обработки материалов наблюдений выделены участки с однородными ледовыми условиями и распределены по типам. Увеличение доли пути, пройденного ударами, (ДПУ), хорошо согласуется с увеличением толщины льда и балла торосистости. Для высоты снега эта зависимость почти не прослеживается, вероятно, нужны более точные инструментальные наблюдения.

На рис. 1а представлена номограмма, с помощью которой, имея значения толщины льда и балла торосистости (при высоте снега 25—30 см), можно определить тип ледовых условий и соответственно процент пути, пройденного ударами. Для практики важно заранее оценить скорость движения ледокола* в заданных условиях. Это можно сделать с помощью графика зависимости средней скорости ледокола от ДПУ (рис. 1б). Кривая 1 описывает движение ледокола без сжатия, кривая 2 — при сжатии независимо от его силы. При увеличении ДПУ от 0 до 25 % средняя скорость движения ледокола резко падает, а от 25 до 100 % — изменяется незначительно. Эту границу 25 % предлагается считать критерием для определения предельных для данного ледокола льдов.

* В. И. Каштелян, А. Я. Рывлин, О. В. Фаддеев, В. Я. Ягодкин. Ледоколы.— Л.: Судостроение, 1972.— 286 с.

Таким образом, в предельных ледовых условиях ледокол более 25 % пути движется ударами. Этот выбор связан еще и с тем, что работа ударами отрицательно влияет на все его системы. Поэтому судоводители стараются по возможности избегать продолжительной работы в таком режиме. Тем не менее иногда в экстремально

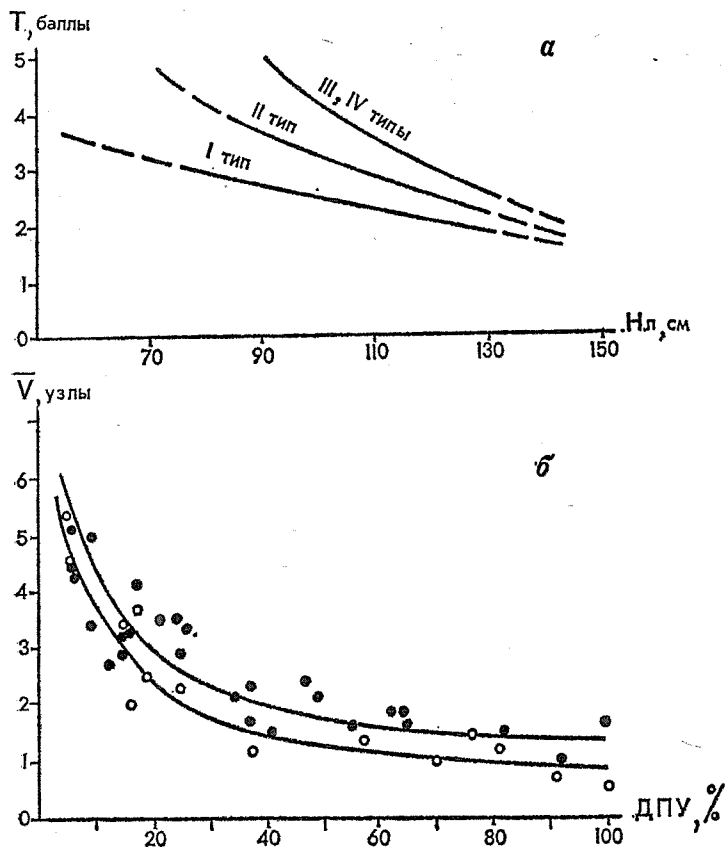


Рис. 1. Зависимости типов движения (а) и скорости движения (б) ледокола от различных параметров:

$H_{л}$ — толщина льда, см; T — торосистость льда, баллы; $\bar{V}$ — средняя скорость движения ледокола, узлы; ДПУ — доля пути, пройденного ударами, %; 1 — верхняя линия — без сжатия; 2 — нижняя линия — при сжатии.

тяжелых ледовых условиях ледоколу приходится непрерывно работать ударами. Для подобных случаев произведен анализ элементов движения: длина разбега (S), скорость в момент удара ($V_{\max}$), расстояние, проходимое после удара по целине (L), время цикла с момента отхода назад до остановки после прохождения по целине (τ), средняя скорость при движении ударами ($\bar{V}$).

Поскольку экстремально тяжелые ледовые условия могут быть различными по удельному вкладу отдельных их характеристик, для сопоставимости результатов взяты только случаи движения во льдах толщиной 120—140 см при высоте снега 25—40 см и торосистости 2—3 балла. На рисунке 2 б приведена зависимость скорости вхождения в лед $V_{\text{макс}}$ от длины разбега ледокола. Кривая достигает насыщения при S , равной 250—300 м. При дальнейшем увеличении S скорость вхождения в лед остается на уровне около 13 узлов. В первую очередь это обусловлено наличием

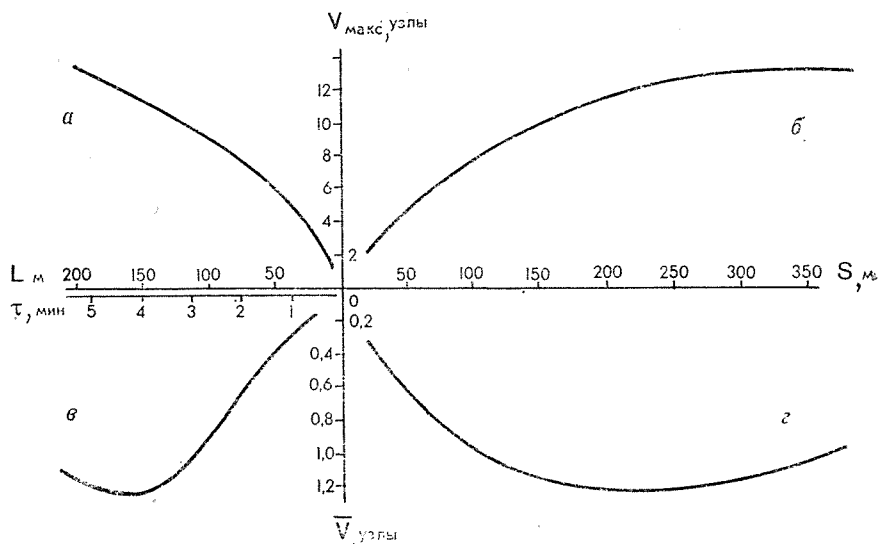


Рис. 2. Элементы движения ледокола при работе ударами во льдах толщиной 120—140 см при высоте снега 25—40 см и торосистости 2—3 балла.

битого льда в канале, в отдельных случаях судоводители могут умышленно снижать скорость при разбеге из боязни заклинивания ледокола или для обеспечения безопасности корпуса. Скорость вхождения в лед является показателем расстояния, которое ледокол пройдет после удара (см. рис. 2 а). При построении этой зависимости наблюдался существенно больший разброс точек, чем в предыдущем случае (см. рис. 2 б). Объясняется это тем, что торосистый лед — среда крайне неоднородная, и величина L во многом зависит от того, в какое место пришелся удар. Зависимости (см. рис. 2 в, г) являются расчетными. Как видим, средняя скорость ледокола в экстремально тяжелых ледовых условиях достигает максимума (по осредненным данным) при длине разбега 200 м (см. рис. 2 в), а при дальнейшем увеличении длины разбега начинает уменьшаться.

Как уже говорилось, эти зависимости получены для определенного сочетания ледовых условий. В более сложных условиях

величины L и V резко падают, и работа ледокола становится не эффективной.

Представляется возможным использование полученных результатов при составлении специализированных прогнозов.

Поступила 10/VI 1986 г.

ПОЛОЖЕНИЕ, СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПОЛЯРНОЙ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В последние годы, особенно после публикации исследований К. Н. Федорова [25, 26] заметно усилился интерес к изучению фронтальных зон океана. Это вызвано той важной ролью, которую играют океанические фронты в процессах регулирования и приспособления движений, формирования разномасштабной изменчивости вод в режиме перемешивания и образования промежуточных водных масс [8, 14] в энергетическом балансе океана с учетом взаимодействия [27] с атмосферой. Часто гидрофронты рассматриваются в качестве индикатора низкочастотных колебаний океанической и атмосферной циркуляции [13, 24]. Отмечена территориальная близость глобальных фронтов океана и планетарной высотной фронтальной зоны атмосферы северной и южной полярных областей. За счет высокой концентрации органических соединений и минеральных солей, значительной аэрации вод имеют место разнообразие и богатство биологических форм и высокая продуктивность фронтальных зон, что делает их объектом интенсивного освоения и промысла. Вероятно, фронтальные зоны океана можно отнести к числу весьма сложных физических явлений, детальное изучение природы и свойств которых тесно связано с решением многих проблем океанологии [29].

По сравнению с тепловым состоянием или циркуляцией вод гидрологическим фронтам Норвежского и Гренландского морей длительное время не уделялось должного внимания. Еще в конце 70-х годов были известны лишь отдельные сведения о фронтах и эта важнейшая проблема находилась в самом начале своего изучения, в стадии получения первых фактов, начального накопления данных. В этот период некоторые первые результаты в основном локальных исследований были представлены в немногочисленных работах [1, 3, 5, 17, 28], относящихся к раннему периоду изучения бассейна.

В работе [1] дается общая характеристика полярного фронта, который в бассейне, по мнению автора, не имеет выраженного характера из-за преобладающей дивергенции течений. Выявлены районы, где фронт обнаруживается довольно отчетливо: юго-запад Норвежского моря, к востоку, северо-востоку от о-ва Ян-Майен, к западу, юго-западу от островов Медвежьего и Западного Шпицбергена, к северу, северо-западу от Исландии и другие. Рассмотрено термохалинное состояние наиболее выраженного участка фронтальной зоны над подводным хребтом — порогом Мона,

происхождение которого объясняется следствием конвергенции тепло-го Норвежского и холодного Ян-Майенского течений. Приведены оценки горизонтальных градиентов температуры и солености, общие сведения о влиянии топографии дна на местоположение фронта, слабой сезонной и заметной межгодовой его изменчивости, а также указания на процессы вихреобразования, смещения и вертикального обмена, участвующие в образовании мезомасштабных и тонких структур, концентрации органических и минеральных ресурсов.

Работа [3] посвящена изучению участка фронтальной зоны в районе подводного порога Мона, как и в основной работа [1], но с использованием нового фактического материала и с акцентом на выяснение сезонных и межгодовых различий в термохалинном и динамическом состоянии водных масс.

В работе [5] в основном для июня, отчасти для июля, сентября и ноября 1951—1960 гг. приведены 24 карты распределения атлантической, полярной и глубинной водных масс на горизонтах 50 и 100 м, которые дают представление о местонахождении, конфигурации и ширине границ раздела различных типов вод Норвежского моря, т. е. гидрологических фронтах. Карты наглядно свидетельствуют о наличии целостной системы фронтов, для которой свойственно разнообразие горизонтальной структуры, различная степень обостренности свойств, значительная амплитуда в локализации и поперечном масштабе, что обусловлено сезонной и межгодовой изменчивостью динамического состояния водных масс. Отмечена нестационарная особенность поведения фронтов, которая состоит в эпизодическом формировании крупного обособленного (замкнутого) образования из атлантических и промежуточных вод в центральной части моря. В отдельные годы это образование имело локальное проявление (1957), в другие годы (1955, 1959, 1960) занимало район от 63 до 68 (69)° с. ш., т. е. характеризовалось размерами по меридиану от 500 до 600 км, по параллели от 300 до 400 км.

В работе [27] на основе данных, полученных иностранными и советскими экспедициями в 1956—1958 гг., проведены некоторые количественные характеристики полярного гидрологического фронта (горизонтальные градиенты, свойства, ширина, глубина, углы наклона и т. д.) для Гренландского и Норвежского морей.

Стимулом к исследованию фронтов в последующие годы явилась натурная программа «ПОЛЭКС-Север» по изучению северной полярной области, начало реализации которой в Северо-Европейском бассейне относится к середине 70-х годов. В результате в работах [17, 18] были сформулированы некоторые новые представления о природе образования океанических фронтов, предложены гипотезы, объясняющие существование системы фронтов Северной Атлантики, исследованы основные особенности их структуры и строения, кинематика термохалинного движения вод в области фронта.

Авторами этих работ указывалось, что в основе природы тер-

мохалинной циркуляции вод Мирового океана лежат процессы образования водных масс, а структура поля течений в основном формируется разделяющими водные массы гидрологическими фронтами, где накапливаются главные запасы потенциальной энергии. Термохалинная и динамическая структура вод находятся в единстве, причем первичными являются водные массы как продукт климата и разделяющие их гидрологические фронты.

Каждому струйному течению соответствует гидрологический фронт, расположенный от него слева (в северном полушарии), и, наоборот, каждому фронту соответствует струйное течение. Стержень течения (струя) целиком расположен в более легкой водной массе и в стороне (справа) от наибольшего градиента плотности. Поэтому структура течений, количество и интенсивность струй определяются местоположением и строением соответствующих фронтов, а от характера трансформации кинетической энергии в районе фронтов существенно зависит режим циркуляции. Параллельно фронтам, поддерживающим холодные течения, расположены гидрофронты, поддерживающие теплые течения.

Выводы работ [17, 18] имеют в основном теоретический характер и относятся либо к идеализированному случаю контакта двух поверхностных и единой глубинной (подстилающей) водных масс, либо к акватории Северной Атлантики, т. е. предметно для Северо-Европейского бассейна не рассматривались, вероятно, вследствие отсутствия необходимых данных. Более того, приведенная в работе [2], что в общем согласуется с картами из работы [5], целостной системы, изображает шесть гидрофронтов, разобщенных в пространстве, и поэтому фактически противоречит выводам работы [18] о единстве термохалинных и динамических структур океана.

Тем не менее выводы работ [17, 18] в большой степени определили принципиальную возможность выявления в пространстве доступным объективным методом непрерывной системы фронтов Норвежского и Гренландского морей, выполненное впервые в работе [2], что в общем согласуется с картами из работы [5], подвергалось сомнению в работе [1] и не было сделано в работе [15]. Более того, работы [17, 18] способствовали развитию взглядов на горизонтальную структуру и термодинамическое состояние полярной фронтальной зоны, установлению ее связей со средней циркуляцией вод.

Для изучения полярной фронтальной зоны (ПФЗ) в 1977 и 1978 гг. в 21 и 23-м рейсах нис «Профессор Зубов» были проведены специальные полигонные наблюдения наиболее выраженных участков гидрофронтов, когда исследовались местоположение, структура и гидрофизические процессы мезо- и микромасштабов, для чего использовались малоинерционная аппаратура — телеметрический зонд-батометр — и комплекс АЦИТ при автономных измерениях течений, температуры и солености на притапливаемых буйковых станциях (ПБС) [9]. При этом были получены новые сведения и факты о явлениях и процессах, протекающих в окрест-

ности фронтов и их воздействии на формирование и изменчивость термодинамических неоднородностей и вихревых структур.

Исследовались состояние и циркуляция водных масс полярного и атлантического происхождения, взаимодействующих в зоне фронта. Сделана попытка впервые для данного района с использованием типизации вертикальных профилей температуры и солености довольно объективно установить местоположение и конфигурацию фронта, выявить зоны неустойчивости, перемешивания и вихревых образований. Для ряда случаев рассмотрена пространственно-временная структура и эволюция вихревых образований и связанных с ними мезомасштабных возмущений в поле температуры и солености. Получены данные для изучения спектрального состава короткопериодных флуктуаций течений, температуры и солености во всей толще вод для фронтальной зоны и за ее пределами и проанализированы особенности вертикальной структуры различных неоднородностей в местах вероятного формирования вихревых образований.

Возможности изучения гидрофронтов также возросли после проведения крупных натурных экспериментов, таких как «ПОЛЭКС-Север-76», «ПОЛЭКС-Север-79» [2, 4, 22, 23], «ПОЛЭКС-Север-82» [20], «ПОЛЭКС-Север» — «Разрезы» в 1983/84 г. [19] и перехода от эпизодического обследования бассейна к регулярному слежению за крупномасштабной изменчивостью вод в интересах программы «Разрезы», когда учащенные измерения в области фронтов для различных сезонов года стали одним из элементов мониторинга климата океана [22, 23].

По данным, полученным в узлах географической сетки и квазисинхронно во времени, удалось представить состояние и динамику водных масс для всего бассейна и его крупных частей, а также зафиксировать те изменения, которые происходят в течение сезона или даже месяца. Стала совершенно очевидной неразрывность в климатическом масштабе времени всей системы фронтальных зон бассейна, так же как и тесная связь гидрофронтов со средней циркуляцией, основу которой составляет диполь циклон—антициклон, на участке сопряжения которых и формируется зона повышенных контрастов.

С одной стороны, концентрация переноса вод внутри фронтальных зон приводит к локализации замкнутых термодинамических структур и к стабилизации режима меридиональных течений, а с другой — их отсутствие — к размыванию горизонтальных градиентов плотности воды и преобладанию зонального переноса [4, 19, 20, 22, 23].

Были сделаны выводы, что ПФЗ не только граница раздела различных типов вод, но и эффективный механизм обмена между ними, за счет которого обеспечивается баланс массы между западной и восточной частями бассейна, а также между бассейном и Атлантикой. Из этого следовало, что многие вопросы океанографического режима Северо-Европейского бассейна, в том числе даже изменчивость вод ниже главного термоклина, например, яв-

ление перелива донно-глубинных вод можно объяснить активностью процессов в ПФЗ [23].

Впоследствии удалось представить положение ПФЗ по средне-многолетним данным, сначала по результатам экспедиций «ПОЛЭКС-Север», выполненных до 1984 г. [2], затем по результатам экспедиций «ПОЛЭКС-Север» — «Разрезы» за период 1976—1985 гг. [15]. Для этой же цели в работе [11] использованы среднегодовые и среднесезонные поля гидрофизических характеристик Норвежской энергоактивной зоны в центрах одноградусных квадратов из Глобального архива океанографических данных (*Levitus*, 1978, 1985). Выделение фронтальных зон в каждой из работ [2, 11, 15] осуществлено с применением различных методик.

Первые и важнейшие задачи при изучении океанических фронтов состоят в классификации и надежной идентификации фронтов. Успешное изучение свойств фронтов приводит к необходимости отыскания объективной методики выявления их местоположения. Решения этой задачи чаще всего сохраняют заметную долю субъективизма, отсюда оценки, полученные различными авторами не могут быть идентичными или совпадающими (хотя и получены иногда по одним и тем же материалам наблюдений) вследствие различий в выбранных методиках и критериях.

Данная работа посвящена исследованию полярной (северной) фронтальной зоны климатического типа, связанной с крупномасштабными элементами общей циркуляции океана и распространением вод полярного и атлантического происхождения, что в общем виде соответствует классификации, приведенной в работе [25].

Под фронтальной зоной в океане понимается квазистационарная в определенных пространственно-временных масштабах пограничная область контакта, взаимодействия и трансформации движущихся под влиянием течений водных масс, различающихся по своим генетическим признакам, которая характеризуется скачкообразным или ступенчатым изменением свойств морской среды и проявляется в толще термоклина обострением пространственных градиентов основных физико-химических параметров, обладая специфическими чертами структуры и динамики.

Имеющиеся сведения о структуре гидрофронтов довольно ограничены. Не сняты полностью даже вопросы относительно климатического положения системы гидрофронтов бассейна. Фронтальные зоны слабо изучены как в области макро-, так и мезомасштабов. Неизвестны величины сезонных и межгодовых миграций гидрофронтов, которые, отражая воздействие процессов глобального масштаба, приводят к важным последствиям и существенно изменяют термодинамический фон в бассейне Норвежского и Гренландского морей. Ощущается недостаток сведений о фронтогенетических механизмах (течениях, перемешивании и т. д.) и формировании процессов неустойчивости на фронтах, ответственных за вихреобразование. Неизвестно поведение фронтов в местах их ветвлений, которые приводят к разделению течений на самостоятельные ветви, не изучены наметившиеся связи полярной фронтальной

зоны с очагами тепла (антициклонами) и холода (циклонами).

Следовательно, представление о ПФЗ связывается с понятием водной массы и течением, приводящим ее в движение. Понятие фронта (гидрофронта) и фронтального раздела аналогично определениям работы [25].

Обычной практикой стало выявление фронтов по горизонтальному градиенту какой-либо характеристики, например, температуры воды. Именно такой подход применен в работе [15] и использовался ранее в работах [8, 14], однако, на наш взгляд, по крайней мере, для исследуемого класса фронтальных зон и данного региона, он требует критического осмысления.

Выбору критерия выделения фронтальных зон в виде горизонтального градиента температуры (или солёности) должен предшествовать диагноз формирования поля плотности на фронтах и установление самостоятельного вклада каждого элемента в его изменчивость. Фронтальные зоны Северо-Европейского бассейна по своему происхождению могут быть термическими, солёностными, термохалинными в зависимости от преобладания вклада того или другого элемента в плотность, что формирует специфические черты их структуры и динамики. Отсюда в каждом конкретном случае требуется доказательный выбор того или иного критерия. Бессмысленно выделять солёностный фронт по температуре и наоборот.

Даже в Норвежском море, где термическая изменчивость верхних слоев, преобладая над солёностной, определяет в среднем изменения поля плотности, имеют место фронты, на которых вклад солёности в изменения плотности доминирует. В Гренландском море изменения в поле плотности в целом определяются солёностной изменчивостью и, следовательно, преобладают солёностные фронты. Эти соображения часто не учитываются. Довольно слабая связь в бассейне полей поверхностных температуры и солёности свидетельствует о пространственном рассогласовании источников термических и солёностных неоднородностей [11, 19]. Раздельное же определение фронта по одному признаку, очевидно, сопряжено с неточностями в установлении его местонахождения и границ, поскольку фронты, идентифицированные только по температуре или только по солёности, не совпадают в пространстве. Максимальные горизонтальные (и вертикальные) градиенты свойственны в большей степени стационарным и синоптическим вихрям, участие которых в формировании климатических фронтов неизучено или неизвестно. Универсальным показателем водной массы является T -, S -диаграмма, в дифференцированном виде представленная T - и S -вертикальными профилями. Такое же качество признается, например, за вертикальным профилем звука или S/S_i -соотношением.

Отсюда предпочтительнее оказывается феноменологический подход к фронтальной зоне как к океаническому объекту с трехмерной структурой, изучение которой, по крайней мере, в начальной стадии целесообразнее начинать с описания пространственного строения на основе обобщенного (или интегрального) представления. Не случайно поэтому попытка представить полярную

фронтальную зону, предпринятая в работе [15], состоялась лишь для климатического масштаба времени, но не для конкретных месячных и сезонных периодов используемых наблюдений. Весьма перспективный подход при изучении проблемы был продемонстрирован в работе [11], в которой идентификация и анализ изменчивости фронтальных зон выполнены с помощью многомерного статистического анализа при формировании матрицы исходных данных из значений восьми параметров.

Наконец, выделение фронтов по горизонтальному градиенту характеристик дает высокую степень приближения к реальности в регионах, где в полной мере реализуется конвергенция вод, например, субтропической и антарктической водной масс Южного океана, для которого характерно зональное распределение фронтальных зон, хотя и здесь возникают сложности при определении их границ [6, 7]. В Северо-Европейском бассейне при меридиональном характере циркуляции преобладает дивергентный динамический фон [1] и квазимеридиональное распределение системы фронтов, вероятно, вследствие особенностей топографии дна и отсутствия свободного водообмена с сопредельными акваториями. Отсюда многие участки фронтов выражены слабо, размыты в поверхностном слое и обладают способностью к миграциям, образовывать системы, отличающиеся многообразием и сложной геометрической формой, многофронтальностью, что затрудняет их выявление и приводит к необходимости искать более эффективную методику идентификации.

Гипотеза о генетической связи термохалинных и динамических структур океана из работ [17, 18] и близкие положения работ [25, 26], как и определение фронтальной зоны, приводят к заключению о возможности изучения фронтов методами, используемыми для анализа водных масс. Одним из надежных способов идентификации водных масс признается метод многомерного анализа океанологических полей, в том числе метод главных компонент. Применение этого метода с целью классификации и изучения статистической структуры водных масс бассейна для зимы 1974 г., изложенные в работе [21], дало обнадеживающие результаты.

Впоследствии были проведены аналогичные расчеты по данным 12 крупномасштабных съемок и специальных мезомасштабных полигонов, выполненных в 1969—1982 гг. По значительному числу признаков (от пяти до шести) удалось выделить не только основные типы водных масс и получить их индексы и меры изменчивости, но и все более или менее значительные объемы трансформированных вод, которые присущи фронтальным зонам. Таким образом, была объективно выделена и районирована значительная область в центре бассейна, известная ранее как полярно-атлантическая зона смещения [1], границы которой определялись весьма произвольно, т. е. полярная фронтальная зона. Поскольку фронтальные зоны — границы распространения вод определенной вертикальной структуры, естественно для идентификации фронтов и фронтальных разделов использовать основные характеристики

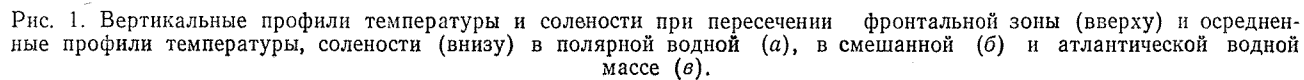
стратификации вод. Относительно консервативный характер вертикальной стратификации водных масс, взаимодействующих в области ПФЗ, позволяет применять профили температуры, солености и T - S -диаграммы в качестве идентификатора внешних границ ПФЗ. В качестве вспомогательного материала используются поля гидрофизических и гидрохимических характеристик. Этот комплексный подход, основанный на типизации вертикального строения вод, успешно применялся в работах [6, 7, 30] для исследования южно-полярной фронтальной зоны, оказавшись полезным и в конкретном случае. Была выделена вся система гидрофронтов главной полярной фронтальной зоны как в среднем [2], так и для отдельных месяцев [19, 20].

И в этом случае детальное изучение ПФЗ на всем меридиональном протяжении затруднено из-за больших расстояний между станциями наблюдений в период океанографических съемок (около 100 км). Поэтому для получения более подробной информации в систему наблюдений для района средней локализации ПФЗ были включены учащенные по горизонтали (до 30—40 км) и по вертикали измерения, проводимые до глубин 800—1000 м с помощью малоинерционного технического средства зонд—батометр и гидрозонд. Эти наблюдения, ставшие с 1983 г. неотъемлемым элементом мониторинга климата океана в районе Северо-Европейского бассейна, и дали дополнительный представительный материал измерений профилей температуры и солености, полученных с достаточным разрешением по пространству при проведении 20 крупномасштабных съемок и мезомасштабных полигонов с 1983 по 1987 гг.

Представление о применяемой методике выделения ПФЗ дает рис. 1, составленный для летнего периода, длящегося с июня по октябрь. Существование ПФЗ связано с распространением двух доминирующих водных масс: атлантической и арктической (полярной), одна из которых локализуется на востоке, а другая — на западе района.

Для атлантической водной массы и соответствующего типа стратификации заметна трехслойная вертикальная термическая структура, включающая квазиоднородный слой, сезонный термоклин и слабое уменьшение температуры до нижней границы распространения вод 450—500 м. Вертикальная структура солености выражена слабо, включает подповерхностный максимум солености и малозаметное падение с глубиной. В арктических (полярных) водах термическая стратификация представлена резким падением температуры в верхнем 30—50 м слое, наличием холодной подповерхностной прослойки, нижерасположенным теплом подслоем и монотонным падением температуры по мере увеличения глубины, на фоне которого заметно небольшое повышение температуры на промежуточных глубинах. Соленостная стратификация этих вод характеризуется резким падением солености до глубин около 200 м и однородным распределением глубже.

Эти выраженные летние особенности стратификации вод устойчиво прослеживаются у конкретной водной массы на всем ареале



ее распространения, хотя и обладают на разных широтах некоторыми деталями, вызванными в основном термической трансформацией вследствие меридионального продвижения вод с севера (юга) на юг (север). С помощью многомерного анализа в атлантической водной массе выделяются три модифицированных типа вод: норвежский, антициклонического круговорота, гренландский. В полярной воде выявляются две модификации вод: гренландского и восточно-исландского циклонических круговоротов.

Различия между модификациями атлантической (или полярной) водных масс касаются в основном не структурных элементов стратификации, а абсолютных значений температуры, солености и толщины квазигомогенного слоя. Зимняя стратификация вод менее рельефна, так как ослабляется сезонными процессами, приводящими к уменьшению вертикальных градиентов, формированию мощного однородного слоя, но, также как и летняя, явно характеризует любую водную массу и степень их генетических различий.

Появление на T -, S -профилях структурных неоднородностей, интрузий и инверсий, резко отличающих стратификацию от типичной для данной водной массы, служит указанием на присутствие процессов, приводящих к переслоенности вод и их интенсивной трансформации: разнонаправленных горизонтальных и вертикальных движений за счет широкого спектра волно-вихревых движений, конвекции и турбулентности, что характерно для фронтальной зоны (см. рис. 1 б). По данным сравнительного анализа T -, S -профилей на зональном разрезе при пространственной дискретности наблюдений не более 30—40 км границы зоны (гидрофронты) выявляются довольно четко. Для этой же цели особенно при больших наклонах фронтальных разделов применялся также анализ T -, S -диаграмм, расхождение которых в главном термоклине дает интегральное положение границ фронтальной зоны. Оба приема приводят к близким результатам. В случаях сложной конфигурации ПФЗ, когда результаты отличались более чем на величину пространственной дискретности измерений, результаты обоих приемов осреднялись.

Последовательное применение трех составных процедур методики к данным зональных разрезов от 60 до 76° (77°) с. ш., на каждом из которых за период конкретной съемки (или полигона) использовались материалы наблюдений от 5 до 25 океанографических станций, позволило выявить среднемноголетнюю годовую картину интегрального состояния главной ПФЗ, а также представить преобладающие фрагменты сезонной и отчасти межгодовой изменчивости гидрофронтов ПФЗ (рис. 2). Для общего суждения о существовании сложной и многообразной системы фронтальных зон, свойственной бассейну, на рис. 2 также изображены участки арктических и прибрежных фронтов (3—6), положение которых выделено в связи с распределением соответствующих водных масс и течений по ограниченным данным и ориентировочно. Дано также положение внутримассового гидрофронта атлантических вод и восточной ветви Норвежского течения (см. рис. 2, 1а).

Этот фронт имеет латентный (скрытый) характер, маскируется на поверхности сезонными процессами, проявляясь с глубин около 150 м, начиная с которого отмечается фронтальный раздел наклоненный с востока на запад, заметный также в поле геострофических течений. Методика идентификации фронтов, основанная на

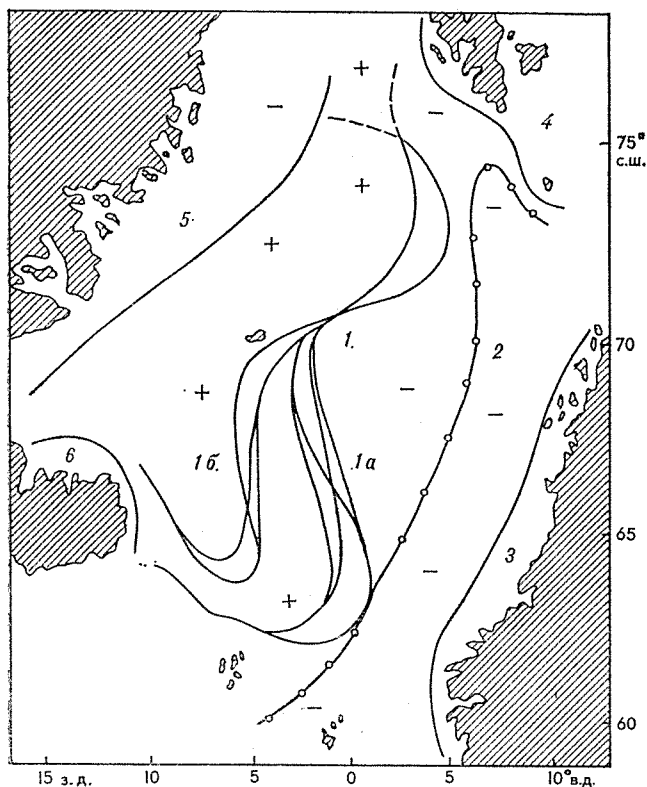


Рис. 2. Система океанических фронтов:

1 — главная полярная фронтальная зона (1а — восточная, 1б — западная ветвь); 2 — внутримассовая фронтальная зона атлантических вод и Норвежского течения; 3 — фронтальная зона прибрежных скандинавских вод и Балтийского течения; 4 — фронтальная зона арктических вод и Восточно-Шпицбергенского течения; 5 — фронтальная зона арктических вод и Восточно-Гренландского течения; 6 — фронтальная зона прибрежных исландских вод и течения Ирмингера.

Минус — антициклон, плюс — циклон.

типах вертикального строения вод, не приводит к удовлетворительному результату для этого частного случая за исключением района Фареро-Шетландского пролива, где отмечается ситуация, весьма схожая с ПФЗ. Различия в элементах стратификации для западного и восточного районов распространения атлантических вод в среднем существуют, но в масштабе ширины гидрофронта (60—80 км) требуется выработка более чувствительных критериев и

эффективных методов для их пространственного разграничения, которые еще не найдены.

Разделение норвежской модификации атлантических вод на западный и восточный подтипы по T - и S -индексам в среднемного-летнем плане также осложнено, хотя чаще всего на западе ниже температура, а на востоке ниже поверхностная соленость. Более значимы различия в водородном показателе и кислороде. Эти отличительные признаки наиболее выразительны при классификации водных масс с помощью многомерного анализа при шаге наблюдений около 50 км. Такие наблюдения немногочисленны. Основную массу данных для идентификации фронта составили результаты наблюдений на более редкой сетке, что составляет точное установление границ этой фронтальной зоны делом будущего. Сам факт существования фронта сомнений не вызывает.

Рисунок 2 свидетельствует о существовании в бассейне единой, целостной и неразрывной в климатическом масштабе времени системы фронтов, структурно (и генетически) обусловленной распределением основных водных масс и действующих течений, отдельные элементы которой тесно связаны между собой в пространстве и времени. Главная ПФЗ есть следствие поперечной циркуляции в полярных и атлантических водах, движущихся на юг и на север соответственно. Согласно современным взглядам на структуру циркуляции [2, 4, 19—23], можно полагать, что строение и происхождение ПФЗ имеют связь со стационарными вихрями циклонического типа, расположенными слева от ПФЗ (в холодной воде) и вихрями антициклонического типа, расположенными справа от ПФЗ в теплой воде. Отсюда можно рассматривать ПФЗ как пограничную область струйного течения между круговоротами противоположного вращения.

Там, где в районе ПФЗ контактируют крупные вихри, например, в районе подводной возвышенности Мона, или расстояние между вихрями невелико, как например, перед Фареро-Исландским и Фареро-Шетландским проливом, перенос вод значителен и составляет 12—14 Св, 11—12 Св. В других районах от 65 до 68° с. ш., к северу от 72° перенос вод в области ПФЗ резко уменьшается до 3—5 Св. ПФЗ находится в полном соответствии с горизонтальной циркуляцией вод. Южнее о-ва Ян-Майен ПФЗ состоит из двух ветвей западной (рис. 2, 1б) и восточной (рис. 2, 1а). Фронтальная зона Норвежского течения, ограничивающая распространение атлантической водной массы на западе, представляет собой правую (восточную) границу ПФЗ и четко прослеживается от Исландии до Фарерских островов и далее приблизительно в меридиональном направлении на север в район подводной возвышенности Мона, разделяющей Лофотенскую и Гренландские котловины.

Фронтальная зона Восточно-Исландского течения, ограничивающая продвижение полярных вод на востоке, является левой границей ПФЗ и располагается на западе моря между Исландией и о-вом Ян-Майен. Рисунок 2 значительно отличается от схем

гидрофронтов, полученных в более ранних работах, одна из которых приведена, например, в работе [17], прежде всего за счет положения ПФЗ как единой неразрывной (в климатическом плане) границы раздела атлантических, смешанных и полярных вод, квазистационарного звена средней циркуляции, основной термодинамической неоднородности в поверхностных слоях. В обеих фронтальных зонах выделены теплые и холодные фронты, а между ними — буферная область.

Положение ПФЗ на всем протяжении контролируется рельефом дна: фронтальной зоны Восточно-Исландского течения — Южно-Ян-Майенским хребтом, Норвежского течения — свалом глубин материкового склона, краем плато Лоринген (за исключением участка между 68° — 69° с. ш., где край плато отклоняется на восток); далее к северу — подводным хребтом Мона и хребтом Книповича. Местонахождение ПФЗ можно идентифицировать изохалинной $34,90$ — $35,00$ ‰, поскольку соленость не претерпевает сильной трансформации при меридиональном продвижении вод.

Ширина ПФЗ в пределах акватории изменяется довольно значительно: от 100 до 250 км. Конкретные фронтальные зоны имеют ширину 20 — 40 км, которая, однако, может увеличиться до 80 — 100 км в местах стационарных меандр и изгибов. Даже сглаженная осреднением форма ПФЗ может быть представлена в виде стоячей волны с пучностью в районе о-ва Ян-Майен и длиной около 1000 км. В полярной воде мощность фронтальной зоны составляет не более 200 — 250 м, а в атлантической — 600 — 800 м.

Наиболее четко ПФЗ проявляется зимой, когда отмечаются наибольшая коррелированность температуры и солености и более высокая пространственная однородность гидрофизических полей, позволяющие более надежно выделять полярные и атлантические воды. В этот период при слабой устойчивости за счет конвективных процессов и уплотнения вод при смешении более интенсивно развиваются вертикальные процессы. Происходит обострение фронтов и уменьшение их ширины. Максимальные градиенты составляют $0,30$ — $0,35$ °C/км, $0,01$ — $0,2$ ‰ на 1 км.

Летом происходит заметное рассогласование полей температуры и солености, поскольку добавляются дополнительные источники изменчивости: радиационный прогрев и таяние льда. Структура гидрофизических полей усложняется, увеличивается размер термохалинных неоднородностей и понижается их корреляционная связь [2, 4, 11, 21].

Основными фронтогенетическими источниками являются переносы полярных атлантических вод в связи с их годовой и полугодовой гармониками и топография дна. Наибольшей подвижностью характеризуются участки зоны, расположенные на гребне и ложбинах стоячей волны в области ПФЗ.

Норвежское течение в области ПФЗ активизируется осенью, а ослабляется весной при сдвиге фазы с Восточно-Исландским течением, вероятно, на три месяца — полгода. Норвежское течение в области восточной ветви (см. внутримассовую фронтальную зону,

рис. 22) усиливается весной, а ослабляется осенью при аналогичном сдвиге фаз с Ян-Майенским течением.

В результате происходят перемещения отдельных участков ПФЗ, обусловленные сезонной перестройкой течений, на расстояния около 100—120 км. Наибольшей устойчивостью в пространстве характеризуются участки ПФЗ в районе Фареро-Исландского пролива и над подводным порогом Мона. В летний период смещаются в южном направлении только соленостные фронты на 15—20 км. В целом, эти участки ПФЗ в масштабе сезона не испытывают никаких перемещений, оставаясь стабильными в пространстве. В июне—июле 1977 г. и июне—августе 1978 г. были проведены полигонные исследования фронтальной зоны над порогом Мона. Всего было выполнено пять океанографических съемок участка ПФЗ размером приблизительно 400×450 км, выставлено шесть буйковых станций. В результате исследований были установлены интересные особенности строения и изменчивости гидрофизических процессов и полей.

Оценку соотношения температурного и соленостного вкладов в горизонтальные градиенты плотности можно произвести с использованием линеаризованного уравнения состояния из работ [25, 26]

$$\Delta\rho = -\alpha \Delta T + \beta \Delta S, \quad (1)$$

где $\Delta\rho$ — перепад плотности через фронт; ΔT — перепад температуры; ΔS — перепад солености; α , β — удельный вклад температуры и солености в плотность соответственно.

Для данного участка фронта удельный вклад солености оказался больше температурного. Были установлены среднемесячные границы фронтальной зоны по T -, S -кривым и вертикальным T -, S -профилям (рис. 3, а). Оказалось, что холодный фронт, образованный полярной водной массой и водой смещения с июля по сентябрь заметно не изменил своей конфигурации. В то же время теплый фронт, образованный атлантической водной массой и водой смещения в этот период был подвержен сильному меандрированию. Этот феномен получил объяснение только после анализа горизонтальной структуры поля плотности воды.

На северной границе зоны знаки вкладов температуры и солености совпадают, а на южной — противоположны. Вызванное этим усиление градиента плотности на холодном фронте приводит к его стабилизации. В области ПФЗ наблюдаются заметные вариации вкладов температуры и солености в плотность, а также их знаков. Фронтальная зона Балтийского течения и прибрежных вод, также — Гренландского течения и арктических вод определены как соленостные; фронтальная зона Восточно-Исландского течения и полярных вод является термической; фронтальная зона Норвежского течения и атлантических вод является термохалинной.

Однако во всех случаях холодный фронт относительно стабильней, а теплый — подвержен сильному меандрированию. Углы наклона, вычисленные по данным наблюдений на буйковых станциях

и по формуле Маргулеса, показали крутизну ПФЗ больше критической ($20-30'$, макс — $49'$). Поскольку часть меандров реализуется в вихри, то возможен вывод о пространственно-временной асимметрии трансфронтального обмена, в результате чего вероятность проникновения холодных циклонов в теплую воду довольно велика. Для достижения баланса должен существовать механизм, выравнивающий эту асимметрию. Наименьшей устойчивостью в системе ПФЗ обладают северо-западный и юго-восточный участки

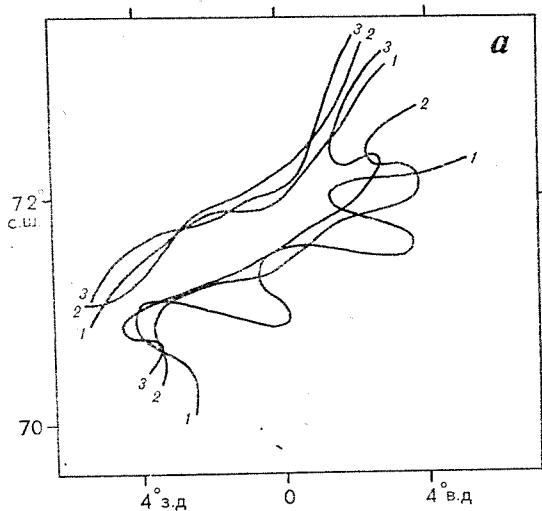


Рис. 3. Геометрия границ фронтальной зоны над порогом Мона (а), температурный разрез при образовании внутрифронтального вихря (б, в), поле температуры в начальной стадии образования циклонического ринга (г):

1, 2, 3 — данные съемок соответственно в июле, августе, сентябре 1978 г.

фронтальной зоны Норвежского течения, где углы наклона невелики и отмечается большая подвижность гидрофронтов под действием внешних сил. Именно здесь, а также на южном участке ПФЗ отмечается часто явление разрыва и деградации фронтов (фронтотиз).

Была проведена оценка степени соответствия расчетов течений динамическим методом результатам инструментальных измерений на месте буйковых станций. Результаты сравнения векторов геострофических течений, снятых с карт динамической топографии, со среднесуточными векторами течений за период одной из гидрологических съемок представлены в табл. 1. Из табл. 1 видно, что направления измеренных и рассчитанных течений на всех станциях довольно близки, особенно если учесть сложный характер структуры горизонтальной циркуляции на фронте. Для ПБС 40, 41, поставленных на северной периферии фронта в полярной воде, сред-

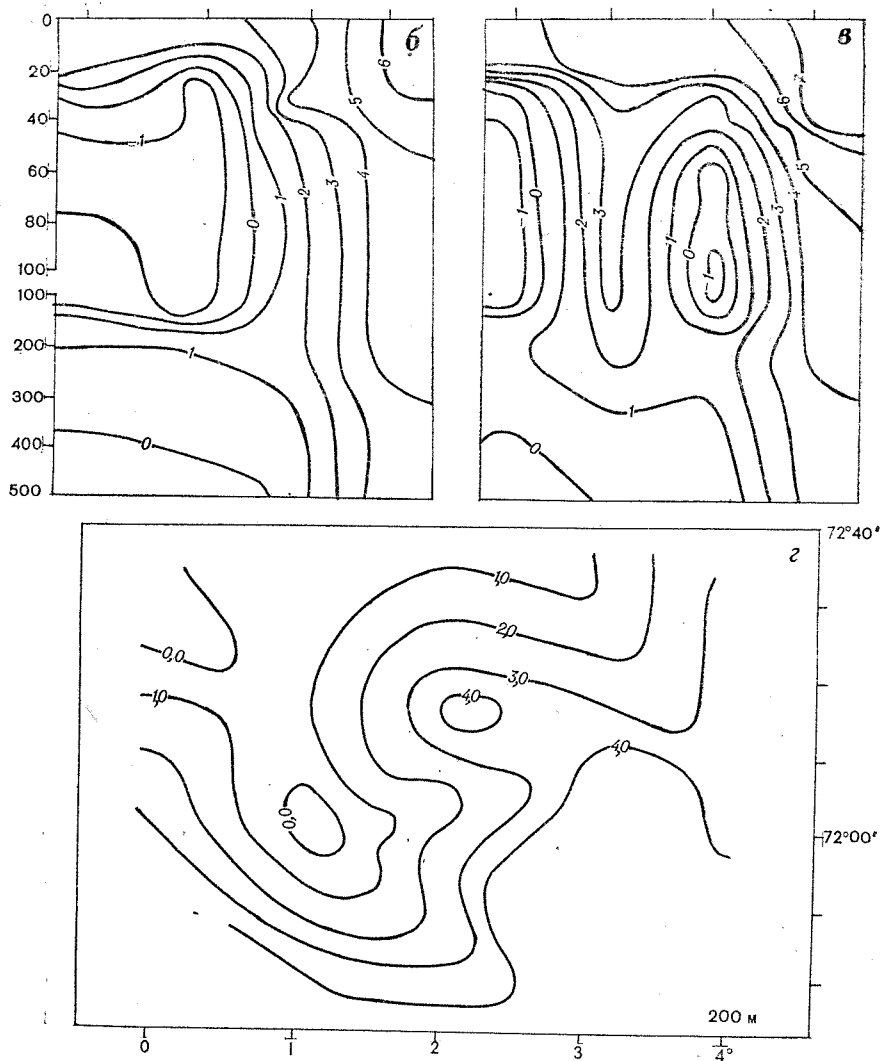


Рис. 3. Геометрия границ фронтальной зоны над порогом Мона (а), температурный разрез при образовании внутрифронтального вихря (б, в), поле температуры в начальной стадии образования циклонического ринга (г):

1, 2, 3 — данные съемок соответственно в июле, августе, сентябре 1978 г.

Таблица 1

Сравнение наблюдаемых и вычисленных течений

Горизонт, м	Направле- ние, град ω_1	Набл. скорость m_1	Направле- ние, град ω_2	Геостр. скорость m_2	$m_1 / m_2, \%$	$ \omega_1 - \omega_2 $
ПБС 40						
150	17	9,8	14	10,4	94	3
250	13	6,7	2	7,1	94	11
500	28	4,1	0	4,2	102	28
ПБС 41						
150	117	9,7	148	9,5	102	31
500	137	1,9	143	6,3	30	6
ПБС 42						
150	33	26,4	80	24,4	108	47
АБС 43						
250	354	7,5	12	2,0	375	18
500	350	6,0	50	2,4	261	60
АБС 44						
250	12	13,1	41	2,3	507	29
500	8	16,7	50	2,3	725	42
АБС 45						
150	109	40,9	70	20,0	203	39
250	116	41,7	90	18,2	229	26
500	126	29,3	90	8,5	345	36

няя разница по направлению составляет 16° , непосредственно на фронте (ПБС 42, АБС 45) она составляет 37° , в атлантической воде (АБС 43, 44) — 37° . Показатель геострофичности для скорости течения имеет значение, близкое к единице для ПБС 40, 41 (горизонт 150 м), 42, что свидетельствует о совпадении рассчитанных и измеренных течений.

Для АБС 43, 44, 45 измеренные значения скорости в 2—7 раз превышают данные расчета. В этом случае геострофическое приближение не отражает реальной картины режима скорости течения. Однако следует заметить, что удовлетворительное согласие наблюдается в районах меньшей временной изменчивости течений и большей однородности их по вертикали. Также установленным можно считать факт ухудшения показателей геострофичности именно на АБС, которые вследствие недостатка конструкции вносят значительную «шумовую» компоненту в дисперсию и средние значения измеренного вектора течений.

Степень приближения реального потока к геострофическому можно проверить также косвенным путем. Для этого было выпол-

нено сравнение геострофических и измеренных вертикальных градиентов скорости

$$\Delta v / \Delta z = (g / \bar{\rho}) (\Delta \bar{\rho} / \Delta x), \quad (2)$$

где $\Delta v / \Delta z$ — вертикальный градиент скорости; f — параметр Кориолиса; $\bar{\rho}$ — среднее значение плотности рассматриваемого слоя; $\Delta \bar{\rho} / \Delta x$ — средний горизонтальный градиент плотности в этом слое.

С этой же целью фактический угол наклона изопикн в районе фронта был сравнен с рассчитанным по формуле Маргулеса

$$\operatorname{tg} \gamma = - [f (\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2) / g (\rho_1 - \rho_2)], \quad (3)$$

где ρ_1, ρ_2 — значения плотности ниже и выше фронта; v_1, v_2 — значения меридиональной или зональной составляющей вектора скорости выше и ниже фронта.

Оба способа подтверждают сделанные выводы о том, что карты динамической топографии описывают качественно верную картину поля течений фронтальной зоны. В количественном отношении динамические расчеты требуют некоторой корректуры, особенно для скорости течений.

В различных районах Северо-Европейского бассейна пространственные возмущения гидрофизических полей, которые благодаря индивидуальным особенностям горизонтальной, вертикальной структуры, термодинамических параметров и свойств, со всей очевидностью идентифицируются как вихри фронтального происхождения (или их остаточные ядра), фиксировались многократно в различные сезоны и годы при выполнении крупномасштабных океанографических съемок или мезомасштабных полигонов, когда расстояния между станциями составляли от 20 до 100 км. Специальные наблюдения в области фронтальных зон проводились в июне—сентябре 1977 и 1978 гг. в районе подводной возвышенности Мона на нис «Профессор Зубов», в мае 1983 г. в Фареро-Шетландском проливе на нис «Профессор Визе», в мае—июне 1984 г. в южной части Норвежского моря к северу от Фарерских островов на нис «Профессор Дорофеев» ЛГМИ. Выполнялись измерения на полигонах с шагом от 8—10 до 30 км, непрерывная регистрация температуры воды с помощью отдельных датчиков и термокос, осуществлялись инструментальные наблюдения за течениями.

Проведены многократные наблюдения на полигонах за определенным участком ПФЗ с шагом 20—25 км, который уменьшался до 5—15 км в случае меандр и вихревых структур; для наблюдений за течениями использовались полигоны буйковых станций и навигационный способ при точном определении координат судна с помощью спутниковой системы; эпизодически для выявления неоднородностей проводилась непрерывная регистрация температуры с помощью специальных датчиков и термокос. Всего было зарегистрировано 55 изолированных вихрей фронтального происхождения, причем в отдельных случаях они наблюдались по

несколько раз. Стало возможным частично прояснить местные условия фронтогенеза, обнаружить участки деградации и кратковременного распада фронтов (фронтолиза) и соответственно предпочтительные районы циклогенеза, представить географию распространения вихрей, их параметры, локализацию и особенности воздействия на тепловое состояние и динамику водных масс.

Полная классификация фронтальных вихрей остается актуальной задачей будущего. Первые систематизированные представления о преобладающих типах вихрей, связав их параметры и свойства с генетическими качествами, возможно изложить в настоящее время.

Из всего количества наблюдавшихся вихрей можно четко выделить три типа или класса, приняв за основу типизации поперечный размер образования — его диаметр. Сами образования, как правило, имеют эллипсовидную форму, характеризующуюся размером двух полуосей. Точность определения границ вихрей невысока и не выше половины расстояния между станциями, а в тыловой части вообще затруднительна. Поэтому для начальной стадии систематизации вихрей величина диаметра вполне допустима для определения порядка пространственного масштаба возникающей термодинамической неоднородности.

Первый тип включает небольшие по размерам (10—30 км) вихри, одни из которых (циклонические) располагаются слева, а другие (антициклонические) — справа от ПФЗ, перенос вод в пределах которой имеет генеральное северное направление. Они наблюдались в районе фронтальной зоны над порогом Мона в августе 1977 г. [9], в мае 1983 в Фареро-Шетландском проливе [4] и в других районах, где отмечаются обостренные фронты. Всего отмечалось семь циклонов и пять антициклонов. Вихри развиты до нижней границы преобладающего течения: 200—300 м в полярной воде и от 500 до 1500—2000 м в атлантической воде и перемещаются по направлению и со скоростью основного потока (от 3—5 до 10—12 см/с). Есть указания на негеострофичность таких вихрей, поскольку в захваченном объеме воды измерены значительные скорости течений, не соответствующие небольшим градиентам плотности. Возможно, механизм образования таких вихрей обусловлен трением сдвига скорости, как указано в работе [8, 10].

Второй тип вихрей характеризуется средними размерами от 50 до 100 км. Это циклонические и антициклонические образования, локализующиеся справа и слева от ПФЗ соответственно, т. е. циклоны располагаются либо внутри фронтальной зоны, либо в атлантической водной массе, а антициклоны — внутри фронтальной зоны или в полярной водной массе. Они выделяются по локальным экстремумам на T -, S -кривых, в поле теплосодержания и на картах динамической топографии и представляют собой фронтальные ринги — полярные аналоги рингов Гольфстрим и Куроиси, изучению которых посвящен ряд работ [8, 10].

Ринги — нестационарные возмущения средней циркуляции, замкнувшиеся части фронтальных течений, образовавшиеся из

отсеченных меандр ПФЗ. Горизонтальный масштаб вихрей превышает в несколько раз внутренний радиус деформации Россби, поэтому преобладающим механизмом их генерации, вероятно, является баротропно-бароклинная неустойчивость крупномасштабных Норвежского и Восточного-Гренландского течений.

Преобладающее направление дрейфа рингов — нормальное по отношению к ПФЗ на восток или юг, а режим движения такой же, как у течений ПФЗ — квазигеострофический; средние скорости поступательного движения 2—10 см/с. Ринги отмечаются повсеместно в области фронтальной зоны, в непосредственной близости и на удалении 200—300 км от нее в чужеродной водной массе. Наиболее часто циклоны наблюдаются в северо-западной части Фареро-Шетландского пролива и к северу от него до 63—64° с. ш., между 66—68° с. ш., 73—75° с. ш. в атлантической воде по холодному ядру с повышенным содержанием кислорода и относительно небольшому вертикальному развитию (до 300—600 м) из-за мелководности термоклина полярной воды, которую они содержат и переносят. Таким образом, основные районы локализации и дрейфа наиболее крупных циклонов приурочены к малоградиентным зонам между расположением стационарных антициклонических круговоротов. Всего было выявлено 29 циклонов. Пример циклонического ринга (справа от ПФЗ) в начальной стадии его развития изображен на рис. 3г. Не все меандры реализуются в вихри [10]. Только пятый—шестой меандр ПФЗ приводит к образованию ринга, хотя очевидна однозначность захвата меандром обоих контактирующих на ПФЗ водных масс. Часть циклонов имела наклон оси в сторону, противоположную направлению дрейфа, что соответствует углу наклона фронтальной зоны от 10 до 50°. Максимальный перепад глубины отдельных изотерм при их куполообразном поднятии между центром и периферией циклона составил 280 м и косвенно характеризует уровень доступной потенциальной энергии вихря.

Антициклонические ринги отмечаются в 11 случаях: перед Фареро-Исландским проливом (в области ПФЗ), к югу и юго-западу от о-ва Ян-Майен в смешанной воде ПФЗ и полярной водной массе, внутри ПФЗ между 66—68° с. ш., где углы наклона изопикн фронта имеют наименьшее для Северо-Европейского бассейна значение. В верхнем 500 м слое они выявляются по теплоту ядра вод, пониженному содержанию растворенного кислорода и фосфатов, характерным для атлантической водной массы. Воронкообразное распределение изотерм (изопикн) приводит к резкому перепаду температур между центром и периферией, максимальная величина которого составила 420 м. Антициклоны в различных случаях дрейфовали на запад, северо-запад, юг, юго-запад, северо-восток.

Угол наклона антициклонов либо зафиксировать не удалось, либо он отсутствовал. Антициклоны смещаются в направлении наклона ПФЗ и при движении они должны, вероятно, стремиться ликвидировать этот наклон, поэтому в какую-то стадию развития угла наклона может и не быть. Мощность вертикального развития антициклонов не менее 800—1000 м, в отдельных случаях до по-

следнего наблюдаемого горизонта 2000 м, т. е. возможно до дна. Размеры — около верхнего предела, указанного для рингов диапазона и более. Следовательно, у полярных рингов повторяемость циклонов значительно выше, чем у антициклонов, но они обладают меньшими размерами, термодинамическим потенциалом, а значит, и временем жизни. Таким образом, выводу о большей степени меандрирования теплого фронта и наличии пространственно-временной асимметрии рингообразования на ПФЗ найдено и феноменологическое подтверждение.

Возможно, в этом состоит отличие волно-вихревых процессов ПФЗ от фронтальной зоны Гольфстрима, где наблюдается обратная картина [8, 10]. Пространственно-временная асимметрия в процессе трансфронтального обмена полярными и атлантическими водами и преобладание циклогенеза не приводит при прочих равных условиях к заметному похолоданию атлантических вод, в чем следует усматривать важную компенсирующую роль антициклонических рингов. В числе одиннадцати наблюдаемых антициклонов следует выделить три образования, характеризующихся наибольшими размерами, свыше 100 км в перечернике. Показательный пример такого антициклона, обнаруженного в период работ на полигоне 16—28 июня 1979 г., приведен на рис. 4 в полях теплосодержания, превышений уровня, векторов течений [22, 23].

Вихрь прослеживается от поверхности до последнего наблюдаемого горизонта (2000 м), возможно, до дна. Объем вихря около $2,2 \times 10^4$ км³, аномалия теплосодержания 205 кДж/см², перенос 24 Св. В течение июня 1979 г. велись наблюдения за течениями на четырех горизонтах двух притапливаемых буйковых станций (ПБС). В поле измеренных течений на обеих станциях в течение первых 1—12 (17) июня (12 суток для ПБС 57 и 17 суток для ПБС 58) вектор остаточного течения вращался (средние скорости 13 и 8 см/с соответственно) по часовой стрелке, завершив почти полный оборот, а со второй половины июня (13(18) июня — 1 июля) имел устойчивое ($K = 0,8$) направление на юг (ПБС 57) и юго-восток (ПБС 58).

Антициклонический вихрь зафиксирован к западу от ПБС и ПФЗ 16—28 июня. Можно полагать, что вихрь в первой половине июня, продвигаясь в генеральном западном-юго-западном направлении, переместился через район постановки станций, что привело к вращательному характеру изменения течений на обеих станциях в первую половину периода наблюдений и устойчивому потоку вод — во вторую.

Смещение вихря на расстояние в 240 км за период 15 суток позволяет оценить поступательную скорость движения 10 см/с, которая представляется довольно высокой, но вполне реальной для начальной стадии образования синоптического вихря. При прохождении ринга средние скорости Норвежского течения уменьшились до 1 и 5 см/с, а позже — увеличились до 10 и 20 см/с. Размеры вихря не позволяют связывать его происхождение только с бароклинной неустойчивостью среднего движения, а те возму-

жения гидрофизических полей, которые произошли при его движении, наглядно демонстрируют механизм трансфронтального обмена между атлантическими и смешанными водами, а также влияние синоптических процессов на установившуюся циркуляцию.

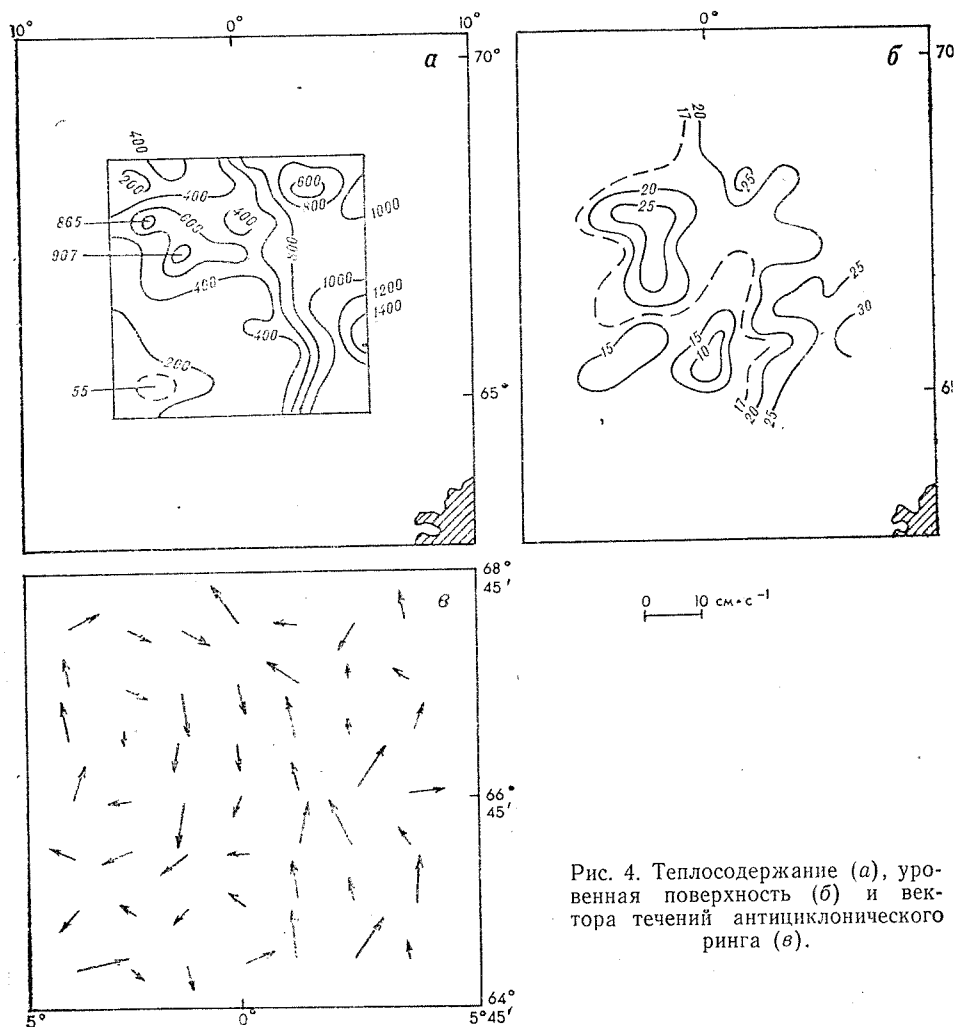


Рис. 4. Теплосодержание (а), уровенная поверхность (б) и вектора течений антициклонического ринга (в).

Из примера очевидно, что длительность процесса фронтолиза и нарушение нормальной картины циркуляции возможно на период до 13—18 суток.

Третий вид вихрей по своим размерам относится к макромасштабу. Размер их достигает 500—700 км. Они также бывают циклонические и антициклонические и по сути представляют собой внутрисезонные преобразования структуры течений посредством

воздействия одного или нескольких крупных рингов на поле установившейся циркуляции вод. Всего зафиксировано два циклона и один антициклон. Локализация циклонов отмечается в области ПФЗ, охватывая либо всю площадь, либо ее часть, при наибольшей ширине зоны, которая образуется при одновременном ослаблении полярных и атлантических вод. Причиной образования циклонического макровихря является проникновение в зону смещения ПФЗ крупного теплого ринга, из-за чего к югу от о-ва Ян-Майен происходит замыкание теплого и холодного фронтов и в центре моря формируется циклонический круговорот, время жизни которого составляет не менее одного месяца. Случаи образования циклонического круговорота регистрировались в июне 1976 г., июле 1979 г. В работе [5] приведено много аналогичных примеров, наиболее показательный из которых имел место в июне 1955 г. На карте циркуляции Северо-Европейского бассейна Ф. Нансена в этом месте изображена постоянная циркуляция циклонического типа. В течение периода существования вихря происходит усиление стока донно-глубинных вод в Атлантику.

Образование антициклона происходит в восточной части бассейна за пределами ПФЗ и вызвано проникновением крупных циклонических рингов Восточно-Исландского течения в зоне 62—64° с. ш. и (или) Ян-Майенского течения в зоне 72—74° с. ш., когда на всем протяжении бассейна (в теплой воде) образуется несколько временных антициклонических обращений вод, разделенных потоком (потоками) холодных вод в поверхностном слое, а Норвежское течение испытывает в этих местах разрыв (сентябрь—октябрь 1982 г.) [16].

Влияние вихревой активности ПФЗ на изменчивость вод существенно и многообразно. Вихри обеспечивают основной вклад во внутримесячные колебания водообмена в Фареро-Шетландском проливе, которые могут превышать межгодовые вариации [4, 12]. Синоптические вихри определяют пространственные изменения поля температуры поверхностного слоя в масштабе нескольких десятков километров, вследствие чего (с учетом вклада стационарных вихрей) формируются особенности сезонного хода теплосостояния и циркуляции вод путем уменьшения или увеличения интегральных оценок. Проникновение одного антициклона в более холодную воду обеспечивает до 10 % месячного изменения теплосодержания вод всего моря (декабрь 1983 г.). Можно полагать, что фактически межгодовая изменчивость сезонных условий обусловлена степенью циклогенеза наряду с состоянием ПФЗ и стационарных круговоротов.

Как справедливо указано в работе [10], вихревая активность имеет свои спады и подъемы. Отмечаемое преобладание фронтальных антициклонов в весенне-летний период, а циклонов — в осенне-зимний является отражением сезонной с перестройки всей системы циркуляции бассейна, косвенными показателями которой являются внутригодовые максимумы дисперсии изменения теплосодержания поверхностных вод, приходящиеся на июнь—июль и декабрь.

Отклонения от среднего положения ПФЗ за июнь 1976—1986 гг. позволяют представить некоторые особенности межгодовых вариаций фронтальной зоны. Семь раз отмечалась миграция юго-восточного (или северо-западного) участков фронтов при приблизительной неизменности локализации остальной области ПФЗ. Юго-восточный участок подвергается смещению к юго-востоку на расстояние максимально 100—150 км. Северо-западный (южнее о-ва Ян-Майен) — к северо-западу приблизительно на 100 км. Неодновременные перемещения этих участков ПФЗ, являющихся индикаторами проявления годовой волны в режиме Восточно-Исландского течения и Норвежского течения, вызваны усилением адвекции атлантических вод с одновременным ослаблением адвекции полярных вод и наоборот. Если смещения максимальны по величине, то интегральные оценки теплосостояния верхнего слоя Норвежского моря могут увеличиваться или уменьшаться соответственно.

Дважды в 1978 и 1982 гг. отмечались синхронные миграции юго-восточного и северо-западного (к югу от о-ва Ян-Майен) участков ПФЗ на юго-восток и северо-запад соответственно при неизменности локализации центральной части зоны. Тепловые условия при такой ситуации характеризовались близким к норме фоном, вероятно, вследствие когерентности потоков полярных и атлантических вод. Дважды отмечались резкие однонаправленные сдвиги всей системы ПФЗ к западу (аномально теплый 1986 г.) или к востоку (аномально холодный 1983 г.). Несмотря на ограниченность ряда наблюдений эти параметры подтверждают, что положение ПФЗ или ее отдельных участков как проявление взаимодействия основных типов вод содержит ценную информацию об уровне теплового фона всей акватории.

Поступила 2/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П. Полярный фронт в Норвежском и Гренландском морях. — Тр./ПИНРО, 1959, вып. 11, с. 60—73.
2. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Норвежская энергоактивная зона. — В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 5. — М.: Изд. ВИНТИ, 1985, с. 45—62.
3. Алексеев А. П., Потайчук С. И. Полярный фронт вдоль подводного порога Мона. — Тр./ПИНРО, 1978, вып. 10, с. 48—58.
4. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А., Саруханян Э. И. Результаты натурных исследований в Норвежской энергоактивной зоне. — В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 7. — М.: Изд. ВИНТИ, 1986, с. 46—72.
5. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. — Калининградский совнархоз, 1962. — 184 с.
6. Афанасьев Б. В., Романцов В. А. Положение, термохалинная структура и особенности динамики океанических фронтов. — В сб.: Межведомственная экспедиция по программе «ПОЛЭКС-Юг-81» (научные результаты). — Л.: Гидрометеоздат, 1986, с. 40—54.
7. Афанасьев Б. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Антарктический полярный фронт в проливе Дрейка и море Скоша в летний период. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 731—734.

8. Баранов Е. И. Динамика и структура вод фронтальной зоны Гольф-стрима.— В сб.: Исследования циркуляции и переноса вод Атлантического океана. Океанологические исследования, № 22.— М.: Наука, 1971, с. 94.

9. Блинов Н. И., Дремлюг В. В., Романцов В. А. Океанографические работы в полярных районах Мирового океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 238 с.

10. Бурков В. А. Гидрометеорологический обзор энергоактивной зоны Гольфстрима.— В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 5.— М.: Изд. ВИНТИ, 1985, с. 4—44.

11. Вайновский П. А. Исследование структуры гидрофизических полей с применением методов многомерного статистического анализа (на примере Норвежской энергоактивной зоны). Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. физ.-мат. наук.— Л.: Репрогр. ЛГМИ, 1987.— 14 с.

12. Вольф С. В. О водообмене через Фареро-Шетландский пролив.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 144—151.

13. Горбанев В. А. О взаимодействии полярного фронта в океане с атмосферной циркуляцией.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 4, с. 745—747.

14. Грузинов В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1986.— 271 с.

15. Кораблев А. А. Система фронтальных разделов Норвежской ЭАЗО.— В сб.: Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», т. 8.— М.: Изд. ВИНТИ, 1987, с. 380—386.

16. Мамаев О. И. Меандрирование течений и океанический циклогенез.— Вестник МГУ, 1959, № 1, с. 207—216.

17. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 268 с.

18. Никифоров Е. Г., Савченко В. Г., Шпайхер А. О. Системы гидрологических фронтов Северной Атлантики.— Тр./ААНИИ, 1977, т. 338, с. 5—16.

19. Романцов В. А. Научные результаты экспедиционных исследований Норвежской энергоактивной зоны осенью—зимой 1983/84 г.— Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 54—70.

20. Романцов В. А. Тепловое и динамическое состояние Норвежской энергоактивной зоны океана в 1982 г.— Тр./ААНИИ, 1987, т. 407, с. 18—35.

21. Романцов В. А., Буб А. Ф. Некоторые результаты многомерного анализа водных масс Норвежского Гренландского морей.— Тр./ААНИИ, 1977, т. 342, с. 24—37.

22. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря (май—июль 1979 г.).— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 26—34.

23. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря.— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 84—100.

24. Россов В. В., Кисляков А. Г. Новые исследования Северо-Атлантического течения.— Океанология, 1971, т. 11, вып. 4, с. 753—758.

25. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 295 с.

26. Федоров К. Н., Кузьмина Н. П. Фронты в океане.— В сб.: Мезомасштабная изменчивость поля температуры в океане.— М.: Изд. ин-та океанологии АН СССР, 1977, с. 33—53.

27. Хлопов В. В., Романцов В. А. Тепловой баланс поверхности Норвежского моря и его внутрисезонная изменчивость в июле—сентябре 1978 г.— Тр./ААНИИ, т. 382, 1983, с. 110—118.

28. Шпайхер А. О., Морецкий В. Н. Полярный гидрологический фронт в Гренландском и Норвежском морях.— Океанология, 1964, т. 4, вып. 2, с. 267—276.

29. Щербинин А. Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 89 с.

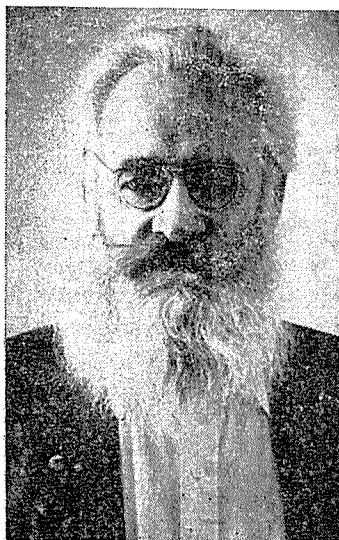
30. Gordon A. L., Georgi D. T. and Taylor H. W. Antarctic polar frontal zone in the western Scotia sea summer 1975.— J. of Phys. Oceanogr., 1977, vol. 7, N 3, p. 309—328.

ЕВГЕНИЙ ГУРЬЕВИЧ НИКИФОРОВ

(к 60-летию со дня рождения)

11 августа 1990 г. исполнилось 60 лет со дня рождения Евгению Гурьевичу Никифорову — одному из ведущих ученых ААНИИ, руководителю научных исследований института в Арктике, организатору научно-оперативной деятельности института по обслуживанию мореплавания на трассе Северного морского пути.

В 1954 г., окончив арктический факультет Ленинградского высшего инженерного морского училища имени адмирала С. О. Макарова, Е. Г. Никифоров



был направлен на работу в ААНИИ. За годы работы в институте он прошел путь от младшего научного сотрудника до крупного ученого в области полярной океанографии, в изучении гидрологического и ледового режимов Северного Ледовитого океана, заместителя директора института по научной работе.

Вначале основное направление научной деятельности Евгения Гурьевича было связано с исследованием закономерностей развития неперiodических течений и ветрового волнения, изучением закономерностей циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана. Результаты его научных исследований получили широкое применение в прогностической деятельности института, связанной с разработкой методов гидрологических и ледовых прогнозов для арктических морей, а также при подготовке навигационных и прогностических пособий. Особенностью этих работ явилось широкое использование математического аппарата, применение численных методов исследования и анализа исходных материалов.

В 1959 за работу «Некоторые закономерности процесса ветрового волнения в связи с формированием поля скоростей ветровых течений и перемешиванием вод в морях» Евгению Гурьевичу была присуждена ученая степень кандидата географических наук. В 1965 г. он стал руководителем сектора гидрологического режима отдела океанологии ААНИИ, возглавил деятельность этого подразделения в области гидрологии Северного Ледовитого океана, а также работу по составлению гидрологических прогнозов для обеспечения арктической навигации. Фундаментальным итогом этих работ явилась монография «Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана», опубликованная в 1980 г.

В 1981 г. Е. Г. Никифоров был назначен заместителем директора ААНИИ по научной работе. На этом посту он несет ответственность за направление и уровень развития научных исследований в Арктике и Антарктике, эффективность использования результатов работ на практике, а также за всю научно-оперативную деятельность института по гидрометеорологическому обеспечению

мореплавания на трассе Северного морского пути и других отраслей народного хозяйства на Крайнем Севере нашей страны.

Евгений Гурьевич участвовал во многих арктических экспедициях, где проявил себя как волевой и мужественный человек, крупный организатор и опытный специалист, что в немалой степени способствовало успешному решению задач этих экспедиций. Как видный организатор науки, крупный ученый, глубоко эрудированный в области изучения гидрологического режима, динамики вод и льдов Северного Ледовитого океана он пользуется большим авторитетом в ААНИИ и в других, родственных по профилю, научных учреждениях страны. Являясь руководителем научных исследований в полярных областях и научно-оперативной деятельности ААНИИ, он часто выезжает в Арктику, посещает дрейфующие станции, штабы морских операций и другие научные центры Советского Севера. До настоящего времени он продолжает оставаться научным руководителем и ответственным исполнителем ряда научно-исследовательских работ, в том числе и относящихся к категории важнейших.

Е. Г. Никифоров ведет большую научно-организационную работу. Он является членом ряда советов и комиссий различного уровня, связанных с планированием, координацией и выполнением национальных и международных программ и планов научных исследований полярных областей.

Свое 60-летие Евгений Гурьевич Никифоров встретил в расцвете творческих сил. Сотрудники ААНИИ, его многочисленные коллеги из родственных организаций желают Евгению Гурьевичу дальнейших успехов в благородном труде, связанном с исследованием суровой природы полярных стран.

НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОРНИЛОВ

(к 60-летию со дня рождения)

5 июня 1990 г. исполнилось 60 лет со дня рождения Николаю Александровичу Корнилову — организатору полярных исследований, руководителю многих экспедиций в Арктику и Антарктику, известному полярному океанологу.

Трудовая деятельность Николая Александровича началась в 1954 г. после окончания Ленинградского высшего инженерного морского училища имени адмирала С. О. Макарова и получения специальности инженера-океанолога. В течение семи лет он работал в Арктической научно-исследовательской об-



серватории ААНИИ в Тикси. В годы, проведенные в Арктике, Николай Александрович занимался изучением ледового и гидрологического режима морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского, а также обслуживанием навигации в центральном районе трассы Северного морского пути. Регулярно участвовал в авиаразведках льда, проводя ледовые наблюдения с борта самолета. В течение нескольких зим он участвовал в экспедициях по изучению припайного льда и гидрологического режима моря Лаптевых. За годы зимовок в Арктике Н. А. Корнилов приобрел обширные знания в области гидрологии арктических морей, накопил большой практический опыт, проявил незаурядные организаторские способности.

В 1961 г. Н. А. Корнилов стал работать непосредственно в институте, в Ленинграде. Приобретенный опыт полевых исследований в полной мере проявился во время его последующих многочисленных экспедиций. Так, в 1961/62 г. он руково-

дил дрейфующей станцией «Северный полюс-10», которая впервые в истории исследования Арктики была организована на льдах Арктического бассейна с помощью ледокола. В полной мере его организаторский талант раскрылся во время многих поездок в Антарктиду, где Николай Александрович проявил себя как умелый организатор больших коллективов полярников, руководитель научных исследований и инженерно-технических работ. В 1963—1965 гг. он работал начальником станции Молодежной Девятой Советской антарктической экспедиции и через два года, в 1967—1969 гг. снова был начальником этой же станции в составе Тринадцатой Советской антарктической экспедиции, а по окончании зимовки руководил работами Четырнадцатой сезонной Советской антарктической экспедиции, находясь на борту дизель-электрохода «Обь». В 1974—1976 гг. Николай Александрович — руководитель всех зимовочных исследований на советских антарктических станциях Двдцатой Советской антарктической экспедиции. Затем ему неоднократно приходилось возглавлять сезонные исследования и работы антарктических экспедиций (в 1979/80 г.—

Двадцать пятая, в 1982/83 г.— Двадцать восьмая и в 1987/88 г.— Тридцать третья Советская антарктическая экспедиция).

Н. А. Корнилов неоднократно участвовал в высокоширотных воздушных экспедициях, на дрейфующих льдах Арктического бассейна. В 1965/66 г. руководил работами экспедиций «Север-17» и «Север-18», а в 1989 г. возглавил экспедицию на атомном ледоколе «Россия» по эвакуации дрейфующей станции «Северный полюс-28».

В 1970 г. за отличное выполнение заданий в особо трудных условиях Арктики и Антарктики и проявленные при этом мужество и героизм Указом Президиума Верховного Совета СССР Н. А. Корнилову было присвоено звание Героя Социалистического труда. В 1973 г. Николай Александрович успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Особенности циркуляции вод Южного океана». Его многочисленные научные исследования посвящены вопросам обеспечения судоходства на трассе Северного морского пути и у побережья Антарктиды, динамики антарктических вод, ледового и гидрологического режима морей, физико-механических свойств льда, движения и снегонакопления антарктических ледников. Он — руководитель ряда научно-исследовательских работ, один из инициаторов создания и внедрения на научно-исследовательских судах ААНИИ автоматизированной системы измерений.

С 1976 г. Н. А. Корнилов успешно работает заместителем директора ААНИИ по научной работе в арктических экспедициях и на научно-исследовательских судах, а с 1989 г. — и в Антарктике. На него возложена ответственность за всю обширную и многоплановую экспедиционную деятельность института. Эта большая научная, административная и организационная деятельность с его личным участием в работе многих экспедиций ААНИИ, посещением арктических научных центров, дрейфующих станций «Северный полюс» и антарктических станций. Так, он был одним из пионеров организации новой трассы Аэрофлота СССР—Антарктида и председателем государственной комиссии по приемке аэродрома, построенного на леднике в районе АМЦ Молодежная.

Николай Александрович является одним из руководителей работ института по реализации ряда национальных и международных программ. Широко известна и его международная деятельность, связанная с совместными научными исследованиями нашей страны и иностранных государств в полярных областях Земли.

Свой юбилей Николай Александрович Корнилов встретил в расцвете творческих сил. Весь большой коллектив ученых-полярников, участников арктических и антарктических экспедиций, экипажей научно-исследовательских судов ААНИИ желают ему доброго здоровья и новых творческих успехов в исследовании полярных регионов.

Сборник научных статей

Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 65

Редактор Ю. В. Виноградова. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор О. В. Андреева.

Н/К

Сдано в набор 21.08.90. Подписано в печать 01.03.91. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжная. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 12. Кр.-отт. 12,38. Уч.-изд. л. 13,49. Тираж 440 экз. Индекс ОЛ-93. Заказ № 257. Цена 90 коп. Заказное.
Гидрометеониздат. 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.