

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

ОРДЕНА ЛЕНИНА АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

Выпуск 64



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1989

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 1805040600-141 55-88(1)
069(02)-89

ISBN 5-286-00454-7

© Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ААНИИ), 1989 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Е. Г. Никифоров, В. Ф. Романов, В. А. Романцов. Основные результаты, проблемы и перспективы экспериментальных и теоретических исследований океана и атмосферы в Северо-Европейском бассейне	6
Н. В. Аriskина, В. Ф. Васильев, В. Е. Лагун, В. Ф. Романов. Диагностическая вычислительная система для исследования энергетики атмосферы по данным натурных экспериментов «ПОЛЭКС»	24
В. Ф. Васильев, В. Е. Лагун, В. Ф. Романов. Об энергетике атмосферы над Норвежским морем	40
В. Е. Лагун, В. Ф. Романов. Исследование энергетики атмосферных синоптических вихрей по экспериментальным данным	57
Г. В. Алексеев, М. А. Амосов, А. А. Кораблев, Н. П. Священников, В. Ф. Тимачев. Характеристики структуры и изменчивости океанологических полей Норвежского и Гренландского морей	74
Г. В. Алексеев, П. В. Богородский, А. С. Цветухин, А. И. Шувалов. Исследования циркуляции вод Норвежского моря по данным инструментальных измерений течений	83
А. Ф. Буб, А. В. Попов. Структура и циркуляция водных масс северной части Гренландского моря	88
Е. Г. Никифоров, Н. Ю. Доронин, А. В. Попов. Трехмерная циркуляция вод в районе Гренландской котловины (диагностические расчеты)	98
В. А. Потанин, С. В. Коротков, Т. А. Эрштадт. К вопросу о циркуляции вод Баренцева моря	110
Г. А. Семенов. О переносе тепла океаническими течениями в Северо-Европейском бассейне	118
Г. А. Семенов. Численное моделирование сезонной изменчивости поля плотности и циркуляции в Северо-Европейском бассейне	130
С. В. Вольф. О водообмене через Фареро-Шетландский пролив	144

CONTENTS

Foreword	5
<i>Ye. G. Nikiforov, V. F. Romanov, V. A. Romantsov.</i> Main results, problems and prospects of instrumental and theoretical studies of ocean and atmosphere in the North-European basin	6
<i>N. V. Ariskina, V. F. Vasiliev, V. Ye. Lagun, V. F. Romanov.</i> Diagnostic numerical system for studies of the atmospheric energetics, based on field experiments „POLEX”	24
<i>V. F. Vasiliev, V. Ye. Lagun, V. F. Romanov.</i> Atmospheric energetics over the Norwegian sea	40
<i>V. Ye. Lagun, V. F. Romanov.</i> Studies on energetics of atmospheric synoptic eddies, based on experimental data	57
<i>G. V. Alekseev, M. A. Amosov, A. A. Korablev, N. P. Svyashchennikov, V. F. Timachev.</i> Structural and virability characteristics of oceanographic fields of the Norwegian and Greenland Seas	74
<i>G. V. Alekseev, P. V. Bogorodsky, A. S. Tsvetukhin, A. I. Shuvalov.</i> Studies on the Norwegian Sea circulation due to instrumental current measurements	83
<i>A. F. Bub, A. V. Popov.</i> Water mass structure and circulation in the Northern Greenland Sea	88
<i>Ye. G. Nikiforov, N. Yu. Doronin, A. V. Popov.</i> Three-dimensional water circulation in the Greenland Sea basin (diagnostic calculations)	98
<i>V. A. Potanin, S. V. Korotkov, T. A. Ershtadt.</i> On the Barents Sea circulation	110
<i>G. A. Semenov.</i> Heat transfer by oceanic currents in the North-European basin	118
<i>G. A. Semenov.</i> Numerical simulations of circulation and density field seasonal variability in the North-European basin	130
<i>S. V. Volf.</i> Water exchange through Faero-Shetland Strait	145

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выпуски 64 и 65 сборника «Проблемы Арктики и Антарктики» посвящены наиболее важным результатам натурных и теоретических исследований Норвежского, Гренландского (частично) и Баренцева морей, полученным в 1981—1985 гг. по программе «Полярный эксперимент-Север» и таким образом объединены единством формы и содержания представленного научного материала.

Излагаются результаты исследований процессов турбулентного энергообмена между океаном и атмосферой, формирования среднесезонного энергетического режима атмосферы, строения, динамики и энергетики синоптических вихрей и их роли в механизме теплопередачи из океана, приводятся оценки радиационного и теплового балансов поверхности моря.

Рассматриваются структура и изменчивость различных полей океана, пространственно-временные закономерности теплового состояния вод. Формулируются современные представления о трехмерной структуре крупномасштабной циркуляции, приведены новые схемы установившихся течений и полярной фронтальной зоны, данные по строению и особенностям стационарных круговоротов циклонического и антициклонического типа, оценки меридионального переноса тепла течениями, новые данные о синоптической изменчивости водообмена Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики.

Приводятся результаты численных экспериментов на prognostической модели для определения роли основных факторов в формировании сезонной изменчивости полей плотности воды и течений. Анализируются пространственное распределение и локализация донных вод, условия и механизмы их образования и стока, а также влияние на термодинамический фон океана. Описываются климатические тенденции в изменении температуры воды и воздуха. Предпринята попытка разработки метода прогноза температуры воды в Норвежском море.

Уделено внимание формулированию основных проблем экспериментальных и теоретических исследований океана и атмосферы и рассматриваются ближайшие перспективы их реализации.

*Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт*

Е. Г. НИКИФОРОВ, В. Ф. РОМАНОВ, В. А. РОМАНЦОВ

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ И ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Последние годы характеризуются значительной активизацией экспериментальных исследований крупномасштабных процессов в атмосфере и океане в полярных и субполярных областях планеты, проводимых ААНИИ по программе Полярного эксперимента («ПОЛЭКС»), являющегося региональной подпрограммой Программы исследований глобальных атмосферных процессов «ПИ-ГАП». Преследуя практически те же цели, что и «ПИГАП», «ПОЛЭКС» наряду с другими региональными подпрограммами (например, «АМТЭКС»), посвященными исследованию конкретных климатических зон, был направлен на изучение природных особенностей полярных областей. Основные задачи, поставленные в программе, успешно решены, а цели достигнуты. Наиболее важные результаты получены при изучении структуры полей океана и атмосферы, отчасти — по исследованию режима поведения гидрометеорологических полей и объектов, а также некоторых механизмов и закономерностей формирования режима. Накоплен богатый опыт по планированию, организации и проведению комплексных натурных экспериментов, по обработке и анализу экспериментальных данных.

Полученные результаты заложили основу для развития исследований и решения фундаментальных проблем, связанных с учетом специфики полярных областей при разработке методов долгосрочного прогноза погоды и климата. Поэтому для ААНИИ, являющегося в СССР центральным научным учреждением по комплексному изучению полярных областей, особенно актуальным на фоне подведения итогов завершенных исследований, является определение наиболее важных очередных проблем и перспективных направлений предстоящих научных работ. Главными их отличительными особенностями являются: переход к количественным экспериментальным, диагностическим и теоретическим разработкам, направленным на изучение и описание механизмов, определяющих специфику формирования климатических условий в полярных областях и непосредственное решение проблем, связанных с разработкой методов долгосрочного прогноза погоды и климата.

В 1985 г. завершен этап экспериментальных исследований атмосферы и океана на акватории Норвежского, Гренландского и

Баренцева морей, основанных на использовании комплексной информации научно-исследовательских судов (нис), международной системы аэрологических станций и данных ИСЗ. Прошедший пятилетний период характеризуется активизацией изучения крупномасштабных особенностей атмосферы и океана и механизмов их формирования. Для сбора данных проведено несколько крупных экспедиций с использованием группы научно-исследовательских судов, а также ряд рейсов отдельных судов. Осуществлен переход от эпизодического обследования бассейна к планомерному систематическому сбору данных для слежения за долговременными изменениями атмосферных и океанических процессов, т. е. к мониторингу климата на акватории Норвежской энергоактивной зоны (НЭАЗО), с предпосылками к разрешению годового хода в интересах программы «Разрезы». Одной из главных отличительных особенностей является ориентация исследований на изучение механизмов формирования специфических климатических условий в НЭАЗО для использования в моделях климата и крупномасштабной циркуляции атмосферы и океана, для совершенствования методов долгосрочного прогноза погоды и климата.

Иллюстрацией достижения некоторых целей изучения Северо-Европейского бассейна является выполнение экспериментов: «ПОЛЭКС-Север-Разрезы-82» — «ПОЛЭКС-Север-Разрезы-85», а в 1983/84 г., — десяти океанографических съемок Норвежского моря (в том числе двух съемок всего бассейна), проведенных ААНИИ, МГУКС и Севзаппромразведкой — ПИНРО. В результате была получена информация для количественного изучения годового цикла термодинамического состояния атмосферы и океана в НЭАЗО.

Комплексные исследования по проблеме энергетики атмосферы осуществлялись для изучения механизмов формирования сезонных условий, динамики и энергетики атмосферных синоптических волновихревых процессов, мелкомасштабного турбулентного обмена в пограничных слоях атмосферы и океана. В океане изучались структура, разномасштабная изменчивость процессов и полей, трехмерная циркуляция и водообмен, особенности строения и динамики фронтальных зон, синоптическая изменчивость, механизмы формирования, распространения и сток донно-глубинных вод, тонкая структура, трансфронтальный обмен.

В связи с тем, что проблема исследования и описания крупномасштабных атмосферных вихревых процессов является одной из центральных как в теории общей циркуляции атмосферы при разработке схем прогноза погоды, так и в теории климата при разработке схем долгосрочного прогноза погоды и климата, основной целью изучения энергетики атмосферы являлось исследование вихревой динамики и энергетики атмосферы синоптических и климатических масштабов [8]. Эта цель обусловила постановку и решение трех основных задач по исследованию:

— мелкомасштабного турбулентного обмена атмосферы и океана и макромасштабных особенностей его распределения;

- динамики и энергетики атмосферных синоптических вихрей;
- механизмов формирования сезонных условий энергетического режима атмосферы.

Для решения указанных задач разработана Диагностическая вычислительная система по обработке и усвоению данных натурных экспериментов. Система включает выполнение необходимых процедур объективного анализа и классификации, диагностических вычислений параметров взаимодействия атмосферы и океана и характеристик динамического и энергетического режима атмосферы, а также статистического анализа и осреднения данных и результатов. При этом выполняется контроль точности вычислений на всех их этапах. Применение этой системы позволило получить ряд новых результатов, а в сочетании с усваиваемой результатами разрабатываемой климатической моделью атмосферной циркуляции — вплотную подойти к реализации так называемых «управляемых» натурных экспериментов.

Среди основных полученных результатов можно кратко выделить следующие. Количественно исследованы особенности энергообмена между атмосферой и океаном. В частности, в отличие от прежних данных обнаружено, что в теплые сезоны поток явной внутренней энергии из океана практически не играет роли в энергетическом режиме атмосферы. Выраженный термоклин, экранирующий энергоотток в атмосферу, обуславливает интенсификацию адвективного транспорта энергии в океане в более северные широты. Основными компонентами теплового баланса у морской поверхности являются радиационный приток и энергозатраты на испарение. Турбулентный поток явной внутренней энергии из атмосферы к поверхности океана, связанный с инверсией температуры и необходимый для компенсации энергозатрат на испарение, также значителен. Принципиально изменяется характер энергообмена в связи с влиянием холодных воздушных масс циклонических вихрей. В этих случаях типична интенсивная энергоотдача в атмосферу. Поэтому высокая повторяемость циклонов во многом объясняет активную энергоотдачу из океана в этом районе [8].

Ряд новых выводов получен по динамике и энергетике синоптических вихрей. В частности, обнаружена важная роль неадиабатических факторов в жизнедеятельности вихрей. Установлено, что в нижней тропосфере имеется выраженный перенос массы вихрями. Вихри могут рассматриваться как перемещающиеся и вращающиеся массы воздуха в нижней тропосфере и волновые возмущения над ними в тропосфере, преобразования энергии в которых почти адиабатичны. Динамический режим вихрей в большой мере определяется взаимодействием волны и массы воздуха, что во многом объясняет успехи при описании вихрей как частиц (например, методы сингулярных точечных вихрей), так и волн (например, теория Россби—Блиновой). Показано, что в основном циклонические вихри генерируют энтрофию синоптических масштабов. Антициклоны могут интерпретироваться как компенсационные вихри, получающие кинетическую энергию из циклонов,

а для удовлетворения баланса углового момента в глобальных масштабах, имеющие обратное вращение. Весьма важную роль в динамике вихревых движений играет горизонтальный энергообмен, в частности, между вихрями и окружающими их воздушными массами. Развитые интенсивные синоптические вихри осуществляют основной вертикальный транспорт во всей толще тропосферы, охватывая зачастую и нижнюю стратосферу.

Количественно определена важная роль синоптических вихрей в снабжении кинетической энергией крупномасштабных струйных течений. Установлено, что основным механизмом этого процесса так называемой «отрицательной вязкости» является вертикальная адвекция кинетической энергии в развитых баротропизирующихся циклонах. Экспериментально установлена возможность теоретического описания крупномасштабной динамики атмосферы как двухфазной-вихревой и маловихревой среды. Это определяет перспективу для теоретического описания крупномасштабной динамики атмосферы в климатических масштабах времени. Впервые по экспериментальным данным проведено статистическое исследование эффектов мезомасштабных вихревых процессов, показавшее, что в основном спектры подчиняются известному закону минус $5/3$, а для описания этих эффектов приемлемы диффузионные гипотезы.

При исследовании механизмов формирования сезонного энергетического режима количественно показано, что решающую роль в формировании средних полей играют эффекты синоптических вихрей. Оказалось, что определяющая роль факторов горизонтального обмена в синоптических интервалах не ослабевает и в климатических полях, превращаясь в статистические эффекты синоптического вихревого обмена.

Установлено, что в областях высокой повторяемости и стационарирования отдельных синоптических вихрей в климатических распределениях параметров атмосферы как их статистические эффекты, формируются климатические вихри. Пространственное строение и энергетический режим последних во многом сходны с особенностями отдельных типичных вихрей. Для описания этих вихревых процессов, также как и синоптических, с достаточной точностью выполняется концепция о двухфазности атмосферных движений. Этот результат, с одной стороны, тесно согласуется с выводами, полученными в климатических зонально-осредненных теориях атмосферной циркуляции, например, о стационарных и подвижных вихрях, а с другой,— дает перспективу для развития трехмерных и плоских климатических моделей общей циркуляции атмосферы.

Количественно показано, что на акватории Норвежской энергоактивной зоны, где повторяемость циклонических синоптических вихрей значительно выше фоновой, и где они, как правило, стационарируют, достигая максимальной интенсивности, в климатических полях, уже начиная с сезонных масштабов, формируется климатический циклонический вихрь. Он идентичен своим строением, энергетическим и динамическим режимом типичным синоп-

тическим вихрям, статистическим результатом влияния которых и является. Как синоптические вихри определяют погодные условия, так и он в большой мере ответствен за изменения климатического режима [8].

Свойственная отдельным циклонам в их тыловой части интенсификация турбулентной энергоотдачи в атмосферу так же ярко проявляется и в климатическом вихре в районах систематического затора холода с северо-запада. Она и ассоциируется в литературе с энергоактивной зоной. Результаты, полученные при рассмотрении других районов планеты в северном и в южном полушариях, оказались идентичны.

Таким образом, энергоактивные зоны могут рассматриваться как синоптические активные области. Это определяет механизм их формирования. Такие области, включая и Норвежскую энергоактивную зону, характеризуются не только средней активной энергоотдачей в атмосферу из океана, но и значительно более высокими значениями горизонтального и вертикального крупномасштабного вихревого транспорта энергии, мощным энергоснабжением глобальной атмосферной циркуляции. Так что эти результаты имеют большое значение для развития теории общей циркуляции, совершенствования схем прогноза погоды и климата. Они выдвигают важную проблему, требующую экспериментального решения по количественному изучению причин высокой повторяемости синоптических вихрей в таких областях, по выяснению динамики и энергетики климатических вихрей, определению главных факторов, управляющих их эволюцией и др. В частности, продолжение экспериментальных работ в Норвежской энергоактивной зоне важно для параметризации и количественного определения вклада статистических эффектов синоптических волновихревых процессов в осредненных уравнениях, предназначенных для описания климатической эволюции параметров.

На основе океанологической экспериментальной информации, полученной для различных сезонов в регулярной сети с высоким разрешением, удалось составить более полные представления о термической структуре и интегральной циркуляции вод, расширить знания о свойствах, строении полярной фронтальной зоны, синоптической изменчивости в бассейне, механизмах образования и стока донных вод.

Установлено распределение теплосодержания вод в Норвежской энергоактивной зоне, показавшее существование крупных и устойчивых неоднородностей в поле температуры, прослеживающихся до значительных глубин. Для различных сезонов показано, что в распределении теплосодержания главного термоклина появляется система квазистационарных аномалий с типичным поперечным размером в 150—250 км, которые локализованы по обе стороны главной полярной фронтальной зоны Северо-Европейского бассейна. Аномалии характеризуются средней по вертикали положительной или отрицательной температурой и поэтому получили название очагов тепла или холода [2, 7, 9—11]. Первые

имеют тенденцию располагаться в области Норвежского течения в атлантических водах, т. е. справа от полярной фронтальной зоны, а вторые — в области ответвлений Восточно-Гренландского течения в арктических трансформированных водах, т. е. слева от полярной фронтальной зоны, причем ядра аномалий тяготеют к отрицательным формам рельефа дна или к материковому склону.

Несмотря на удивительную устойчивость в пространстве, очаги подвержены значительным изменениям, касающимся их размеров, геометрии и оценок различных параметров. В бассейне в пределах используемой пространственной дискретности наблюдений обнаружено не менее 4—5 очагов холода и 5—6 очагов тепла. Очаги являются важным элементом термического режима, поскольку обеспечивают основной вклад в запасы тепла вод, репрезентативны для оценки изменений теплосодержания океана, а также связаны с энергообменом с атмосферой. Очевидна роль очагов как климатически значащих объектов для прогноза термических условий и в качестве основы для организации мониторинга климата океана. Выявленный очаговый характер поля теплосодержания Северо-Европейского бассейна и наметившиеся связи термических неоднородностей с существованием и интенсивностью процессов в области полярной фронтальной зоны океана представляют ранее неизвестную закономерность пространственной структуры теплового состояния вод [11].

Инструментальные измерения течений, имеющиеся косвенные данные указывают на адвективный характер происхождения очагов тепла и холода. Результаты экспериментов по расчету течений с помощью модели А. С. Саркисяна свидетельствуют, что выявленные термические образования с холодным и теплым ядром связаны с существованием квазистационарных циркуляций — вихревых структур циклонического или антициклонического типа. Все основные результаты, полученные по термическим аномалиям, характеризуют и круговороты. Такие вихри квазистационарны, а характер их взаимного расположения относительно главного гидрофронта, вероятно, свидетельствует об определенной генетической связи между крупными формами динамического рельефа и полярной фронтальной зоны [10, 11].

Вертикальное строение вихрей оказалось весьма сложным. По существу это параболоиды вращения, состоящие из двух (или более) слоев различной толщины, в которых отмечаются разные знаки завихренности течений. За счет разнонаправленности движений по горизонтали и вертикали, возможно, и достигается баланс сил, действующих в объеме вихря и необходимый для сохранения относительной неизменности положения в пространстве.

Результаты исследований позволяют сформулировать гипотезу о среднемасштабной структуре интегральной циркуляции верхнего 1000-метрового слоя Северо-Европейского бассейна. Динамический рельеф бассейна есть не что иное, как сбалансированная система из циклонических (антициклонических) круговоротов и струйных течений фронтального типа. Традиционному взгляду на

структуру течений Северо-Европейского бассейна как на крупномасштабное циклоническое образование вод предложена более реальная альтернатива в виде крупномасштабных круговоротов циклонического на западе и антициклонического на востоке (с 4—6 ядрами-вихрями), в области взаимодействия которых локализуется главная полярная гидрологическая фронтальная зона. Отсюда в качестве элементарной ячейки циркуляции может быть представлена комбинация из сопряженных циклона и антициклона.

Данные о переносах вод и уточнение местоположения климатической фронтальной зоны способствовали укреплению предположения о существовании в Северо-Европейском бассейне внутренней глубинно-изолированной системы течений с большим интегральным расходом, о значительном влиянии глубинных процессов на состояние бассейна. Накапливаются сведения о колебательном характере изменений крупных форм теплового поля внутри сезона, в котором важное место занимает существование оппозиции между восточной и западной (относительно полярной фронтальной зоны) частями бассейна в зональном, а также между глубоководными котловинами и более мелководными участками акватории в меридиональном (по одну сторону от полярной фронтальной зоны) направлениях.

Обсуждается точка зрения о наличии индивидуальных мод изменчивости состояния Северо-Европейского бассейна, когда режим автоколебаний может стать ведущей закономерностью формирования как нормальных, так и аномальных условий в океане. Получены первые данные о бимодальности режима Норвежского течения. В первом случае поток ориентирован по полярной фронтальной зоне строго на север в Арктический бассейн, а во втором — по внутримассовой фронтальной зоне вблизи континентального склона на северо-восток в Баренцево море. Не исключено, что два режима Норвежского течения вызываются перераспределением притока атлантических вод между Фареро-Шетландским и Фареро-Исландским проливами. Аналогичные механизмы крупномасштабной изменчивости течений должны работать в Восточно-Гренландском течении, которое в климатическом масштабе когерентно с Норвежским.

Многоядерная структура циркуляции (и теплового поля) достаточно надежно идентифицирована для всех сезонов года только для Норвежского моря. В Гренландском море из-за недостатка сведений о поле плотности положение динамических образований установлено с меньшей степенью достоверности, а в проливах Фрама и Датском, на шельфе Гренландии — лишь предположительно. Также недостаточно изучена вертикальная структура циркуляции, движения глубинных и донных вод, их движущая сила, поведение основных вихревых образований во времени и взаимосвязь между ними.

Предполагается существование крупномасштабных круговоротов в море Ирмингера, к западу от Англии, вблизи порога

Уайвилля—Томсона. Изучение таких циркуляций имеет принципиальное значение для исследования причин колебаний водообмена на южной границе Северо-Европейского бассейна и влияния Атлантики на тепловое состояние вод бассейна. Поэтому расширение района исследований до 50° с. ш., как это планировалось на этапе научных задач изучения Северо-Европейского бассейна, будет весьма полезным для решения указанных задач.

Объективные характеристики водо- и теплообмена через проливы, соединяющие Северо-Европейский бассейн с Атлантическим океаном и арктическими морями, за прошедшее пятилетие не получены. Также не проверены гипотезы о характере переносов через Фареро-Исландский пролив. Предполагается, что причина внутримесячной изменчивости притока атлантических и механизм стока донно-глубинных вод могут быть объяснены рингообразованием в полярной фронтальной зоне. Эти представления носят фрагментарный характер, недостаточно обоснованы результатами измерений, нуждаются в количественном подтверждении.

Определено среднеклиматическое и по отдельным сезонам среднемесячное положение полярной фронтальной зоны. Описаны общие свойства полярной фронтальной зоны, некоторые условия и предпочтительные районы фронтогенеза, структура, особенности динамики вод. Выявлены участки (районы порога Мона, Фареро-Исландского пролива), характеризующиеся небольшим поперечным размером, что объясняется сильным эффектом конвергенции полярных и атлантических вод под влиянием топографии дна. В этих условиях деформациям, обусловленным баротропно-бароклинной неустойчивостью струйного течения в большей степени подвержена та граница полярной фронтальной зоны, которая находится в более теплой воде, т. е. гидрофронт атлантических вод. Гидрофронт полярных вод в масштабе сезона относительно стабилен. Это явление объяснено особенностями горизонтальной структуры поля плотности на границах полярной фронтальной зоны. В первом случае изменения вкладов температуры и солености в плотность имеют разные знаки, а во втором — совпадают. В центре моря конвергенция вод выражена слабее, вклады температуры и солености в градиент плотности на теплом и холодном фронтах имеют разные знаки при преобладании вклада температуры. Ослабление фактического перепада плотности приводит к понижению пространственной устойчивости течений на фронтах в районе $64\text{--}69^\circ$ с. ш., причем устойчивость течений теплого фронта всегда ниже. Именно здесь наиболее развит механизм трансфронтального переноса и обмена свойствами между атлантическими и полярными водами, наблюдаются значительные сезонные миграции теплого фронта и наиболее резкие преобразования структуры циркуляции в синоптическом масштабе времени.

Однако на количественной основе процессы переноса свойств через фронты практически не изучались. Известна единственная попытка, предпринятая в ЛГМИ, оценить величину трансфрон-

тального переноса вихревыми образованиями, вертикальными движениями, возникающими вследствие уплотнения при смещении и наличия интрузионных прослоек. При реальных условиях вблизи южного участка полярной фронтальной зоны указанные механизмы трансфронтального переноса оказываются достаточно эффективными. Полученные результаты по изучению полярной фронтальной зоны относятся к достаточно большим масштабам времени и пространства. Остаются неисследованными фронтогенетические механизмы, процессы неустойчивости, тонкоструктурная активность, мезомасштабные и синоптические явления.

Проблема изучения донных вод затруднена сложностью организации исследований в районе Гренландских котловин вследствие наличия дрейфующих льдов. В проведенных исследованиях были рассмотрены возможные механизмы трансформации поверхностных вод и процесс образования донно-глубинных вод. Удалось выделить два подтипа донных вод и представить основные стадии формирования донных вод, которые в той или иной степени активно протекают в течение всего года, а не только зимнего периода. Первый подтип «новые донные воды» образуется при смешении гренландских шельфовых и возвратных атлантических во все сезоны. Затем эти воды вовлекаются в ячейки циклонической циркуляции Гренландского моря. Благодаря интенсивным конвективным процессам, специфическому режиму вертикальной циркуляции происходит дальнейшее опреснение и охлаждение вод. Они на этой временной стадии к концу зимы трансформируются в «старые» донные воды, заполняющие котловины и стекающие в сопредельные акватории.

Область локализации донных вод Гренландского моря в места существования крупного циклонического круговорота исследовалась на специальном полигоне в марте—апреле 1984 г. в конце периода зимней трансформации вод. В результате обнаружено развитие на большой площади интенсивной конвекции, достигающей дна (3500 м), изучение которой может способствовать развитию представлений о механизме формирования донных вод Северо-Европейского бассейна [4, 5].

В прошедшие годы продолжено изучение долгопериодной изменчивости состояния Северо-Европейского бассейна, длительных тенденций и аномалий в его различных полях. Предпринята попытка построения осредненной функции годового хода теплосодержания различными слоями Норвежского моря, естественно, без учета межгодовых различий, которая может быть в первом приближении представлена в качестве нормального годового хода. Характер сезонной эволюции теплосодержания в слоях 0—200, 0—2000 м, 0 м — дно свидетельствует о наличии одного максимума и одного минимума в изменении теплового состояния моря внутри годового цикла. Максимум теплосодержания в поверхностном слое формируется в конце августа — начале сентября, а для остальных слоев — в сентябре. Минимум, вероятно, отмечается в конце марта — в апреле.

Летний максимум теплового состояния 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. Зимний минимум теплосодержания формируется в условиях отрицательного радиационного баланса водной поверхности, падения интенсивности адвекции и наступает с запаздыванием относительно максимума в потоке тепла из океана в атмосферу. Сезонная амплитуда теплосодержания для поверхностного слоя 0—200 м равна 135—150 кДж см⁻², что соответствует средней теплопередаче в 75—85 Вт м⁻² с поверхности в течение холодного периода. Эта величина, вероятно, является нижним пределом теплоотдачи океана в атмосферу в районе Норвежской энергоактивной зоны [2, 6, 7].

Кроме того, установлено, что наибольшие дисперсии теплосодержания в слое 0—200 м отмечаются в июне—июле, октябре—ноябре. Следовательно, эти периоды характеризуются наибольшей энергетичностью процессов. Летом в верхнем 20-метровом слое пространственная неоднородность крупномасштабных полей температуры убывает, а в слое 30—75 м возрастает и достигает максимума. Подповерхностный слой летом выделяется также наиболее быстрым убыванием временной корреляции и минимальным интервалом корреляции поля температуры по широте и долготе. Интервал корреляции основных полей деятельного слоя в теплую половину года меньше, чем зимой в 1,5—3 раза, т. е. информативность летних наблюдений выше зимних. В весенне-летний период аномалии теплозапаса формируются в подповерхностном слое, а зимой они проявляются на поверхности [1].

В. Г. Савченко и А. П. Нагурным на основе модели климата системы атмосфера—океан—лед получены оценки и показано влияние тепловых потоков и аномалий температуры в Северной Атлантике и Норвежской энергоактивной зоне на изменения климата высоких широт, который имеет асинфазный характер. Задание аномалии в этой зоне приводит к более четкому проявлению изменений климата Северного Ледовитого океана. Аномалии, расположенные в тропической зоне, вызывают однофазное изменение климата высоких широт. Положительные аномалии температуры поверхности океана в умеренных и высоких широтах Северной Атлантики способствуют развитию меридиональных форм движений атмосферы, отрицательные — зональных. Применение спектрального варианта модели позволило обнаружить в системе стоячих волн атмосферного давления меридиональное возмущение с большой амплитудой, которое может быть интерпретировано как одна из форм блокировки западно-восточного переноса в атмосфере [3].

Ю. В. Николаевым выявлена связь между временным ходом типов циркуляции Вангенгейма—Гирса и климатическими колебаниями температуры воздуха северного полушария. Подтвержден

вывод о росте неустойчивости атмосферных процессов за последние 25 лет. Показано, что одной из причин такого перелома в ходе общей циркуляции атмосферы является резкая смена знака аномалий температуры воды в Северной Атлантике с положительного на отрицательный [3].

В термическом режиме Северо-Европейского бассейна в последние десятилетия А. В. Шевченко отмечено наличие отчетливо выраженных 12—15-летних колебаний, развивающихся на фоне длительного нисходящего тренда. Этот тренд является отражением климатических изменений (в температуре воздуха), происходящих в северном полушарии.

В начале 1980 г. закончилась нисходящая фаза 12—15-летнего цикла, поэтому в 1983—1990 гг. следует ожидать повышения теплового фона, который должен быть более значимым, чем во время предыдущей положительной фазы, поскольку будет проявляться на фоне восходящего климатического тренда.

Действительно, по имеющимся данным теплосодержание вод Норвежского моря в последние годы уменьшалось и в 1983 г. достигло минимума, после чего к 1986 г. отмечено повышение теплового фона. По данным А. В. Янеса, геострофический среднегодовой расход тепла в Фареро-Шетландском проливе после 1960 г. понижается, что указывает на продолжающееся сохранение малой интенсивности Северо-Атлантического течения по величине, близкой к отмечающейся в начале века. В целом в 1986 г. наблюдалось превращение тенденции падения расходов в проливе. Эти сведения указывают на сложный характер формирования крупных аномалий и длительных тенденций теплового состояния бассейна и важную роль в этом процессе режима взаимодействия полярных и атлантических вод (т. е. Восточно-Гренландского и Норвежского течений), показателем которого является положение полярной фронтальной зоны океана. При западном положении этой зоны, например, может наблюдаться повышение теплосодержания вод даже при низкой интенсивности их адвекций на южной границе бассейна.

Подводя итоги исследования Северо-Европейского бассейна, становится очевидным, что многие выводы базируются на косвенных сведениях, результатах расчетов, носят характер гипотез и предположений и не всегда подтверждены нужным количеством прямых измерений и конкретных данных. Фактически сделаны первые шаги в целенаправленном и планомерном, широкомасштабном и комплексном исследовании бассейна. Изучена в общем плане структура полей морской среды (т. е. внутреннее устройство бассейна) и отчасти сезонные изменения этих полей. Остается неизвестным, в каких состояниях может находиться бассейн с течением времени (поведение фронтов, главных термохалинных образований в пределах года и в многолетнем плане), т. е. его океанографический режим, а также закономерности формирования режима под влиянием внешних факторов и климатических механизмов [6]. Для создания физической модели климата оке-

ана в районе Северо-Европейского бассейна ответы на эти вопросы имеют решающее значение. Поэтому недостаток фактической информации продолжает стимулировать необходимость проведения экспедиционных работ.

В перспективе следует акцентировать внимание на изучении режима бассейна, в связи с чем необходимо развить исследования тонких структур, локальных явлений, которые представляются управляющими или стимулирующими в более крупномасштабных системах и механизмах: вихревой активности, конвекции, диффузионных процессов и т. д. Изучение таких процессов и явлений требует значительного уменьшения дискретности измерений, большей синхронизации работ и привлечение современных технических средств получения информации.

Развивать натурные исследования следует при одновременном выполнении измерений в северной части Атлантического океана и в Северо-Европейском бассейне. Многие процессы в атмосфере и океане зарождаются в Атлантике и, имея восточную и северную компоненту развития, приходят в бассейн ослабленными. Естественно, что циклогенез и адвекцию лучше изучать вблизи источника формирования. Расширение района исследований позволит сопоставить причину и следствие в пределах одного масштаба времени.

В общем плане основные задачи исследований на ближайшую перспективу можно сформулировать следующим образом:

- 1) исследование процессов крупномасштабного энергообмена между океаном и атмосферой, выявление роли океана в энергетическом балансе северной полярной области (определение соотношений океанического и других источников генерации потенциальной энергии атмосферы);

- 2) исследование пространственно-временной структуры и закономерностей формирования средней циркуляции бассейна, его теплового состояния и водообмена с прилегающими акваториями;

- 3) исследование структуры и динамики фронтальной зоны океана, ее роли в развитии средней циркуляции и связей с разномасштабными изменениями режима вод, в том числе долгопериодными;

- 4) изучение донных и промежуточных вод (механизмы образования, распределения, сток) и их влияние на термодинамические условия в бассейне;

- 5) изучение сезонного, годового хода в термодинамическом состоянии бассейна, а также крупных аномалий и длительных тенденций в изменении системы атмосфера—океан в связи с вариациями доминирующих климатообразующих факторов.

Основной проблемой изучения Северо-Европейского бассейна является разработка методов долгосрочного прогноза погоды и климата. Богатый опыт, накопленный в теоретических и экспериментальных разработках в этом направлении, показал, что они наименее разработаны для полярных климатических зон. Здесь сосредоточены максимальные расхождения теоретических резуль-

татов с данными, а объем экспериментальной информации — значительно меньше, чем для умеренных и тропических широт. С другой стороны, климатические условия и механизм их формирования в полярных областях планеты требуют активного изучения не только потому, что здесь сосредоточены районы, важные для развития человеческой деятельности, но и в связи с тем, что процессы, протекающие здесь, играют важную роль в формировании глобальных условий погоды и климата.

Специфика условий в полярных областях в масштабах погоды и климата определяется, главным образом, соотношением двух факторов, наиболее значительных в бюджете внутренней энергии. Это — соотношение между дефицитом радиационного притока и транспортом энергии из умеренных широт. Если особенности радиационной энергетики ответственны в основном за долговременные изменения, то особенности среднего и волновихревого транспорта энергии в полярные области связаны с климатической изменчивостью в масштабе времени несколько лет. Именно с учетом последней и связаны основные разработки по проблеме долгосрочного прогноза погоды и короткопериодных изменений климата.

Основной транспорт энергии, массы, импульса и момента в северную полярную область из умеренных широт и в атмосфере и в океане сконцентрирован в секторах Атлантического и Тихого океанов, где они переносятся средними течениями, имеющими меридиональную компоненту, и синоптическими волновихревыми потоками. Здесь отмечается максимальная повторяемость синоптических вихрей, ответственных за вертикальный и горизонтальный крупномасштабный вихревой перенос, за энергопитание средних глобальных течений и формирование средней циркуляции.

Таким образом, Северо-Европейский бассейн является ключевым синоптически активным и энергоактивным районом, в котором и сосредоточены процессы, требующие внимания в проблеме долгосрочного прогноза погоды и климата. Одновременно изучение здесь таких процессов наиболее удобно и эффективно.

Отличия условий в атмосфере, океане и подстилающей поверхности в полярных областях в субполярных широтах весьма велики и пронизывают все элементы климатической системы, накладывая существенную специфику как на процессы формирования среднего состояния в самих элементах (атмосфера, океан, льды, суша), так и на процессы взаимодействия между элементами. Это дает основание для отдельного изучения климатической системы полярных областей и полярных широт как части данной климатической системы.

Полученные за последние годы результаты, собранная экспериментальная информация, накопленный опыт в организации и выполнении экспериментальных и теоретических исследований в рамках программы «ПОЛЭКС», а также для других климатических зон позволяют обозначить основные проблемы теоретических и экспериментальных исследований в данном направлении.

1. Изучение климатообразующих механизмов в основных элементах климатической системы полярных областей, направленное на разработку методов описания климатической эволюции атмосферы, океана, льдов и т. д. при заданных внешних условиях со стороны других элементов системы.

Для атмосферы решение этой проблемы направлено на разработку моделей климата и общей циркуляции. Важнейшими задачами здесь являются изучение и параметризация особенностей радиационного режима, синоптической и климатической волновой динамики и энергетики, режима влагооборота и облачности, режима пограничного слоя, формирования вертикального строения, воздушных масс, фронтальных зон и др.

Для океана большое значение имеет изучение верхнего слоя с учетом особенностей баланса тепла и солей у поверхности, влияния льдов, изучение морской турбулентности, мезомасштабных вихрей, механизмов формирования водных масс, фронтальных зон, трансфронтального обмена, особенностей формирования средней циркуляции океана, режима крупномасштабной энергетики океана.

Решение перечисленных задач для атмосферы и океана в целях разработки климатической теории циркуляции закладывает основу для разработки методов долгосрочного прогноза погоды и климата с учетом специфики полярных и субполярных широт. Большое значение в проблеме изучения элементов климатической системы имеет изучение морского ледяного покрова и материковых льдов, являющихся уникальным элементом, характерным только для полярных и субполярных широт. Сюда относится исследование динамики дрейфующих льдов и механизмов их дрейфа, формирования их сплоченности, положения кромки, эволюции толщины и др.

Большой значимостью обладает изучение суши континентов и островов, их радиационных и тепловых свойств, гидрологического режима, процессов переноса на суше, материковых льдов и пр.

2. Изучение процессов взаимодействия между элементами климатической системы, направленное на параметризацию и разработку ее моделей с учетом связей между ее элементами.

Данная проблема включает рассмотрение и параметризацию процессов взаимодействия атмосферы и океана с учетом морских льдов, специфических условий турбулентного режима в пограничных слоях; процессов взаимодействия атмосферы с поверхностью суши и материковыми льдами; процессов обмена между сушей и океаном, включая пресный и ледовый сток, изменения радиационного режима поверхности, геологический сток и др.; процессов газового и аэрозольного обмена между атмосферой, льдами, океаном и сушей и др.

3. Изучение антропогенного влияния на состояние климатической системы, направленное на решение прикладных задач на основе ее моделей и статистического анализа данных.

4. Изучение процессов взаимодействия в Земной климатической

системе между полярными областями и другими широтными зонами в целях выяснения роли полярных областей в формировании глобальных климатических условий.

Решение перечисленных проблем ориентируется, прежде всего, на изучение специфических особенностей, характерных для полярных областей и Северо-Европейского бассейна, в частности, кроме этого, изучение ориентируется на рассмотрение статистических параметров, характеризующих климатические условия и механизмы их формирования.

Наиболее оптимальная организация исследований может быть достигнута, если решение каждой проблемы будет осуществляться одновременно по нескольким направлениям. Они являются самостоятельными, обладающими своими методами, но одновременно взаимосвязаны и дополняют друг друга.

1. Обобщение экспериментальной информации, результатов ее статистического анализа и диагностических исследований данных проводится в рамках теоретических исследований. Они направлены на разработку методов количественного описания эволюции параметров климатической системы с учетом действующих механизмов. Теоретические исследования ставят задачи по выполнению диагностических и статистических исследований, основанных на использовании экспериментальной информации.

2. Диагностические и статистические исследования используют аппарат и терминологию теоретических исследований для анализа данных. С одной стороны, результаты диагностических и статистических исследований служат для развития теоретических, создавая для них феноменологическую основу, возможности для усвоения данных и для сопоставления с данными теоретических результатов. С другой стороны, ставят конкретные задачи экспериментального изучения количественных экспериментальных исследований в русле.

3. В основу выполнения экспериментальных исследований закладывается физико-математическая терминология по уровню теоретического изучения, а диагностические исследования определяют количественную сторону стратегии и тактики выполнения экспериментальных работ, позволяют осуществить количественную постановку экспериментальных задач, определяя дискретность измерений в пространстве и времени, необходимую точность измерений, состав измеряемых параметров, локализацию и размеры района, а также период измерений. Результаты их составляют основу диагностического и статистического изучения и выражаются в виде количественных рекомендаций по дальнейшему развитию теоретических работ.

Наиболее совершенный уровень может быть достигнут при тесном взаимодействии и одновременной реализации этих направлений. Тогда непрерывное обновление экспериментальной информации обуславливает постоянную проверку результатов ее анализа. Это стимулирует развитие теоретического описания при усвоении в нем результатов анализа данных. Развивающееся теоре-

тическое описание диктует непрерывное обновление экспериментального изучения, осуществляя управление экспериментом.

4. Методы и результаты каждого из перечисленных направлений могут использоваться в четвертом направлении — в прикладных исследованиях, направленных на удовлетворение потребностей деятельности людей, для планирования этой деятельности, а также для развития дальнейших научных исследований.

Следует отметить, что уже на современном уровне изучения Северо-Европейского бассейна соотношения разработок таково, что обеспечивает необходимое опережение теоретических разработок в сравнении с диагностическими и статистическими, а также экспериментальными работами. Это уже в настоящее время позволяет с необходимой оптимальностью планировать экспериментальное изучение, эффективно решать задачи статистического анализа и диагностических исследований экспериментальной информации, проводить усвоение данных в теоретических моделях.

Полученные результаты теоретических и экспериментальных исследований в соответствии с проблемами изучения выдвигают следующие ближайшие перспективы исследований по каждому из направлений.

I. Теоретические исследования по каждой из упомянутых проблем изучения атмосферы и океана могут подразделяться на ряд отдельных разработок:

1. Решение модельных задач по изучению отдельных механизмов, значимых в формировании климатических полей, направленное на разработку схем описания их эффектов для использования в комплексных климатических моделях. Примерами могут служить задачи по изучению эффектов вихревой динамики (коллапс вихрей, неустойчивость вихрей и волн, взаимодействия между вихрями и потоками и др.); эффектов радиационной энергетике, фазовых преобразований влаги, облачности; пограничных слоев океана и атмосферы и др.

2. Разработка климатических моделей, учитывающих широкий комплекс климатически значимых механизмов, направленных на описание поведения отдельных элементов климатической системы (атмосферы, океана, льдов, суши).

3. Разработка комплексных моделей, направленных на описание поведения всей климатической системы с учетом взаимодействия между ее элементами.

4. Решение задач усвоения экспериментальной информации в теоретических моделях.

5. Решение задач, ориентированных на прикладные разработки.

6. Решение задач оптимального планирования экспериментальных исследований.

7. Выработка рекомендаций для диагностических и статистических исследований.

II. Диагностические и статистические исследования по экспериментальной информации должны быть направлены на:

- выполнение количественных оценок по данным параметров, фигурирующих в теоретических моделях;
- создание количественной феноменологической основы для параметризации подсеточных процессов;
- преобразование экспериментальной информации для количественных сопоставлений с теоретическими результатами, для усвоения в моделях;
- выработка стратегии и планирования экспериментальных работ (вопросы размещения измерительных комплексов, дискретность измерений в пространстве и времени, период сбора данных, точность измерений, состав и т. д.);
- количественные оценки для прикладных исследований.

III. С учетом полученных результатов и опыта, накопленного в проведении экспериментальных исследований, для решения сформулированных проблем возможно представить перспективу их проведения в следующем виде.

1. В целом исследования должны состоять из систематического сбора комплексной информации. Единичной фазой такого сбора может быть хорошо проведенная форма натурных экспериментов типа «ПОЛЭКС-Север» с организацией системы сбора в виде полигона на акватории Северо-Европейского бассейна и длительного сбора в течение сезона. Организация системы в пространстве формируется с учетом результатов объективного анализа и классификации уже имеющихся экспериментальных данных для обеспечения эффективности обработки данных, объективного анализа, классификации, статистического обобщения.

2. Сбор данных по атмосфере осуществляется сетью аэрологических станций, научно-исследовательскими судами и информацией ИСЗ. Океанографические данные собираются в виде съемок. Единичные сезонные эксперименты проводятся в течение одного — трех десятилетий в различные сезоны, чтобы охватить годовой ход и полно характеризовать межгодовую и внутривековую изменчивость по мере накопления данных.

3. На фоне такого мониторинга, единицей которого являются сезонные натурные эксперименты, целесообразно проведение супер-экспериментов с дискретностью 2—3 года, длительностью в сезон для различных сезонных условий. В их период целесообразно расширение акватории сбора информации на всю Северную Атлантику до 40—50° с. ш. с тем, чтобы включить в область изучения всю синоптически активную зону от районов зарождения циклонов, их перемещения на северо-восток до районов стационарирования и разрушения над Норвежским и Баренцевым морями. Расширение может быть основано на использовании более широкой сети аэрологических станций, расширении на юг районов работы научно-исследовательских судов и использовании максимально возможных экспедиционных средств.

Это позволит в течение суперэкспериментов получить наиболее полную информацию о всей синоптически активной области, изучить динамику и энергетику климатического атмосферного

вихря, динамику подвижных атмосферных синоптических вихрей, включая процессы вихреобразования, а также баротропизации и энергопитания крупномасштабной циркуляции. Это даст возможность для сбора экспериментальной информации, необходимой для количественного уточнения параметризации в моделях климата эффектов радиационной энергетики, влагооборота и облачности, особенностей газового состава аэрозоля гидрологического цикла. Это позволит составить максимально полную картину о формировании течений в Северной Атлантике и водообмена с Северным Ледовитым океаном, о динамике фронтальных зон, формировании и распространении донных и глубинных вод. Такая информация сможет стать надежной основой для проведения количественных диагностических исследований, для усвоения результатов объективного анализа в разрабатываемых моделях климата и циркуляции атмосферы и океана.

Получаемая информация должна безотлагательно использоваться для комплексных исследований и усваиваться в теоретических моделях. В основу детальных сценариев каждого из натуральных экспериментов должны закладываться рекомендации, выработанные в итоге диагностических и статистических исследований уже полученных данных, а также теоретических исследований. Поступила 10 VIII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане.— Л.: Гидрометеониздат, 1984.— 111 с.
2. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Структура, тепловое и динамическое состояние Норвежской энергоактивной зоны океана.— Итоги науки и техники, сер. атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», 1985, т. 5, с. 45—62.
3. Крутских Б. А. Основные итоги научно-исследовательской деятельности ААНИИ в XI пятилетке.— Метеорология и гидрология, 1986, № 3.
4. Нагурный А. П., Попов А. В. Интенсивное образование глубинных и донных вод и их формирование на поверхности в районе Гренландской котловины.— Метеорология и гидрология, 1985, т. 7, с. 70—75.
5. Нагурный А. П., Богородский П. В., Попов А. В., Священников П. Н. Интенсивное образование холодных донных вод на поверхности Гренландского моря.— Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 2, с. 478—480.
6. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1980.— 268 с.
7. 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, сер. атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», 1986, т. 7, с. 46—72.
8. Романов В. Ф., Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е. Энергетика атмосферы в полярных областях.— Л.: Гидрометеониздат, 1987.— 296 с.
9. Романцов В. А. Некоторые особенности термодинамического состояния Норвежского и Гренландского морей.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, с. 14—24.
10. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря (май—июль 1979 г.).— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 26—34.
11. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря.— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 82—100.

ДИАГНОСТИЧЕСКАЯ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНЕРГЕТИКИ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ «ПОЛЭКС»

Проводимые в последнее время крупномасштабные натурные эксперименты стали неотъемлемой частью развития геофизической гидродинамики, способствуя уточнению начальных и краевых условий и значений неизвестных коэффициентов в численных моделях циркуляции океана и атмосферы, а также параметризации различных подсеточных процессов. Так, проведение Первого глобального эксперимента «ПИГАП» и усвоение его данных [11] позволило откорректировать схемы численного прогноза погоды [20]. Натурные эксперименты «ПОЛИГОН-70» и «ПОЛИМОДЕ» определили открытие и экспериментальное изучение синоптических вихрей открытого океана [18]. Исследования по программе «ПОЛЭКС-Юг» позволили изучить структуру и динамику Антарктического циркумполярного течения [17].

Несмотря на то, что каждый натурный эксперимент ориентируется на решение конкретных научных задач, опыт проведения одного эксперимента может быть полезен при проведении других. Однако механический перенос вычислительных методов обработки и анализа данных в различных экспериментах, как правило, невозможен.

Рассмотрим методы обработки информации, собираемой при выполнении экспериментальных исследований по программе Полярного эксперимента («ПОЛЭКС») [19].

В соответствии с программой «ПОЛЭКС» основными задачами по изучению энергетики атмосферы и взаимодействия атмосферы и океана в натурных экспериментах являются следующие:

- изучение турбулентного режима в атмосферном и океаническом пограничных слоях;
- изучение атмосферных синоптических вихрей;
- изучение среднесезонного энергетического режима атмосферы и его изменчивости.

Реализация натурального эксперимента может быть разделена на четыре этапа. Первый этап включает планирование эксперимента, определяет исходную наблюдательную сеть. Вторым представляет собой фазу сбора информации о состоянии атмосферы и океана. Большой объем накопленной информации на третьем этапе подвергается специальной обработке и используется для решения ряда диагностических задач. Обобщенные результаты такого анализа на четвертом этапе используются в численных задачах циркуляции, на решение которых прямо или косвенно и был направ-

лен натуральный эксперимент. Если все четыре этапа выполняются одновременно и результаты усвоения уже поступившей информации используются для совершенствования системы сбора непосредственно в ходе эксперимента, можно говорить о проведении так называемого управляемого натурального эксперимента.

Для выполнения третьего этапа натурального эксперимента, очевидно, связанного с оперативным проведением большого объема разнообразных вычислений, требуется специальная диагностическая вычислительная система. Она должна включать методы первичной обработки информации, ее объективного анализа, диагностические задачи для расчета по экспериментальным данным тех параметров, которые не могут быть измерены в ходе эксперимента, а также задачи по осреднению и статистическому анализу информации и результатов расчета.

Рассмотрим диагностическую вычислительную систему, предназначенную для натуральных экспериментов «ПОЛЭКС». При планировании эксперимента в результате использования диагностической вычислительной системы организуется система сбора данных, состоящая из станций Всемирной службы погоды и научно-исследовательских судов. Используемая сеть обычно имеет близкое к оптимальному значение плотности исходной информации [7] для решения указанных задач. Синхронно (через 12 часов) в течение сезона принимаются данные аэрологического зондирования атмосферы от подстилающей поверхности до высоты 100 гПа на стандартных изобарических уровнях, а также данные приземных метеорологических и радиационных измерений, материалы гидрологических съемок, данные искусственных спутников Земли и т. д. На рис. 1 приведен пример схемы сбора аэрологической информации в Северо-Европейском бассейне при выполнении экспериментов «ПОЛЭКС-Север».

Функциональная схема диагностической вычислительной системы представлена на рис. 2. Это комплекс вычислительных программ, организованных по модульному принципу. Основная особенность диагностической вычислительной системы связана с необходимостью параллельного решения ряда задач на данной экспериментальной информации. По мере вычислений в рамках решения каждой из задач рассчитывается все большее число производных от исходных данных величин, в связи с чем повышается уровень обработки информации.

В рассматриваемом варианте диагностическая вычислительная система «ПОЛЭКС» включает в себя семь уровней обработки и обеспечивает решение следующих диагностических задач: *a* — диагноз локальных характеристик; *b* — диагноз атмосферного пограничного слоя; *c* — диагноз океанического пограничного слоя; *d* — диагноз свободной атмосферы; *f* — диагноз атмосферных синоптических вихрей.

Все вычислительные процедуры диагностической вычислительной системы разделены на пять крупных блоков в соответствии с уровнями обработки информации.

Блок 1 является общим подготовительным блоком для всех последующих вычислений (рис. 3). Исходной для него является информация, поступающая в центр сбора на втором этапе эксперимента. После сбора, занесения на магнитные носители (модули 1.1—1.2), информация подвергается пространственно-временному контролю. Для этого используется «правило трех сигм» (модуль

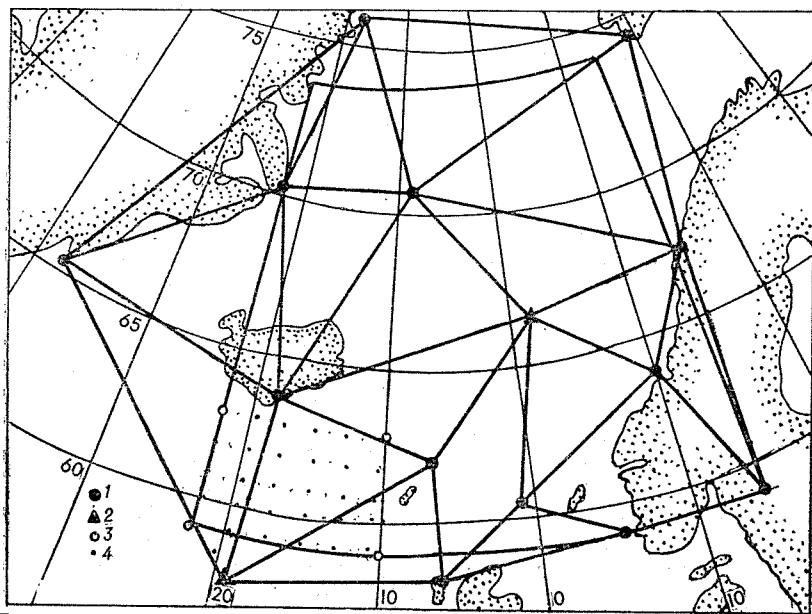


Рис. 1. Схема сбора и объективного анализа информации на примере натурного эксперимента «ПОЛЭКС-Север»:

1 — станции аэрологического зондирования; 2 — пункты измерения на судах (с учетом изменения координат); 3 — базовая интерполяционная сеть; 4 — расчетная сеть. Сплошные линии отмечают симплекс-элементы интерполяции в базовую сеть, а также границу экспериментального полигона.

1.3). Проверка сомнительных значений производится с привлечением синоптической информации. Отбракованные данные восполняются в модуле 1.4, для чего используется сплайн-аппроксимация. После контроля в пунктах измерений и восполнения данные проходят статистическую обработку и общий контроль с использованием имеющихся статистических характеристик и климатической информации (модуль 1.5). Модуль 1.6 формирует архив исходных данных нулевого уровня обработки в хронологическом порядке по пунктам измерений аэрологических и гидрологических параметров на стандартных горизонтах и у подстилающей поверхности.

Блок 2 (объективный анализ данных) выполняет первый уровень обработки информации (см. рис. 3). С учетом поставленных задач и имеющейся сети сбора информации модуль 2.1 анализирует возможное пространственное разрешение. Например, для исследований в рамках задачи f параметры интерполяции

1. Блок первичной обработки исходных данных в пунктах наблюдений						0
Архив исходных данных на стандартных уровнях в пунктах наблюдений						
2. Блок объективного анализа исходных данных						1
Рабочий архив исходных данных						
3. Блок диагноза актуального состояния						2
диагноз локальных характеристик		диагноз АПС	диагноз ОПС	диагноз СА	диагноз СВ	
3.1 Скорость движения, вращения СВ, завихренность, вертикальные движения, параметры турбулентного режима АПС, ОПС, турбулентные потоки в АПС и ОПС						3
a		b	c	d	f	
3.2 Энергетические параметры: удельная энергия, поверхностная и объемная плотности энергии						4
a		b	c	d	f	
3.3 Параметры энергетического бюджета: горизонтальный и вертикальный энергообмен, внутреннее преобразование энергии						5
a		b	c	d	f	
4. Блок диагноза осредненного состояния						6
b		c	d	f		
4.1 Осреднение по вертикали в слоях и по всей толще						7
b		c	d	f		
4.2 Осреднение по площади полигона, СВ, ОС.						8
b			d	f		
4.3 Осреднение по объему слоя, СВ, ОС, всей толщи						9
					f	
4.4 Осреднение по боковой поверхности						10
			d	f		
4.5 Осреднение по площади изобары						11
					f	
4.6 Осреднение по времени						12
a		b	c	d	f	
4.7 Осреднение за сезон						13
5. Блок статистического анализа						14
a		b	c	d	f	
5.1 Временные спектральные параметры						15
b		c	d	f		
5.2 Пространственные спектральные параметры						16
b			d	f		
5.3 Статистические моменты						17

Рис. 2. Схема диагностической модульной вычислительной системы.

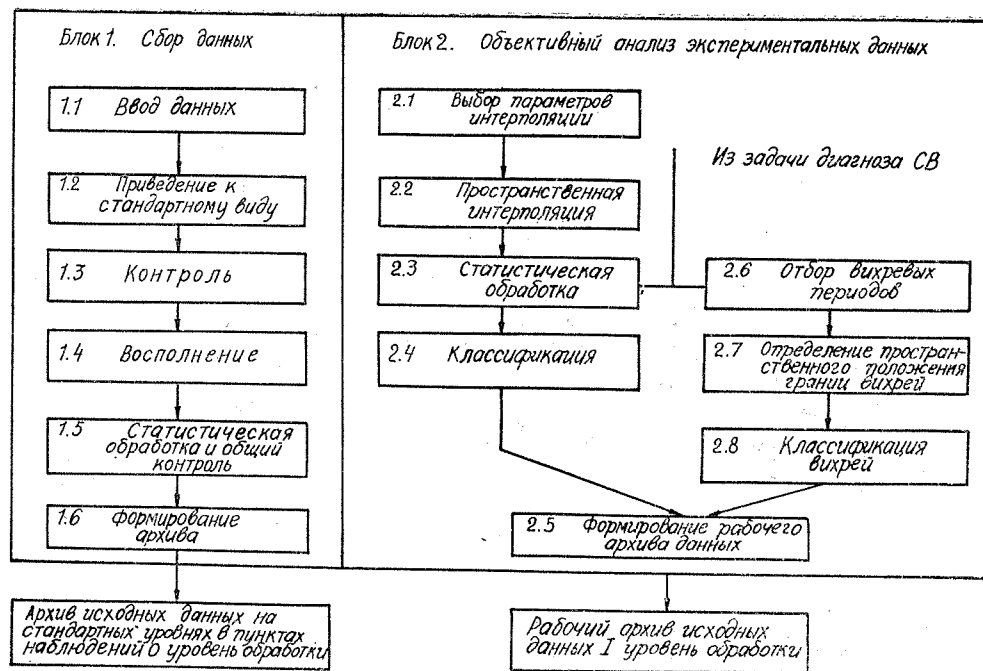


Рис. 3. Функциональная схема блоков сбора данных и объективного анализа.

подбираются так, чтобы минимизировать искажения пространственных колебаний синоптического масштаба. Делается вывод о возможности (или нет) достижения требуемого разрешения. Рекомендуются наиболее приемлемые шаги сетки, указываются области возможных максимальных искажений. В качестве эталонных полей при этом используются модельные или реальные поля.

В численных экспериментах с модельными полями модуль 2.1 в первой фазе натурального эксперимента может давать рекомендации по организации оптимальной системы сбора информации.

Модуль 2.2 производит пространственную интерполяцию собранной информации из пунктов измерения в узлы регулярной сетки (60×60 миль). Данные интерполируются сплайнами [10] на всех горизонтах для каждого из моментов наблюдений. В соответствии с выбранными параметрами интерполяции осуществляется требуемое пространственное сглаживание.

В модуле 2.3 оцениваются статистические (спектральные) характеристики полученных массивов. Модуль 2.4 проводит классификацию полей. Например, в рамках задачи f проводится классификация синоптических состояний атмосферы на полигоне за период эксперимента с помощью методов теории распознавания образов [6].

Для решения дополнительных задач предусмотрена возможность подключения параллельных линий модулей, например, для задачи f — модули 2.6—2.8.

Модуль 2.6, анализируя поле давления (кривизну изобар в нижнем слое атмосферы), отбирает лишь те поля, когда на акватории полигона находились синоптические вихри. Далее эти моменты группируются в периоды времени с присутствием синоптических вихрей ($\Delta t_{\text{св}}$) и остальные, когда вихрей над полигоном не было ($\Delta t_{\text{ос}}$).

Модуль 2.7 анализирует аномалии давления, плотности энергии и др. параметров для определения пространственного положения границы синоптических вихрей на полигоне таким образом, что оно примерно согласуется с положением первой внешней замкнутой изобары, т. е. с традиционным определением синоптических вихрей. Модуль 2.8 классифицирует отобранные синоптические вихри, используя модуль 2.4. Модуль 2.5 формирует рабочий архив исходных данных первого уровня обработки. Последний включает экспериментальную информацию, полностью подготовленную к дальнейшим вычислениям (сглаженную и согласованную в пространстве), а также результаты ее статистической обработки и классификации.

Уровни обработки в диагностической вычислительной системе выше первого в соответствии с существующими моделями (упрощениями) предусматривают проведение диагноза состояния атмосферы и океана. Обработка пяти последующих уровней объединена в три крупных блока.

Блок 3 (см. рис. 2) проводит диагноз так называемого актуального (фактического) состояния атмосферы в реальном масштабе

времени. Здесь информация проходит три уровня обработки при параллельном решении каждой из пяти диагностических задач.

Задача *a* предполагает диагностические расчеты локальных характеристик взаимодействия атмосферы, океана, льда и суши, профилей элементов в любом из узлов сеточной области. Задача *b* направлена на диагноз атмосферного пограничного слоя и позволяет провести расчет параметров в виде горизонтального распределения в узлах сетки, вертикально осредненных по толщине атмосферного пограничного слоя (H) или с восстановлением их профилей в атмосферном пограничном слое в узлах. Решение задач *a* и *b* основано на параметризации этого слоя [15]. Для этого используются выводы теории подобия для бароклинного стратифицированного планетарного пограничного слоя [14], что позволяет выразить искомые параметры турбулентного режима через внешние (измеряемые в эксперименте) параметры выше атмосферного пограничного слоя и на подстилающей поверхности и через универсальные безразмерные функции. Последние определены как автомодельное решение нелинейной дифференциальной модели атмосферного пограничного слоя с учетом бароклинности, стратификации и эффекта вертикальных движений [13], а также откорректированы экспериментальными данными [14]. При этом возможен учет различных типов подстилающей поверхности (суша, океан, океан с ледяным покровом) и наличие инверсии температуры в верхней части атмосферного пограничного слоя. Для учета взаимодействия с океаном к задаче атмосферного пограничного слоя *b* подключается связанная с ней задача о турбулентном режиме океанического пограничного слоя — *c*. Она основана на выводах теории подобия для этого слоя [16].

В блоке 3 предусмотрено вычисление результатов второго, третьего и четвертого уровней обработки информации. На втором уровне обработки определяются следующие параметры. В задаче *a* — параметры турбулентного режима атмосферного и океанического пограничных слоев, энергообмена между атмосферным пограничным слоем и подстилающей поверхностью (и океаническим пограничным слоем) — как локальные характеристики. В задачах *b* и *c* — распределения этих параметров по акватории полигона в узлах сетки, интегрально осредненные по толщине атмосферного пограничного слоя (или океанического пограничного слоя) или с разверткой по вертикали на основе использования профильных универсальных сплайн-функций. Кроме этого, задачи *b* и *c* дают распределение экмановских вертикальных движений на внешней границе пограничного слоя [13] и полных потоков в слое. В задаче *d* вычисляются распределения (в слоях или на изобарических уровнях) в свободной атмосфере завихренности и упорядоченных вертикальных движениях [1]. В задаче *f* кроме перечисленных в задачах *b*, *c*, *d* вычисляются распределения фазовой скорости, перемещения синоптических вихрей, ее средней и деформационной компонент, скорости орбитального вихревого вращения в синопти-

ческих вихрях [8]. Все эти результаты образуют архив данных второго уровня обработки (см. рис. 1).

На третьем уровне обработки вычисляются следующие энергетические параметры: внутренняя (в том числе скрытая, явная и полная), потенциальная, доступная потенциальная и кинетическая энергия в форме удельной энергии (Дж/кг), а также объемной (Дж/м³) и поверхностной плотности (Дж/м²) энергии. Кроме этого, возможен расчет кинетической энергии мелкомасштабной турбулентности в атмосферном и океаническом пограничных слоях и кинетической энергии мезомасштабной горизонтальной турбулентности.

Приведем расчетные выражения, определяющие объемную плотность соответственно внутренней e , потенциальной e_p и кинетической энергии e_k , интегрально осредненные по толщине атмосферного пограничного слоя и по толщине слоев между изобарическими поверхностями в свободной атмосфере. При этом для аппроксимации вертикального профиля температуры в атмосферном пограничном слое использовано аналитическое решение уравнения притока тепла при условии линейности профиля потока лучистой энергии в этом слое [13]. Для простоты приводимых выражений использован случай баротропного атмосферного пограничного слоя, отсутствие экмановских вертикальных движений [13] и квазилогарифмическая аппроксимация профиля скорости ветра в этом слое. В выражениях для интегрально-осредненной объемной плотности энергии в свободной атмосфере использована линейная аппроксимация профилей и политропное приближение. Для атмосферного пограничного слоя

$$\left. \begin{aligned} \bar{e}_i H^{-1} &= \rho_0 c_V [T_0 - (\lambda q_0 / c_p \rho_0 \kappa^2 v_*^2 + \gamma_a)(H/2)]; \\ \bar{e}_p H^{-1} &= 10^2 \ln^{-1}(\rho_0 / p_H) [p_0 - p_H (1 + \ln \rho_0 / p_H)]; \\ \bar{e}_k H^{-1} &= (\rho_0 / 2H) (v_1^2 + v_2^2); \quad v_1 = u_1^2; \quad v_2 = u_2^2; \\ v_i^{L^{1/3}} a_L^2 H^3 + a_L \beta_L (\ln H / z_0 - 1/2) H^2 + \beta_L^2 \times \\ &\times [\ln H / z_0 (\ln H / z_0 - 2) + 2]. \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где ρ_0 — средняя плотность воздуха; c_V — теплоемкость при постоянном объеме; λ — параметр Кориолиса; $q_0 a_T c_p \rho_0 k \theta / \partial z$ — турбулентный поток тепла; a_T — турбулентное число Прандтля; k — коэффициент турбулентной вязкости; θ — потенциальная температура; $c_p \rho_0$ — объемная теплоемкость воздуха; κ — константа Кармана; v_* — динамическая скорость; γ_a — адиабатический градиент температуры; z_0 — параметр шероховатости подстилающей поверхности; индексы «0» и «H», соответственно, указывают на принадлежность переменной уровню $z = z_0$, или $z = H$;

$$a_L = (u_L^H - \beta_L \ln H / z_0) H^{-1}; \quad \beta_L = (\beta_1, \beta_2);$$

$$\beta_1 = (v_* / \kappa) \cos \gamma; \quad \beta_2 = (v_* / \kappa) \sin \gamma; \quad u_L = (u_1, u_2);$$

по L — нет суммирования; γ — угол между направлением ветра и осью x ; множитель 10^2 обусловлен тем, что в выражении объемной

плотности энергии $e_p = \bar{e}_p H^{-1}$ (Дж/м³), давление p выражено в миллибарах.

Для свободной атмосферы выражения (1) для поверхностной интегральной энергии в слое плотности имеют более простой вид

$$\left. \begin{aligned} \bar{e}_k^{k+1} &= \frac{1}{2} (e_k^{k+1} + e_k^k) (H^{k+1} - H^k); \\ \bar{e}_p^{k+1} &= 10^2 \left[(H^k p_k - H^{k+1} p_{k+1}) - \frac{(H_k - H_{k+1})(p_k - p_{k+1})}{\ln(p_k/p_{k+1})} \right]; \\ \bar{e}_i^{k+1} &= \frac{1}{2} (e_i^{k+1} + e_i^k) (H^{k+1} - H^k); \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где k — номер изобарической поверхности.

В соответствии с работой [3] выражение для поверхностной плотности доступной потенциальной энергии e_a записывается в виде

$$e_a = \int_{v_s}^{p_{i+1}} \frac{c_p}{g} \gamma \left(\frac{p_0}{p_{00}} \right)^{2k} (\theta'' - \xi)^2 dp ds; \quad (3)$$

где s — площадь; γ — параметр статической устойчивости; ξ — параметр смещения; $p_{00} = 1000$ гПа; $k = R/c_p$ [2].

На четвертом уровне обработки информации вычисляются компоненты уравнений баланса энергии (мощности притоков энергии). Приведем уравнения баланса объемной плотности кинетической, внутренней и потенциальной энергии, интегрально осредненные по толщине атмосферного пограничного слоя, обозначив

$$\begin{aligned} (\overline{\dots}) &= (1/H) \int_0^H (\dots) dz \\ \left. \begin{aligned} K_1^L + K_2^L + K_3^L &= K_4^L + K_5^L + K_6^L + K_7^L; \\ I_1^L + I_2^L + I_3^L &= I_4^L + I_5^L + I_6^L + I_7^L + I_8^L + I_9^L \\ P_1^L + P_2^L + P_3^L &= P_4^L, \end{aligned} \right\} \quad (4) \end{aligned}$$

где K , I , P — объемные плотности мощности притоков соответственно кинетической, внутренней и потенциальной энергии, определенные выражениями

$$\left. \begin{aligned} K_1^L &= \partial_t \bar{e}_k^L; \quad K_2^L = \nabla_L \bar{e}_k u_L^L; \quad K_3^L = -e_k^H w_*^H; \\ K_4^L &= -g \rho \bar{w}^L; \quad K_5^L = \bar{u}_L \nabla_L p^L; \quad K_6^L = \bar{w} \nabla_z p^L; \\ K_7^L &= -\rho_0 K_H (\nabla_z u_L)^L; \\ I_1^L &= \partial_t \bar{e}_i^L; \quad I_2^L = \nabla_L \bar{e}_i u_L^L; \quad I_3^L = e_i^H w_*^H; \\ I_4 &= q_0 + LE_0; \quad I_5^L = -K_5^L = u_L \nabla_L p^L; \quad I_6 = -K_6^L = w \nabla_z p^L; \\ I_7^L &= -\nabla_L \bar{u}_L p^L; \quad I_8^L = -w^H p^H; \quad I_9^L = -\rho (R_H - R_0); \\ P_1^L &= \partial_t \bar{e}_p^L; \quad P_2^L = \nabla_L \bar{e}_p u_L^L; \\ P_3^L &= e_p^H w_*^H; \quad P_4^L = \bar{g} \rho \bar{w}^L = -K_4^L. \end{aligned} \right\} \quad (4a)$$

Уравнения баланса объемной плотности энергии, интегрально осредненные по толщине слоя H^{k+1} и H^k между изобарическими поверхностями P^{k+1} и P^k в свободной атмосфере, с учетом обозначения $(\overline{\dots}) = (H^{k+1} - H^k)^{-1} \int_{H^k}^{H^{k+1}} \dots dz$ имеют вид

$$\left. \begin{aligned} K_1^H + K_2^H + K_3^H &= K_4^H + K_5^H + K_6^H + K_7^H + K_8^H; \\ I_1^H + I_2^H + I_3^H &= I_4^H + I_5^H + I_6^H + I_7^H + I_8^H + I_9^H; \\ P_1^H + P_2^H + P_3^H &= P_4^H, \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где K , I и P — то же, что и в системе (4), только определяются выражениями

$$\left. \begin{aligned} K_1^H &= \partial_t \overline{e_k^H}; \quad K_2^H = \nabla_L \overline{e_k u}; \\ K_3^H &= \overline{e_k^{k+1} \omega_*^{k+1}} - \overline{e_k^k \omega_*^k}; \\ K_4^H &= -\overline{g \rho \omega^H}; \quad K_5^H = -\overline{u_L \nabla_L p^H}; \\ K_6^H &= -\overline{\omega \nabla_z p^H}; \quad K_7^H = K_{L\rho_0} \overline{\nabla_L \left(\frac{1}{2} u_L^2 \right)^H}; \\ K_8^H &= -k_{L\rho_0} \overline{(\nabla_L u_L)^2^H}; \\ I_1^H &= \partial_t \overline{e_i^H}; \quad I_2^H = \nabla_L \overline{e_i u_L^H}; \\ I_3^H &= \overline{e_i^{k+1} \omega_*^{k+1}} - \overline{e_i^k \omega_*^k}; \quad I_4^H = c_p \rho_0 k_L^T \overline{\nabla_L \theta^H}; \\ I_5^H &= -K_5^H = \overline{u_L \nabla_L p^H}; \quad I_6^H = -K_6^H = \overline{\omega \nabla_z p^H}; \\ I_7^H &= \nabla_L \overline{u_L p^H}; \quad I_8^H = -\overline{\nabla_z \omega p^H}; \\ I_9^H &= \rho_0 V^H; \quad I_{10}^H = \rho_0 (R_k - R_{k+1}); \\ P_1^H &= \partial_t \overline{e_p^H}; \quad P_2^H = \nabla_L \overline{e_p u_L^H}; \\ P_3^H &= \overline{e_p^{k+1} \omega_*^{k+1}} - \overline{e_p^k \omega_*^k}; \\ P_4^H &= -K_4 = \overline{g \rho \omega^H}. \end{aligned} \right\} \quad (5a)$$

Здесь обозначено $\partial_t = \partial/\partial t$; $\nabla_L = \partial/\partial x_L$ (L — индекс горизонтальных координат, z — индекс вертикальной координаты);

$$\begin{aligned} \nabla_L^2 &= \partial^2/\partial x_L^2; \quad \nabla_z = \partial/\partial z; \\ \omega_*^H &= \partial_t H + u_L \nabla_L H - \omega^H; \\ \omega_*^k &= \partial_t H^k + u_L^k \nabla_L H^k - \omega^k; \end{aligned}$$

ω — скорость вертикальных упорядоченных движений; k — означает номер изобарического уровня; g — гравитационное ускорение; k_H — коэффициент вертикальной мелкомасштабной турбулентной вязкости; k_L , k_L^T — коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и температуропроводности соответственно; q_0 и LE_0 —

турбулентный поток тепла и затраты тепла на испарение при $z=z_0$; R — поток лучистой энергии; I_9^H — приток внутренней энергии при фазовых преобразованиях влаги, определяемый из уравнения притока влажности

$$I_9^H = \rho_0 V = L[w_1 + w_2 - w_3 + w_4], \quad (6)$$

где

$$\left. \begin{aligned} w_1 &= \partial_t \overline{\rho_0 q^H}; & w_2 &= \nabla_L \overline{\rho q u_L^H}; \\ w_3 &= (\rho^{k+1} q^{k+1} w_*^{k+1} - \rho^k q^k w_*^k); \\ w_4 &= q_w^{k+1} - q_w^k; \end{aligned} \right\} \quad (6a)$$

L — теплота конденсации; q — удельная влажность; $q_w = -\alpha_s \rho_0 k \nabla_z q$ — вертикальный турбулентный поток влаги; α_s — турбулентное число Шмидта для влаги.

Распределение компонентов бюджета доступной потенциальной энергии определяется в соответствии с уравнением [21]

$$A_1 = A_2 + A_3 + A_4 + A_5, \quad (7)$$

где

$$A_1 = \partial_t e_a; \quad A_2 = \int N Q; \quad A_3 = \int w \alpha; \quad A_4 = - \int \nabla_p c_p N T u;$$

$$A_5 = \int (c_p T / p_k) (dp/dt);$$

$$\int = (gs)^{-1} \iiint \dots dx dy dp.$$

В соответствии с данными работы [3]

$$A_2 = \int [1 - (d\xi/d\theta)] Q N$$

где $N = \gamma (p/p_{00})^k (\theta'' - \xi)$; Q — неадиабатический приток тепла; $\alpha = 1/\rho$ — удельный объем; p_r — эталонное давление $p_r =$
 $= s \int p(\varphi, \lambda, \theta) ds$, $\nabla_p = \partial/\partial x_p$, x_p — изобарические координаты.

Таким образом, архив данных второго уровня позволяет рассчитывать независимыми прямыми методами каждый из компонентов (4) — (7) и получить пространственные распределения этих притоков на полигоне. Такие результаты, очевидно, характеризуют более полную картину формирования бюджета энергии в атмосфере, чем, например, данные работы [12]. Бюджет энергии в рамках уравнений (4) — (7) включает: локальное изменение плотности энергии во времени (K_1^L , I_1^L , P_1^L в атмосферном пограничном слое и K_1^H , I_1^H , P_1^H в свободной атмосфере), горизонтальный адвективный энергообмен (K_2^L , I_2^L , P_2^L в атмосферном пограничном слое и K_2^H , I_2^H , P_2^H в свободной атмосфере), вертикальный адвективный энергообмен (K_3^L , I_3^L , P_3^L в атмо-

сферном пограничном слое и K_3^H , I_3^H , P_3^H в свободной атмосфере);

— взаимные преобразования кинетической и потенциальной энергии при работе силы тяжести (K_4^L и P_4^L в атмосферном пограничном слое, K_4^H и P_4^H в свободной атмосфере), кинетической и внутренней энергии при работе горизонтального (K_5^L , I_5^L в атмосферном пограничном слое и K_5^H , I_5^H в свободной атмосфере) и вертикального (K_6^L , I_6^L в атмосферном пограничном слое и K_6^H , I_6^H в свободной атмосфере) компонентов градиента давления;

— диссипацию средней кинетической энергии в кинетическую энергию мелкомасштабной турбулентности в атмосферном пограничном слое (K_7^L) и горизонтальной турбулентности в свободной атмосфере (K_8^L);

— турбулентный приток в атмосферном пограничном слое внутренней энергии от подстилающей поверхности и ее затраты на испарение (I_4^L) в нем;

— горизонтальный турбулентный энергообмен в свободной атмосфере (K_7^H , I_4^H);

— радиационный приток внутренней энергии в атмосферном пограничном слое (I_7^L) и в свободной атмосфере (I_{10}^H), измерение внутренней энергии при горизонтальном и вертикальном сжатии (расширении) в атмосферном пограничном слое (I_8^L и I_9^L) и в свободной атмосфере (I_7^H , I_8^H) и приток внутренней энергии при фазовых преобразованиях влаги в свободной атмосфере (I_9^H), обусловленный локальным изменением влажности ω_1 , горизонтальным ω_2 и вертикальным ω_3 адвективным и турбулентным ω_4 влагообменом (6).

Располагая «мгновенными» полями параметров второго и третьего уровней обработки и проводя осреднение за период эксперимента, возможно прямое вычисление вторых корреляционных моментов, характеризующих «подсеточный» горизонтальный энергообмен, компоненты которого добавляются в уравнения (4), (5) после их осреднения для атмосферного пограничного слоя и свободной атмосферы, соответственно

$$\left. \begin{aligned} I_{10}^L &= -\overline{e'_i u'_L}; & K_8^L &= -\overline{e'_k u'_L}; \\ P_5^L &= -\overline{e'_p u'_L}; & I_{11}^H &= -\overline{e'_i u'_L}; \\ K_9^H &= -\overline{e'_k u'_L}; & P_5^H &= -\overline{e'_p u'_L}; \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Здесь $(\overline{\dots}) = T^{-1} \int_0^T \dots dt$, T — период осреднения.

После подстановки уравнений (8) в уравнения (4), (5) возможно осуществление контроля суммарной ошибки компонентов, обусловленной ошибками измерения, интерполяции, диагностических вычислений и т. п. Расчеты по данным эксперимента «ПОЛЭКС-Север-79» показали, что такие суммарные ошибки относительно главных по величине членов находятся в допустимых пределах — 10—50 % [1, 5, 10]. Результаты вычисления компонентов энергетического бюджета по уравнениям (4)—(7) формируют архив четвертого уровня обработки информации.

Блок 4 диагноза осредненного состояния осуществляет осреднения по вертикали (по слоям, по всей толще атмосферы), по горизонтам, объему и промежуткам времени (см. рис. 3) и формирует архив осредненных параметров пятого уровня обработки.

В блоке 5 статистического анализа параметров (см. рис. 3) вычисляются спектральные характеристики изменчивости величин в пространстве и во времени. Кроме этого, предусмотрено вычисление статистических моментов, например уравнения (8). Для осреднения при этом используются результаты классификации (блок 2). Таким образом, формируется архив шестого уровня обработки данных.

Испытания на материалах экспериментов «ПОЛЭКС-Север» [1] и «ПОЛЭКС-Юг» [4] показали, что рассмотренная «ДВС-ПОЛЭКС» позволяет оперативно обрабатывать, выполнять диагностические исследования и анализ результатов. В ходе исследований на любом этапе вычислений возможен контроль точности результатов.

Применение «ДВС-ПОЛЭКС» для анализа экспериментальных данных оказалось прогрессивным. Оно позволило получить ряд новых результатов в экспериментальном исследовании мелкомасштабного и мезомасштабного энергообмена между атмосферой и океаном [1, 4], сравнительно мало изученных до сих пор особенностей атмосферных синоптических вихрей над океаном [1, 2, 9, 10], а также над неоднородной подстилающей поверхностью [4], сезонного энергетического режима атмосферы [1] и механизмов его формирования [5]. Использование автоматизированных вычислительных процедур позволило значительно освободиться от необходимости субъективных оценок. Применение параметризации АПС и ОПС по внешним параметрам повысило точность [4], исключив погрешности в результатах из-за нерепрезентативности измерений в приземном слое, которые неизбежны, например, при широко использовавшихся прежде методах вычисления турбулентных потоков по данным градиентных измерений.

На рис. 4 демонстрируется пример вычисления турбулентного потока явной внутренней энергии q_0 у поверхности океана по данным эксперимента «ПОЛЭКС-Север-82», проведенного с августа по октябрь 1982 г. На рис. 4 а показана эволюция во времени с 12-часовой дискретностью значений q_0 , осредненных по акватории, а на рис. 4 б — распределение значений q_0 на экспериментальном полигоне, осредненное за период эксперимента.

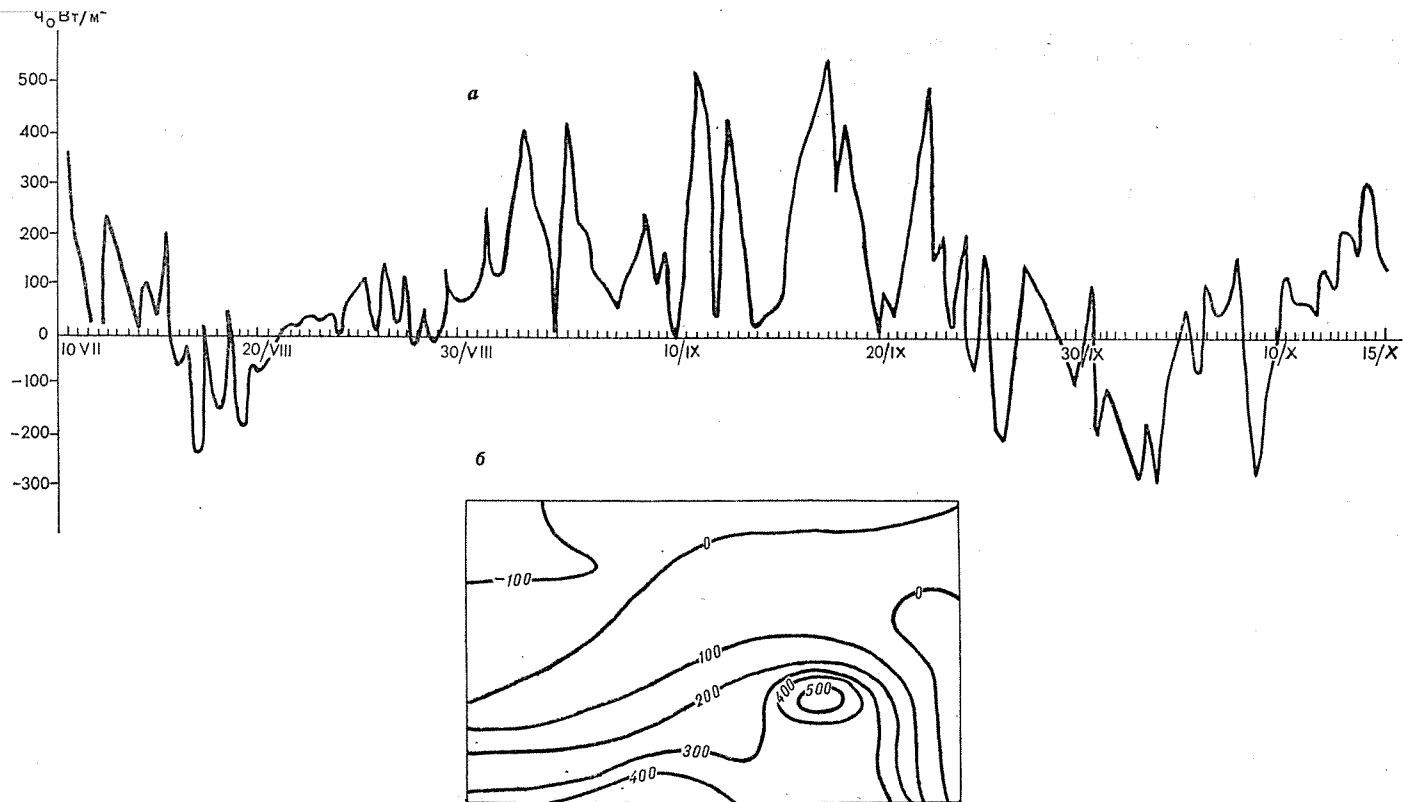


Рис. 4. Пример вычисления турбулентного потока явной внутренней энергии (Wt/m^2) у поверхности океана по данным эксперимента «ПОЛЭКС-Север-82»:

a — изменение во времени за период эксперимента значений потока, осредненных по акватории полигона; b — осредненное за период эксперимента пространственное распределение значений потока,

Если учесть хорошее согласование результатов для отдельных моментов времени и пунктов с непосредственными измерениями [4], то из рис. 4 видно, что как осредненные в пространстве (по 304 значениям), так и пространственные распределения, осредненные во времени (по 133 значениям), являются достаточно надежными. Довольно высокое разрешение в пространстве и во времени позволило исключить при получении средних значений горизонтального энергообмена ошибки, связанные с подсчетными эффектами при эволюции процессов синоптического масштаба, описывая их явно, а также учесть статистический вклад вихревых мезомасштабных процессов [1, 2, 5].

Модульная организация вычислительных процедур в диагностической вычислительной системе позволяет сравнительно просто проводить модификацию отдельных моделей, подключать дополнительные блоки, изменять решаемые задачи. Все это дает возможность модифицировать диагностическую вычислительную систему для использования при анализе данных различных натурных региональных и глобальных экспериментов, а также климатической информации.

При подключении к диагностической вычислительной системе моделей циркуляции возможно оперативное усвоение данных, т. е. проведение четвертого этапа натурных экспериментов.

Поступила 20/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискина Н. В., Романов В. Ф. О вертикальном движениях в синоптических атмосферных вихрях по данным натурального эксперимента.— Метеорология и гидрология, 1983, № 4, с. 53—60.
2. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Диагностические исследования энергетики атмосферы по данным натурального эксперимента «ПОЛЭКС-Север-79».— Докл. АН СССР, т. 280, 1985, № 4, с. 834—839.
3. Вакалюк Ю. В. Об оценке доступной потенциальной энергии в изобарической системе координат.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1980, т. 16, № 4, с. 360—367.
4. Васильев В. Ф., Романов В. Ф. Мезо- и макромасштабное взаимодействие атмосферы и атлантического сектора Южного океана.— Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед., 1986, № 107, с. 37—42.
5. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. О роли синоптических вихрей в формировании сезонного энергетического режима атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1985, № 6, с. 28—38.
6. Груза Г. В., Раньков Е. Я. О принципах автоматической классификации метеорологических объектов.— Метеорология и гидрология, 1970, № 2, с. 12—32.
7. Добрышман Е. М. Некоторые вопросы, связанные с объективным анализом метеорологической информации по существующей сети станций.— В кн.: Объективный анализ и прогноз метеорологических элементов.— М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—13.
8. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Атмосферные синоптические вихри над океаном (по экспериментальным данным).— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, т. 21, № 5, 1985, с. 476—484.

9. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Энергетика атмосферных синоптических вихрей над океаном.— Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 105—113.
10. Лагун В. Е., Романов В. Ф., Сафронов В. А., Смирнов Н. П. Метод интерполяции данных натурного эксперимента.— Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 48—53.
11. Петросянец М. А. Результаты Первого глобального эксперимента ПИГАП.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1982, т. 18, № 11, с. 1123—1140.
12. Пинус И. З., Капитанова Т. П. Некоторые особенности энергетики циклонических образований умеренных широт.— Метеорология и гидрология, 1981, № 4, с. 3—12.
13. Романов В. Ф. Вертикальные движения и турбулентный режим планетарного пограничного слоя.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1976, т. 12, № 5, с. 632—638.
14. Романов В. Ф. К теории подобия бароклинного планетарного пограничного слоя.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1977, т. 13, № 12, с. 1283—1288.
15. Романов В. Ф. Параметризация нелинейного мелкомасштабного взаимодействия океана и атмосферы с учетом ледяного покрова.— Метеорология и гидрология, 1976, № 12, с. 49—59.
16. Романов В. Ф. Турбулентный режим в стратифицированном подледном пограничном слое океана.— Океанология, 1976, т. 16, № 1, с. 21—30.
17. Саруханян Э. И. Структура и изменчивость Антарктического циркумполярного течения.— Л.: Гидрометеониздат, 1980.— 117 с.
18. Синоптические вихри в океане./Под ред. Б. А. Нелепо.— Киев: Наукова думка, 1980.— 288 с.
19. Трешников А. Ф., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Итоги и перспективы Полярного эксперимента.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1978, вып. 54, с. 16—24.
20. Bengtsson L. Results of the Global weather experiment.— WMO, 1983, N 610, p. 3—40.
21. Smith P. J. The energetics of extratropical cyclones.— Rev. of Geophys. and Space Phys. 1980, vol. 18, N 2, p. 378—386.

ОБ ЭНЕРГЕТИКЕ АТМОСФЕРЫ НАД НОРВЕЖСКИМ МОРЕМ

Введение

Распределение значений энергообмена между атмосферой и Мировым океаном [5] показывает, что в ряде районов энергообмен в среднем значительно интенсивнее, чем над основной акваторией океанов. Имея достаточно большую пространственную протяженность, такие аномалии энергообмена способны влиять на формирование атмосферной циркуляции [15], обуславливая изменения погоды и климата. В связи с этим вопросы экспериментального и теоретического изучения таких энергоактивных областей объединены в крупную научную программу «Разрезы» [16]. Акватория Норвежского моря относится к одной из таких энергоактивных областей [16]. Это объясняет большой интерес к ее изучению.

При реализации программы «ПОЛЭКС» в данном районе проведено несколько натурных экспериментов. Результаты показали, что характеризуясь высокой активностью синоптических процессов, атмосфера над Норвежским морем обладает заметными особенностями энергетического режима [3, 8, 14]. Оказалось, что для рассмотрения энергетического режима необходимы детальные исследования динамики и энергетики синоптических вихревых процессов в Северо-Европейском бассейне и не только потому, что они являются важной причиной формирования особенностей энергетики. Опыт получения интегральных по региону оценок энергетических параметров показал [10], что в сети сбора данных «ПОЛЭКС» синоптические вихри являются подсеточными и для получения надежных интегральных оценок необходим явный учет их эффектов.

В связи с этим в дальнейших разработках исследованию синоптических вихрей было уделено большое внимание. Для выполнения детальных диагностических исследований разработана диагностическая вычислительная система (ДВС) [2, 4], позволяющая использовать результаты объективного анализа экспериментальных данных, добываясь достаточной точности и разрешения как для рассмотрения синоптических вихрей, так и при получении среднесезонных параметров энергетики. Это позволило получить ряд важных количественных результатов о том, что циклонические синоптические вихри являются причиной принципиальных изменений энергообмена между атмосферой и океаном [3, 1, 8, 14], горизонтального адвективного и вертикального энергообмена

между нижними и верхними слоями тропосферы и даже со стратосферой [1, 8, 13]. Оказалось также, что среднесезонный энергетический режим атмосферы и ее энергообмен с океаном в большой мере зависит от повторяемости и характеристик синоптических вихрей в этом районе [8, 14], что среднесезонное состояние энергетического режима нижней тропосферы и средние аномалии энергообмена в основном определяются влиянием циклонических атмосферных синоптических вихрей [8].

Тем не менее важные вопросы о связи процессов в атмосферном пограничном слое и свободной атмосфере, о роли синоптических вихревых процессов в формировании климатического энергетического режима в свободной атмосфере — в тропосфере выше атмосферного пограничного слоя и до стратосферы, а значит, и в энергоснабжении средних высотных струйных течений вихревыми процессами, остались вне поля зрения. Это заставило отдельно рассмотреть указанные вопросы. Методы обработки экспериментальной информации изложены в работе [2], где обсуждены и вопросы точности диагностических вычислений.

Изменение во времени параметров энергетики атмосферы

Эволюция во времени осредненных по площади экспериментального полигона значений кинетической (e_k) и внутренней (e_i) энергии для различных слоев атмосферы показывает, что наряду с изменениями этих параметров, обусловленными сезонным ходом и прохождением планетарных волн (с периодом 20—25 суток и более), максимальный вклад в изменения этих параметров несут колебания, связанные с синоптическими вихрями.

В работе [8] количественно показано, насколько приходящие на акваторию полигона циклоны вызывают характерные особенности энергетического режима в нижнем слое атмосферы, что явилось основой для численного выделения «вихревых» (Δt_{CB}) и «безвихревых» (Δt_{OC}) периодов на протяжении эксперимента (рис. 1 а).

Анализируя временной ход e_k и e_i в свободной атмосфере, следует отметить, что так же, как и в атмосферном пограничном слое, величина e_k резко увеличивается в периоды Δt_{CB} , значения e_i в эти периоды уменьшаются. При этом наибольшее соответствие с атмосферным пограничным слоем временного хода e_k и e_i имеется в тропосфере (p_0 — 400 гПа), что указывает на важность влияния синоптических процессов в этом слое [17].

Значения e_k в тропосфере в периоды Δt_{CB} доходят до $8 \cdot 10^4$ — $12 \cdot 10^4$ Дж/м², в то время как в периоды Δt_{OC} ее величина составляет $3 \cdot 10^4$ — $4 \cdot 10^4$ Дж/м². Это связано с особенностями циклонической циркуляции при наличии двух термически разнородных воздушных масс, значительной бароклинности атмосферы, которая способствует интенсивному преобразованию доступной потенциальной энергии в кинетическую [25].

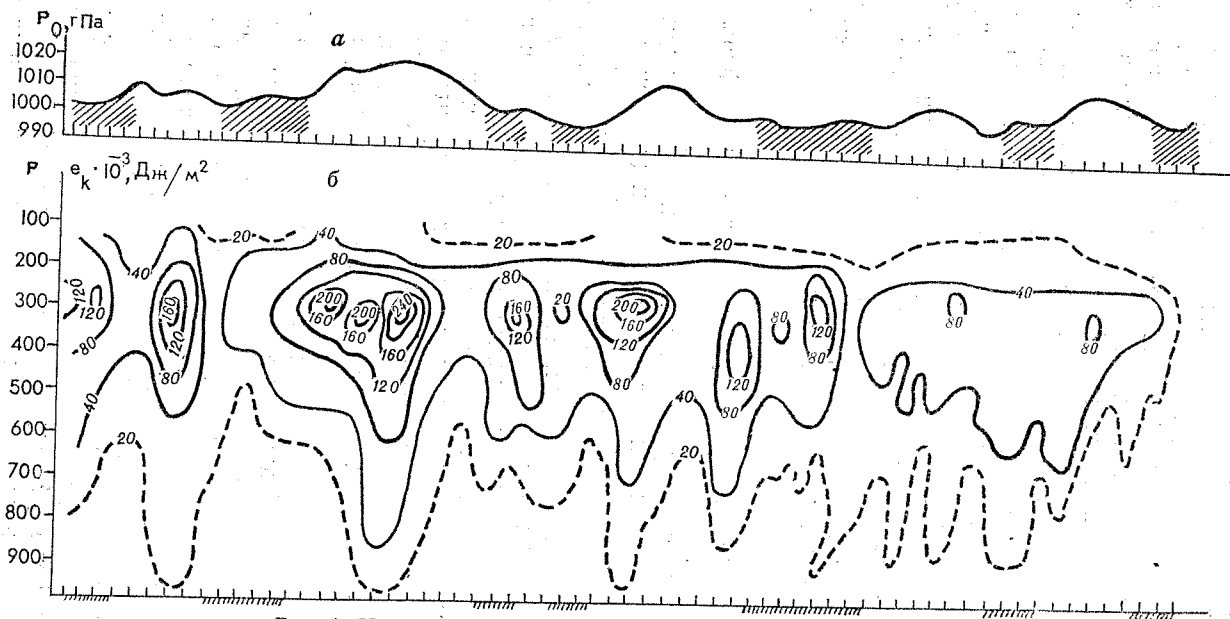
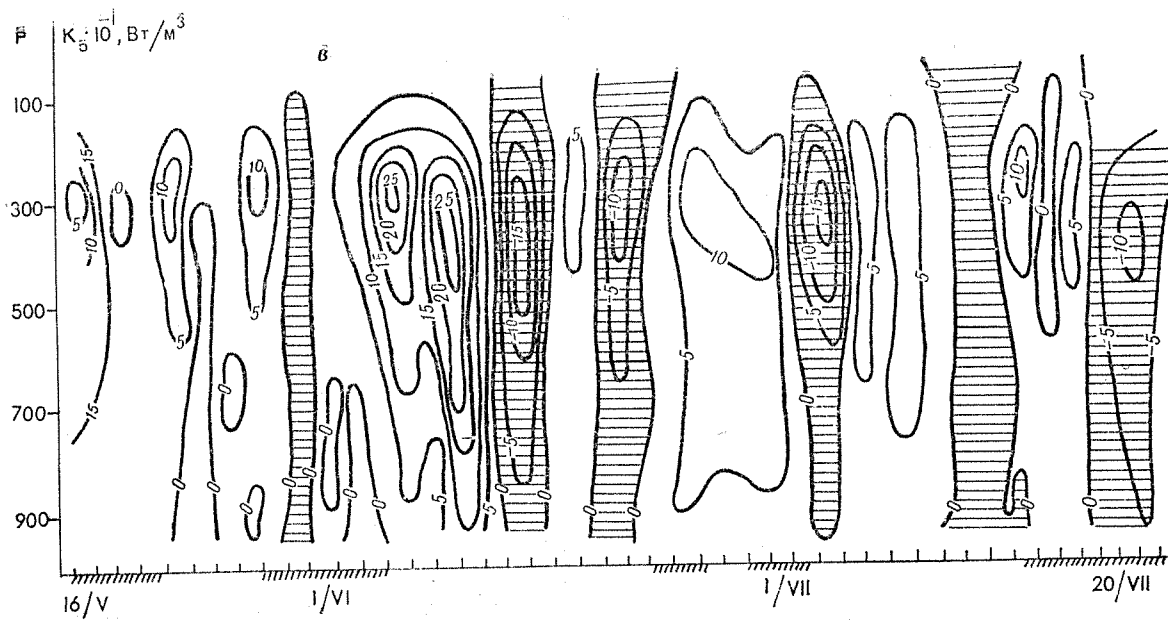


Рис. 1. Изменение во времени среднего по площади полигона:
 а — приземное давление (P_0 , гПа); б — кинетическая энергия ($E_k \cdot 10^{-3}$, Дж/м²); в — интенсивность преобразования ($K_s \cdot 10^{-1}$, Вт/м³)



Изменение во времени e_i в тропосфере характеризуется наличием минимальных значений в периоды $\Delta t_{\text{св}}$. Это связано с адвекцией холодных воздушных масс в тылу циклонических синоптических вихрей [8] в периоды $\Delta t_{\text{св}}$. Для нижней тропосферы такое свойство ранее было отмечено в работе [20].

Аналогичный характер изменения во времени e_k и e_i наблюдается в слое от уровня моря до высоты 100 гПа (p_0 — 100 гПа). Это свидетельствует о доминирующем влиянии колебаний синоптического масштаба в тропосфере на изменения величины e_k и e_i практически во всей толще атмосферы.

Разность значений e_k и e_i для слоя p_0 — 100 гПа и p_0 — 400 гПа дает представление о том, что в стратосфере характер колебаний этих параметров отличается от их изменения в нижних слоях тропосферы [18]. Здесь заметнее выражен сезонный прогрев воздушных масс и уменьшение кинетической энергии, что подтверждается выраженным ослаблением влияния синоптической активности в стратосфере, где основной вклад в изменчивость энергетических параметров вносят уже процессы более крупномасштабные, чем синоптические. Эти процессы обусловлены глобальным термическим контрастом между высокими и умеренными широтами, интенсивностью планетарного западно-восточного переноса, развитием струйных течений у тропопаузы [17] и устойчивостью их динамики.

Подробнее характер вертикального распределения в атмосфере e_k представлен на ее пространственно-временном разрезе (см. рис. 1 б). Заметно, что области максимальных значений e_k сосредоточены в слое 400—200 гПа и группируются в основном в периоды $\Delta t_{\text{св}}$. Значения e_k в эти периоды достигают $2 \cdot 10^5$ — $2,4 \cdot 10^5$ Дж/м² вместо $0,4 \cdot 10^5$ — $0,8 \cdot 10^5$ Дж/м² в периоды $\Delta t_{\text{ос}}$.

Отметим случай взаимодействия развитого антициклона и циклона в конце мая — начале июня (см. рис. 1 б). Взаимодействие воздушных масс циклона и антициклона с резко различающимися термическими характеристиками привело к обострению высотной фронтальной зоны между ними и как следствие — к интенсификации тропосферного струйного течения [20]. В результате значительно возросли значения e_k на периферии антициклона [21, 22].

Характер изменения параметров энергетики атмосферы подтверждает вывод, сделанный в работе [8] о наличии двух отличающихся друг от друга режимов не только в атмосферном пограничном слое но и в свободной атмосфере. Указанные режимы обусловлены синоптической обстановкой: первый режим — наличием циклона над исследуемым полигоном, второй — имеет место при его отсутствии (антициклон, малоградиентное поле и другие ситуации). В работе [8] это разделение явилось основой для выполнения осреднения параметров атмосферы по $\Delta t_{\text{св}}$ и $\Delta t_{\text{ос}}$, что позволяет провести прямую количественную оценку относительного вклада синоптических вихрей в формирование среднесезонных полей.

Пространственное распределение среднесезонных значений параметров энергетики в свободной атмосфере

Анализ осредненных за период эксперимента распределений энергетических параметров в атмосферном пограничном слое [8] показал, что в среднесезонных распределениях сформировалась область пониженного давления с характерными типичному для данного района циклону особенностями энергетики и циркуляции. Там же отмечено, что формирование такого среднесезонного циклонического вихря (СЦВ) обусловлено статистическим эффектом стационарирования приходящих сюда циклонов.

На рис. 2 приведено пространственное распределение осредненных за сезон энергопараметров в свободной атмосфере. Видно, что в тропосфере в среднем за период эксперимента сформировалась область минимальных значений e_i и e_k , характеризующая наличие среднесезонного циклона.

Приведенное на рис. 2 распределение энергии показывает, что свойства СЦВ в атмосферном пограничном слое и тропосфере качественно сходны (наличие минимальных значений e_i и e_p в центре СЦВ и максимальных значений e_k в его передней части). В интегральных распределениях этих параметров для всей толщи атмосферы (слой p_0 —1000 гПа) отмечаются только отдельные элементы СЦВ и в основном в распределении e_k , обусловленных отмеченной выше связью атмосферных движений в верхней тропосфере с синоптической обстановкой в ее нижней части. Это еще раз подтверждает результаты, свидетельствующие о том, что влияние синоптических процессов ограничивается преимущественно тропосферой r_0 —400, а в стратосфере доминируют не синоптические, а более крупномасштабные (с пространственными масштабами ~ 1500 —2000 км) процессы, за исключением отдельных наиболее развитых синоптических вихрей [20].

Влияние синоптических вихрей на энергетический режим свободной атмосферы

Для количественного исследования преобразования энергии в свободной атмосфере в зависимости от синоптической обстановки в тропосфере рассмотрим эволюцию во времени притоков энергии, дающих основной вклад в энергетический режим: горизонтального (I_2, K_2) (рис. 3 а), вертикального (I_3, K_3) (см. рис. 3 б) энергообмена e_i и e_k соответственно и преобразование e_i и e_p в e_k за счет горизонтального компонента градиента давления (K_5) (см. рис. 1 б) во всей толще атмосферы (p_0 —100 гПа), характеризующего генерацию e_k из доступной потенциальной энергии. Для этих распределений характерно, что в основном периодам $\Delta t_{\text{СЦВ}}$ соответствует вынос кинетической и внутренней энергии в горизонтальном ($K_2 \approx 8 \cdot 10^{-3}$ — $12 \cdot 10^{-3}$ Вт/м³; $I_2 \approx 1$ —3 Вт/м³) и вертикальном ($K_3 \approx 4 \cdot 10^{-3}$ — $8 \cdot 10^{-3}$ Вт/м³; $I_3 \approx 0,6$ —0,8 Вт/м³) направлениях. При этом области максимальных

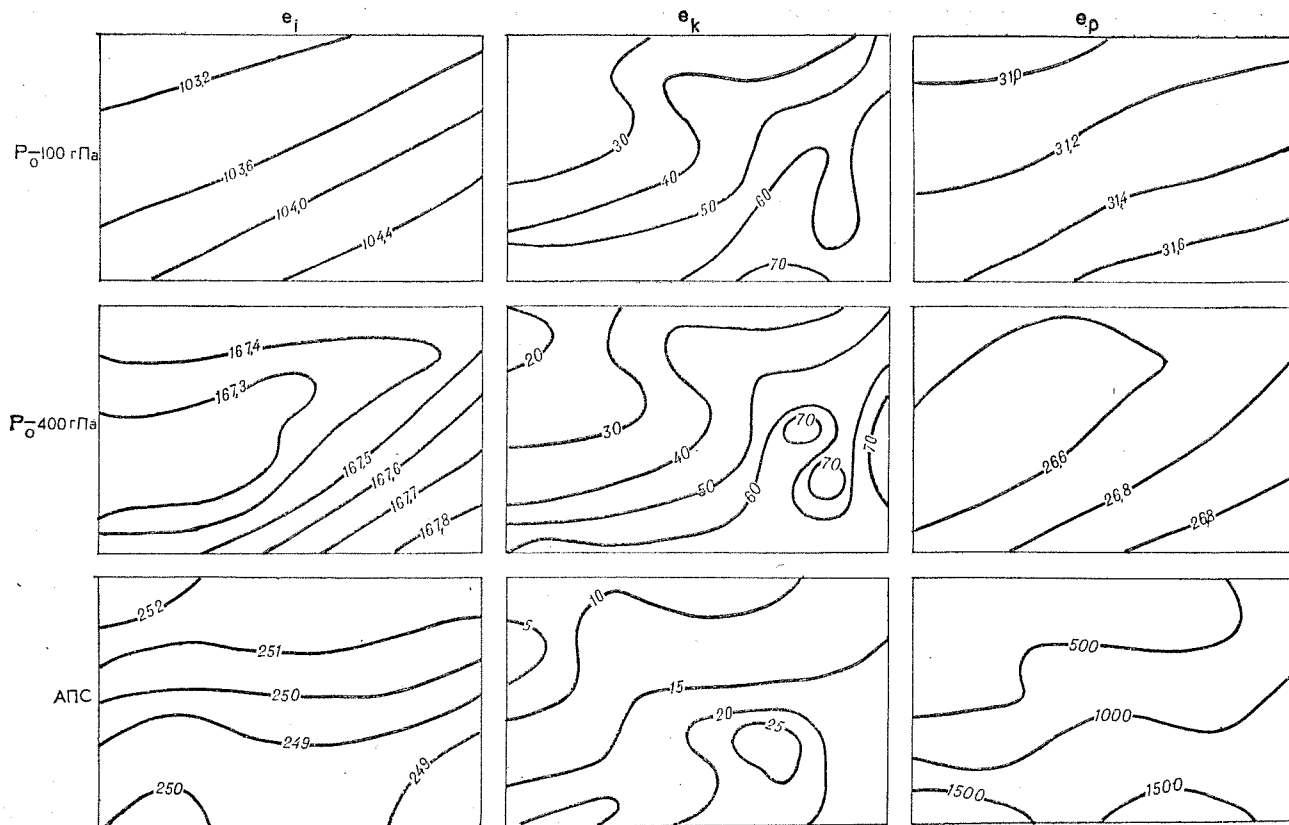


Рис. 2. Пространственное распределение средней за период эксперимента объемной плотности внутренней (e_i , КДж/м³), кинетической (e_k , Дж/м³), потенциальной (e_p , КДж/м³) энергии в атмосферном пограничном слое, p_0 — 400 гПа, p_0 — 100 гПа.

значений I_2 , K_2 имеют вид замкнутых ячеек и локализуются на уровнях I_2 — в слое 800—600 гПа, K — в слое 400—200 гПа.

Зоны положительных и отрицательных значений горизонтального энергообмена e_i и e_k четко ограничены во времени и представляют чередующуюся последовательность поступления и выноса энергии в исследуемом объеме атмосферы в связи со сменой синоптических ситуаций над полигоном.

Характер вертикального энергообмена (см. рис. 3 б) хотя и менее регулярен, но также показывает связь положительных значений (I_3 , K_3) с периодами $\Delta t_{\text{СВ}}$. Заметным свойством вертикального энергообмена e_i и e_k является наличие разнонаправленных вертикальных потоков энергии в тропосфере и стратосфере и переходному между ними слою тропопаузы. Обращает на себя внимание синхронность в интенсивности восходящих и нисходящих потоков в тропосфере и стратосфере в вихресодействующие периоды времени. Из рис. 3 б видно, что положительным значениям вертикального притока кинетической энергии (K_3^+), составляющим величину $4 \cdot 10^{-3}$ — $8 \cdot 10^{-3}$ Вт/м³ в верхней тропосфере, соответствуют отрицательные значения (K_3^-) в нижней стратосфере (над тропопаузой). Аналогичная ситуация наблюдается и для внутренней энергии, значения вертикального притока которой составляют $I_3^+ \approx 0,6 \div 0,8$ Вт/м³; $I_3^- \approx -0,5 \div -0,7$ Вт/м³.

Таким образом, из приведенных данных видно, что смена направления вертикального переноса энергии располагается в слое 400—150 гПа, где расположено тропосферное струйное течение. Энергоснабжение этого течения вихрями строго соответствует синоптической обстановке в тропосфере, возникая и интенсифицируясь в $\Delta t_{\text{СВ}}$ периоды. Это отмечалось в работе [22] при исследовании энергетики циклонов и в работе [24] при изучении зимней муссонной циркуляции по данным натурного эксперимента «АМТЭКС». Проявление этой особенности в осредненной картине вертикального энергообмена [9] свидетельствует, по-видимому, о важной роли вертикального энергообмена в поддержании крупномасштабных струйных течений, развивающихся на границе тропосферы и стратосферы, т. е. в передаче кинетической энергии от вихревых мод к средним потокам. Наличие вблизи этого слоя максимума доступной потенциальной энергии (e_a на уровне 400 гПа составляет величину 300—400 Дж/м³) обеспечивает условия для генерации e_k , что также подтверждается осредненным профилем K_5 [9].

Пространственно-временной разрез интенсивности преобразования e_i и e_p в e_k (см. рис. 1 в, K_5) показывает, что это преобразование осуществляется наиболее интенсивно в слое 400—200 гПа. Его распределение во времени также подразделяется на чередующиеся периоды, характеризующиеся определенным направлением преобразования энергии. Заметно, что периодам $\Delta t_{\text{СВ}}$ соответствуют, как правило, положительные значения K_5 . Это указывает на преобладание процессов генерации e_k в эти периоды, т. е. в синоптических вихрях.

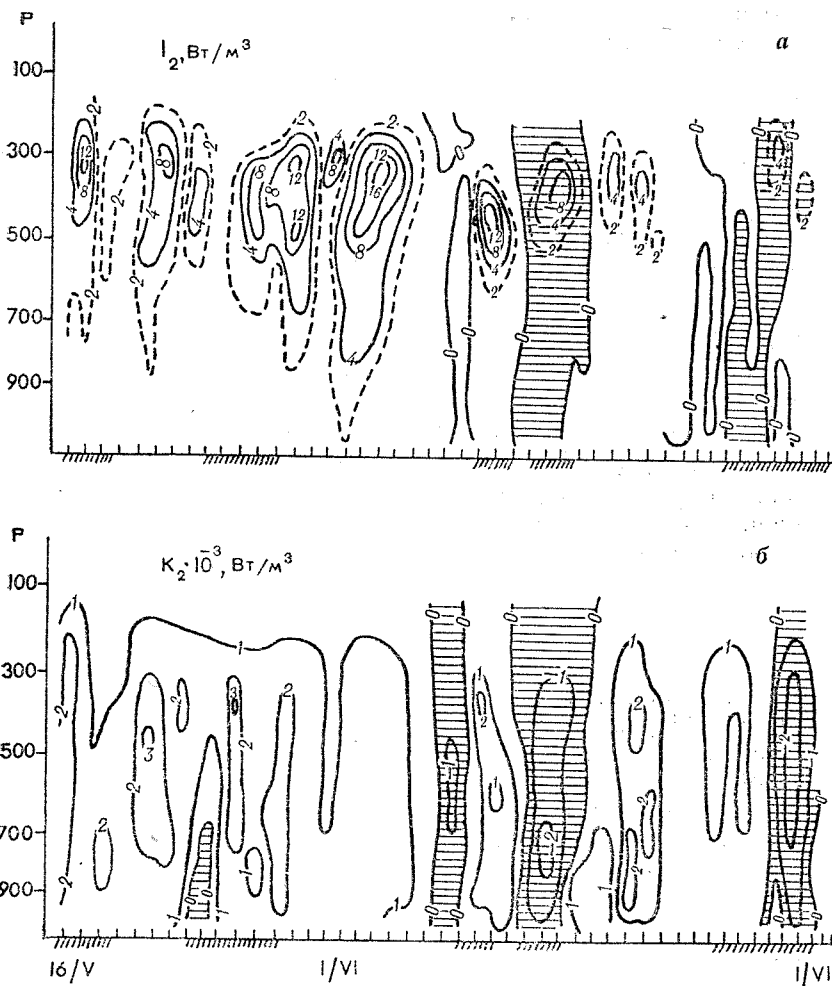
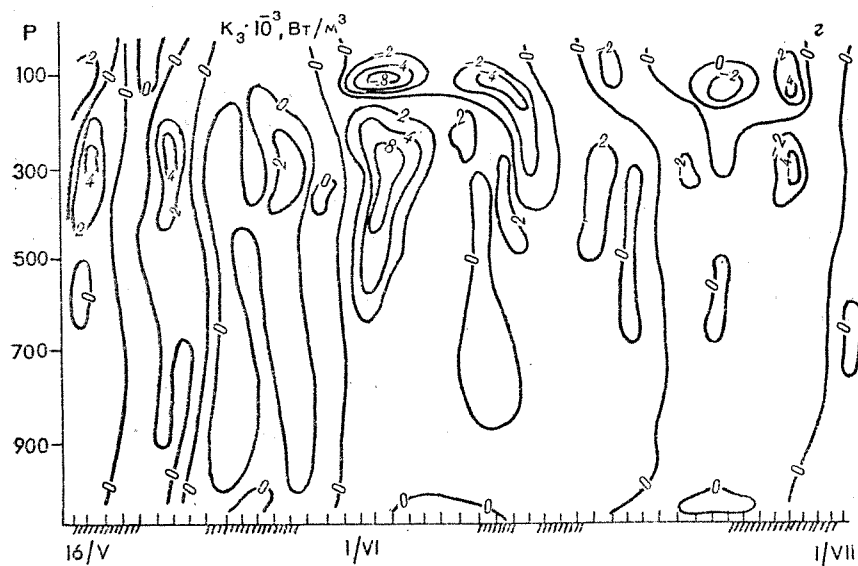
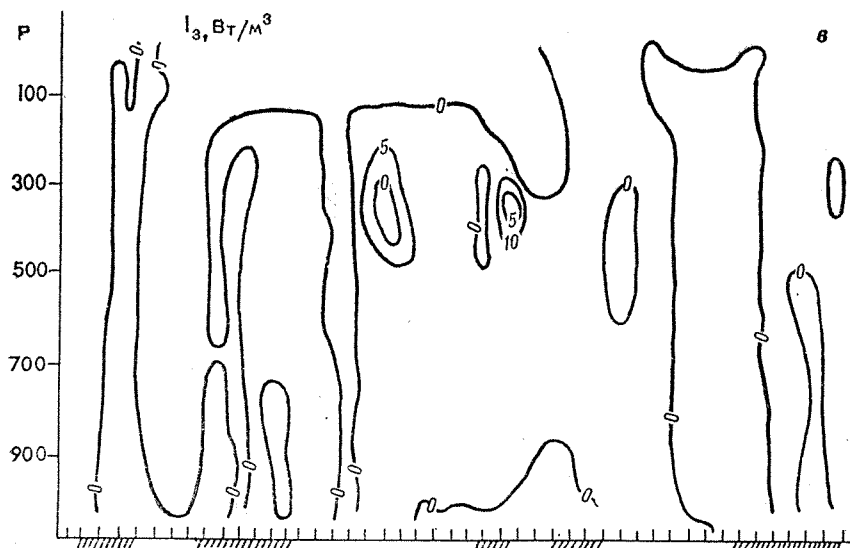


Рис. 3. Изменение во времени средних
 а — адвективного притока внутренней энергии (I_2 , Вт/м^3); б — адвективного притока
 энергии (I_1 , Вт/м^3); г — вертикального энерги



по площади полигона параметров:

кинетической энергии ($K_2 \cdot 10^{-3}$, Вт/м³); в — вертикального энергообмена внутренней
обмена кинетической энергией ($K_3 \cdot 10^{-3}$, Вт/м³)

Таким образом, особенности вихревой динамики и энергетики, связанные с наличием вихревых периодов, не ограничиваются нижними слоями тропосферы, в частности, атмосферным пограничным слоем, а простираются по всей толще тропосферы, а иногда — и в нижние слои стратосферы.

Отмеченные особенности распределения энергетических параметров подтверждаются осредненными профилями основных притоков энергии (рис. 1 в работе [9]). Положительные значения I_2 и K_2 свидетельствуют о преобладании транспортировки e_i и e_k через боковые границы полигона в окружающие районы. Также отчетливо видна осредненная картина вертикального энергообмена и зона генерации кинетической энергии.

Пространственное строение и энергетический режим среднесезонного циклонического вихря

Как отмечено в работе [8], в районах с большой повторяемостью циклонов в результате их частого появления и стационарирования над экспериментальным полигоном в летний период формируется среднесезонный циклонический вихрь. Это понятие во многом сходно с понятием центра действия атмосферы, которое широко используется в синоптической практике [20] и теоретических разработках [6].

Отличие среднесезонного циклонического вихря от центра действия атмосферы состоит в том, что среднесезонный циклонический вихрь является статистическим эффектом стационарирования в определенных районах синоптических вихрей, в то время как центр действия атмосферы может быть обусловлен не только синоптической деятельностью, но и особенностями крупномасштабной циркуляции, орографией и другими причинами.

В отличие от ранее выполненной работы [23], основанной на практически субъективном анализе данных редкой наблюдательской сети для рассмотрения среднесезонного циклонического вихря в данной работе используются результаты объективного анализа данных и другие методы диагностической вычислительной системы, что освобождает полученные результаты от этих недостатков.

На рис. 4 приведено распределение осредненных за период эксперимента параметров атмосферы в различных ее слоях (H — геопотенциал, ω — вертикальная скорость в атмосфере, e_i , e_k). Осреднение выполнено за весь период эксперимента (кривая 1) и за периоды $\Delta t_{\text{св}}$ (кривая 2). Среднее положение фронта, определенное как зона максимальных горизонтальных контрастов температуры и смены знака горизонтальных компонентов скорости ветра, совпадает с генеральным направлением перемещения циклонического синоптического вихря.

Вертикальное строение среднесезонного циклонического вихря в нижней части атмосферы отчетливо прослеживается как по

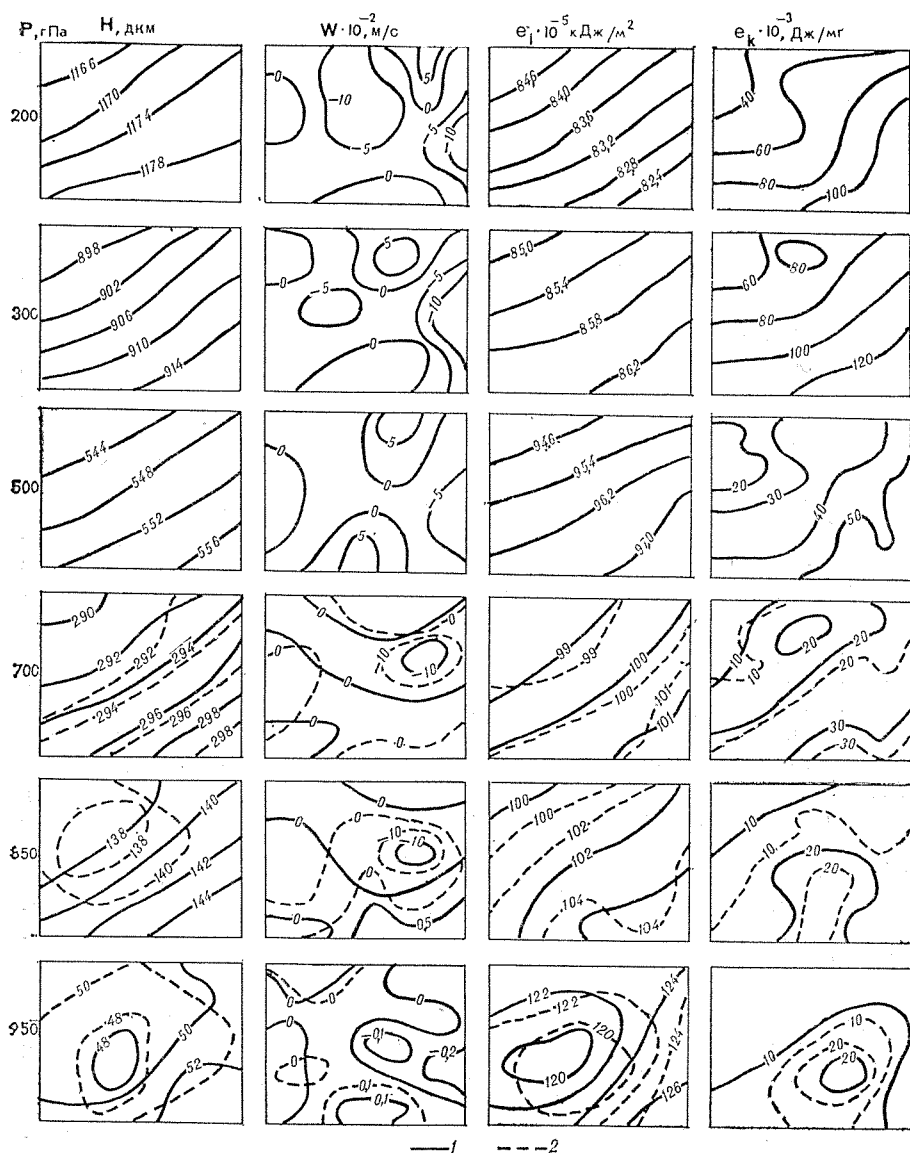


Рис. 4. Пространственное распределение средних за период эксперимента (1) и за «вихревые» периоды (2) геопотенциала (H), вертикальной скорости (w), поверхностной плотности внутренней (e_i) и кинетической (e_k) энергии.

распределению параметров, осредненных за периоды $\Delta t_{\text{св}}$, так и за период эксперимента. Видно, что до уровня 850 гПа наблюдается минимум в распределении геопотенциала и плотности и e_i (и e_p), восходящие движения в центре среднесезонного циклонического вихря и нисходящие — на периферии среднесезонного циклона и максимум e_k в его передней части. Это подтверждает вывод, сделанный в работе [8], о преобладающей роли циклонических вихрей в формировании энергетического режима атмосферы не только в атмосферном пограничном слое, но и в тропосфере.

Выше уровня 700 гПа отмечаются отдельные признаки среднесезонного циклонического вихря. Наряду с ослаблением активности синоптических процессов с высотой это обусловливается еще несколькими причинами: во-первых, выделение вихреодержащих периодов выполнялось по распределению приземного давления [2], и ее результаты соответствовали вихревой структуре нижней части атмосферы. Для выполнения классификации репрезентативной для распределения параметров свободной атмосферы, по-видимому, необходимо ее провести по распределению метеоэлементов на вышележащих уровнях; во-вторых, отличия в траекториях перемещения циклонов, их вертикальной протяженности, центров стационарирования и наклона осей вращения приводят к естественному «размыванию» осредненной вихревой картины и размеров среднесезонного вихря с увеличением высоты. Тем не менее полученные результаты характеризуют среднесезонный циклонический вихрь как бароклинный вихрь с холодным ядром. Его ось вращения наклонена в сторону холодной части сезонной депрессии (с юго-востока на северо-запад).

Ограниченные размеры экспериментального полигона не позволяют рассмотреть его вертикальную протяженность выше 700 гПа, так как он выходит за пределы полигона. Это указывает на необходимость расширения экспериментального полигона для исследования осредненных эффектов вихревой динамики и энергетики, что особенно важно для теоретического описания крупномасштабных атмосферных процессов при обосновании выбора вертикального разрешения в климатических моделях общей циркуляции атмосферы [19].

Для выяснения причин отмеченных особенностей пространственного распределения энергетических параметров рассмотрим вертикальную структуру осредненных за период эксперимента значений горизонтального (I_2, K_2), вертикального (I_3, K_3) обмена внутренней и кинетической энергией соответственно, а также преобразования e_i и e_p в e_k (K_5) при работе горизонтального компонента градиента давления (рис. 1 в работе [9]).

Здесь же видно, что в среднем за период эксперимента в нижней тропосфере (по крайней мере, до уровня 700 гПа) наблюдается двухъядерное распределение указанных параметров, обусловленное наличием теплого и холодного секторов среднесезонного циклонического вихря, аналогично типичному циклоническому синоптическому вихрю для данного района. Такая аналогия с ак-

туальным циклоническим синоптическим вихрем в распределении притоков энергии подтверждает вывод, сделанный в работе [8], о том, что среднесезонный циклонический вихрь есть результат статистического эффекта синоптических вихрей в районе их большой повторяемости.

Адвективный приток внутренней энергии направлен на прогрев воздушных масс, расположенных в центре среднесезонного циклонического вихря, в то время как кинетическая энергия, генерируемая в районе фронтального раздела, выносится из центральной части. Взаимное распределение очагов поступления и выноса энергии в среднесезонном циклоническом вихре сохраняется в тропосфере до уровня 700 гПа и следует за смещением его оси вращения. Выше уровня 700 гПа очаги горизонтального энергообмена выходят за пределы экспериментального полигона и распределение I_2 , K_2 становится практически однородным, свидетельствуя об адиабатичности преобразования энергии в верхней тропосфере.

Распределение вертикального энергообмена (I_3 , K_3) характеризуется наличием очагов положительных значений в центре среднесезонного циклонического вихря и отрицательных в периферийной его части, разделенных между собой фронтальным разделом. Сходный характер имеет распределение K_5 , что свидетельствует о генерации e_h в передней части и переходе e_h во внутреннюю в центре среднесезонного циклонического вихря.

Таким образом, выполненный анализ энергетики атмосферы над акваторией Северо-Европейского бассейна количественно показал, каким образом синоптические вихри оказывают влияние на процессы, происходящие в атмосферном пограничном слое и в тропосфере, что ранее было известно лишь на качественном уровне [17].

Воздействие синоптических вихрей заключается не только в том, что они определяют условия погоды в период их прохождения, но в районах их большой повторяемости они способны формировать сезонный циклонический вихрь с характерными типичному циклоническому синоптическому вихрю свойствами и тем самым определять сезонный режим и его дальнейшую эволюцию, вызывая на данном этапе крупномасштабный межширотный энергообмен, что в последующие периоды обуславливает формирование соответствующих крупномасштабных особенностей в климатическом распределении атмосферных параметров.

Результирующий вихревой эффект за длительные (порядка сезона) промежутки времени заключается в выравнивании глобального термического контраста между высокими и умеренными широтами и, следовательно, определяет интенсивность западно-восточного переноса воздушных масс. В то же время специфические особенности циркуляции и энергетики в среднесезонном циклоническом вихре создают условия для генерации кинетической энергии в них, которая транспортируется в горизонтальном и вертикальном направлении из вихря, осуществляя энергоснабжение тропосферного струйного течения.

Важность этих эффектов заключается в том, что среднесезонные циклонические вихри, обладая значительными пространственными размерами и продолжительностью во времени, способны обуславливать заметные особенности состояния атмосферы в климатических масштабах времени. Это приобретает еще большую значимость в условиях повышенного интереса к вихревой динамике атмосферы и океана в связи с необходимостью параметризации вихревых эффектов при создании численных моделей долгосрочных прогнозов погоды и климата.

Естественным вопросом при исследовании осредненных вихревых эффектов является выяснение физических механизмов, приводящих к формированию и эволюции среднесезонных циклонических вихрей, его взаимодействия с другими стационарными вихревыми образованиями. В данной работе эти вопросы не могут найти обстоятельного решения ввиду ограниченности пространственных размеров экспериментального полигона и продолжительности исследований. Однако проведение систематических исследований, т. е. мониторинга с привлечением исходной информации по более расширенному району исследований, климатической информации и данных ПГЭП, очевидно, будет способствовать исследованию механизмов, определяющих особенности вихревой динамики и энергетики атмосферы как в синоптических, так и в климатических масштабах времени.

Примерами могут служить механизмы, определяющие активизацию синоптических вихрей в определенных районах, генерацию или ослабление вихревой деятельности в других районах, статистически устойчивые пути перемещения вихрей и статистически значимые причины отклонения от этих траекторий, эффекты, коллапса вихрей [11] и формирование статистически устойчивых вихревых образований климатических масштабов, механизмы энергоснабжения вихрями струйных течений и статистически значимые оценки потоков энергии от вихревых мод к средним течениям и др. Все это в значительной мере определяет успех в развитии полуэмпирической теории описания вихревого обмена в климатически осредненной циркуляции атмосферы.

Важным моментом исследований является вопрос о точности полученных результатов. Как отмечено в работе [12], все слагаемые, входящие в уравнения кинетической, потенциальной и внутренней энергии рассчитывались независимыми методами непосредственно по экспериментальным данным. Это позволяет оценить суммарную погрешность расчета, которая для атмосферного пограничного слоя составила 10—50 % от значения главного члена каждого уравнения. Аналогично была оценена погрешность расчетов для свободной атмосферы. Например, для e_k суммарная погрешность составила $\Delta_k = 51\%$ от величины главного члена в уравнении баланса e_k .

Поскольку в свободной атмосфере возрастают погрешности измерений исходных данных, не учтены эффекты мезомасштабных процессов, радиационный и фазовый притоки энергии оценены

на основе климатической информации, полученные оценки погрешности могут считаться вполне удовлетворительными.

Поступила 20/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискина Н. В., Романов В. Ф. О вертикальных движениях в синоптических атмосферных вихрях по данным натурального эксперимента.— Метеорология и гидрология, 1983, № 4, с. 53—60.
2. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Диагностическая вычислительная система для исследования энергетики атмосферных процессов по данным натурных экспериментов «ПОЛЭКС» (в наст. сб.).
3. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Диагностические исследования энергетики атмосферы (по данным натурального эксперимента «ПОЛЭКС-Север-79»).— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 4, с. 834—839.
4. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Построение диагностической вычислительной системы для анализа данных натурных экспериментов «ПОЛЭКС».— Рукопись депонирована во ВНИИГМИ-МЦД, № 302 гм—д 84 от 13.04.84 г.— 27 с.
5. Атлас теплового баланса океанов./Отв. ред. Н. А. Тимофеев.— Севастополь: МГИ АН СССР, 1970.— 52 л.+32 с.
6. Богомолов В. А. Модель колебаний центров действия атмосферы.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1979, т. 15, № 3, с. 243—250.
7. Борисенков Е. П. Энергетика общей циркуляции атмосферы. В сб.: Метеорологические исследования, вып. 16.— М.: Наука, 1969, с. 70—84.
8. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. О роли синоптических вихрей в формировании сезонного энергетического режима атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1985, № 6, с. 28—37.
9. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. О формировании сезонного энергетического режима в свободной атмосфере.— Метеорология и гидрология, 1986, № 12, с. 49—57.
10. Васильев В. Ф., Малинин В. Н., Смирнов Н. П. Дивергенция горизонтальных потоков тепла и водяного пара.— В кн.: «ПОЛЭКС»-Север-76», ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 30—35.
11. Гряник В. М. Динамика сингулярных геострофических вихрей в двухуровневой модели атмосферы (океана).— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1983, т. 19, № 3, с. 227—240.
12. Добрышман Е. М. Некоторые вопросы, связанные с объективным анализом метеорологической информации по существующей сети станций. В кн.: Объективный анализ и прогноз метеорологических элементов.— М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—13.
13. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Энергетика атмосферных синоптических вихрей над океаном.— Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 105—112.
14. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Атмосферные синоптические вихри над океаном (по экспериментальным данным).— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1985, т. 21, № 5, с. 474—484.
15. Марчук Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 25—36.
16. Национальная программа исследований атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата./Проект «Разрезы».— М.: изд. ВИНТИ, 1982.— 73 с.
17. Пальмен Э., Ньютон Н. Циркуляционные системы атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 615 с.
18. Пинус Н. З., Капитанова Т. П. Некоторые особенности энергетики циклонических образований умеренных широт.— Метеорология и гидрология, 1981, № 4, с. 3—12.

19. Романов В. Ф. Осреднение уравнений гидродинамики для теории климата.— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1984, т. 20, № 11, с. 1111—1121.

20. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии.— Л.: Гидрометеониздат, 1948.— 696 с.

21. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов.— Л.: Гидрометеониздат, 1985.— 264 с.

22. Boyle J. S., Basart L. F. Cyclone/anticyclone conplet over North America an example of anticyclone evolution.— Month. Weather Rev. 1983, vol. 111, N 5, p. 1025—1045.

23. Rossby C. G. et. al. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action.— J. Mar. Res. 1939, vol. 2, N 1, p. 38—55.

24. Scientific results of the Air mass transformation experiment (AMTEX)— GARP Publ. Ser., 1981, N 24, 236 p.

25. Smith P. J. The energetic of extratropical cyclones.— Rev. Geophys. Space. Phys. 1980, vol. 18, N 2, p. 378—386.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭНЕРГЕТИКИ АТМОСФЕРНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Как известно, макромасштабный обмен в атмосфере осуществляется в основном синоптическими вихрями: циклонами и антициклонами. Синоптические вихревые движения, являясь следствием неустойчивости движений в квазизональных потоках [15], в свою очередь интенсифицируют эти потоки [12], передавая в них импульс и кинетическую энергию. Поэтому проблема изучения синоптических вихрей и синоптического вихревого обмена как важного механизма в формировании климатических полей заключается, с одной стороны, в исследовании зависимости процессов вихреобразования и эволюции синоптических вихрей от особенностей глобальной атмосферной циркуляции, а с другой — в изучении вклада вихревых движений в формирование средней глобальной циркуляции. Решение последней задачи особенно важно для параметризации статистических эффектов синоптических вихрей в климатических моделях циркуляции атмосферы [12, 20], т. е. в построении полуэмпирической теории крупномасштабной атмосферной турбулентности.

К настоящему времени выполнено большое количество работ, посвященных эмпирическому изучению динамики и энергетики синоптических вихрей [5, 16, 33 и др.]. Например, в работах [24, 28, 33] подробно рассмотрен бюджет относительной завихренности, кинетической и доступной потенциальной энергии во вне-тропических синоптических вихрях, в работе [25] исследовано взаимодействие струйного течения и синоптических вихрей, в работе [23] приведен пример эволюции пары циклон—антициклон и т. д.

Однако при этом синоптические вихри рассматриваются, как правило, над неоднородной подстилающей поверхностью суши в условиях орографической трансформации воздушных масс вихря. Из-за недостатка данных редки попытки экспериментального исследования циклогенеза, трехмерного рассмотрения эволюции синоптических вихрей. Практически не изучена энергетика синоптических вихрей в районах их большой повторяемости, расположенных над океаном. Нерешенным остается вопрос о преобразованиях энергии в синоптических вихрях умеренных широт, поскольку экспериментальные полигоны часто малы для рассмотрения их эволюции [18] и недостаточно освещены информацией [19].

Еще меньше изучена энергетика синоптических вихрей в полярных и субполярных районах, где локализуются планетарные фронтальные зоны, активны процессы вихреобразования и вихревого обмена, а повторяемость синоптических вихрей весьма велика. Традиционным является рассмотрение атмосферных процессов в полярных областях по осредненным данным. Возможные механизмы формирования климатического состояния разбираются лишь на отдельных синоптических ситуациях и, как правило, только качественно.

Например, в работе [31] по осредненным за 1952—1956 гг. данным о давлении, повторяемости циклонов, антициклонов и положении приземных фронтов исследованы особенности зимней циркуляции в северной полярной области. Сделан вывод об определяющей роли синоптических вихрей в формировании аномалий среднесезонного давления, показано их принципиальное сходство в умеренных и полярных широтах, отмеченное также и в работе [27].

Попытки исследования энергетики отдельных синоптических образований в полярных районах предприняты также в работах [26, 29, 30 и др.], где высказаны различные точки зрения о природе полярных синоптических вихрей. Так, Р. Рид [30] указывает на важную роль облачного покрова в развитии циклонов в потоке холодного арктического воздуха. При этом циклогенез объясняется значительной бароклинностью этого потока. Другую точку зрения высказал Е. Расмуссен [29], проанализировав вторжения полярного воздуха с позиций так называемой условной неустойчивости второго рода (*CISK*) и проводя аналогию между полярными и тропическими синоптическими вихрями.

Из сказанного следует, что к настоящему времени энергетика синоптических вихревых процессов в полярных областях изучена еще крайне недостаточно. Указанные недостатки перечисленных и других выполненных исследований накладывают ограничения на надежность и универсальность результатов. Устранение этих недостатков возможно лишь при удовлетворении следующих условий в исследованиях.

1. Экспериментальная информация должна достаточно подробно освещать внутреннее строение синоптических вихрей как для рассмотрения их внутреннего строения, так и для получения надежных средних по объему вихря оценок.

2. Дискретность измерений во времени должна быть достаточной для воспроизведения важных особенностей эволюции синоптических вихрей. Измерения должны быть синхронны, так как иначе объективный анализ данных должен включать процедуры четырехмерного анализа.

3. Для вычисления параметров синоптических вихрей по экспериментальным данным необходима разработка специальных диагностических методов вычислений.

4. Продолжительность периода измерений должна быть достаточно велика для проведения осреднений по совокупности синоптических вихрей в целях получения универсальных результатов.

Удовлетворение этим требованиям стало возможным с проведением крупномасштабных натуральных экспериментов по программе «ПОЛЭКС» в субполярных областях, где велика повторяемость и активность синоптических вихрей. Например, район Норвежского и Гренландского морей, в котором в последние годы регулярно проводятся натурные эксперименты «ПОЛЭКС-Север», характерен тем, что синоптические вихри, как правило, находятся здесь в стадии своего максимального развития и стационарируют. Поэтому процессы энергообмена между атмосферой и океаном и взаимные преобразования энергии в атмосфере протекают здесь наиболее активно, а описывающие их параметры принимают максимальные значения. В связи с этим относительные ошибки измерений и вычислений здесь сравнительно невелики.

В обычно используемой сети сбора аэрологической информации в Северо-Европейском бассейне [2] синоптические вихри оказываются подсеточными и способны вносить неконтролируемые ошибки в оценки параметров энергетики атмосферы. Опыт, полученный при анализе данных натурального эксперимента «ПОЛЭКС-Север-76», показал серьезность этих трудностей [21], особенно при получении интегральных оценок атмосферных параметров [8]. Это предъявляет повышенные требования к организации системы сбора данных в натуральных экспериментах и к методам объективного анализа и диагностической обработки собираемой информации [1]. Диагностическая вычислительная система, необходимая для этих целей, была предложена в работах [1, 2] и испытана в ходе натуральных экспериментов [1, 3, 6, 9, 10].

Рассмотрим результаты исследования синоптических вихрей по данным «ПОЛЭКС-Север-79», выделяя следующие вопросы:

- изучение пространственного строения синоптических вихрей, особенностей распределения в них параметров энергетики атмосферы, оценка различий между параметрами синоптических вихрей и окружающих вихри воздушных масс;

- исследование энергообмена воздушных масс синоптических вихрей с поверхностью океана, окружающими массами и вышележащими слоями;

- исследование энергетического бюджета синоптических вихрей для выяснения главных механизмов его формирования, в том числе энергообмена, внутренних преобразований энергии (например, генерации кинетической энергии), субсиноптических (мезомасштабных) вихревых движений и т. д.;

- исследование особенностей энергетического режима синоптических вихрей в различных фазах их существования от образования до разрушения, т. е. рассмотрение эволюции во времени параметров энергетики синоптических вихрей.

Пространственное строение атмосферных синоптических вихрей

В период эксперимента (май—июль 1979 г.) над полигоном (рис. 1 в работе [2]) происходило развитие более 20 синоптических систем (циклонов, антициклонов, крупномасштабных гребней и ложбин), классификация которых выполнена в работе [6]. В соответствии с данными этой работы выберем два типичных для района и периода эксперимента синоптических вихря: циклонический (ЦСВ) 21, 22 и 23 июня и антициклонический (АСВ) 1, 3 и 5 июня 1979 г. за 12 часов. Три момента времени для каждого синоптического вихря соответствуют трем фазам развития вихрей, которые характерны практически для всех синоптических вихрей, зафиксированных в натурном эксперименте. В первой фазе оба вихря (ЦСВ₁ и АСВ₁) — развивающиеся, во второй фазе (ЦСВ₂ и АСВ₂) — синоптические вихри в стадии максимального развития, в третьей фазе (ЦСВ₃ и АСВ₃) — в стадии разрушения.

В работах [9, 10] изучено распределение параметров динамики и энергетики атмосферного пограничного слоя в указанных циклонических и антициклонических вихрях. В работе [9], в частности, показано принципиальное различие энергетического режима циклона и антициклона в нижнем слое атмосферы.

Размеры антициклонического вихря в среднем заметно превышают размеры циклонического. Продолжительность развития почти вдвое больше. Стационаризовавшийся антициклон (рис. 1) завершал серию циклонов, проходивших вдоль южной границы полигона. В этом случае весь рассмотренный объем атмосферы охвачен антициклоническими движениями. В период присутствия циклона в верхней тропосфере (в слое 300—100 гПа) рядом с циклоном, ось которого направлена на северо-запад, соседствует антициклон, заметный в распределении скорости и геопотенциала. Это свидетельствует о том, что в антициклоне, начиная со стадии АСВ₁, преобладает баротропная мода, в то время как циклонический синоптический вихрь до начала этапа заполнения — существенно бароклинный вихрь.

Используемые здесь данные не позволяют рассмотреть положение фронтальных разделов в синоптических вихрях с помощью методов традиционного синоптического анализа, т. е. по измеряемым в эксперименте параметрам атмосферы. Это связано с дискретностью расчетной сетки и сглаживающими свойствами объективного анализа [11]. Однако сглаживание мелкомасштабных флуктуаций при сплайн-интерполяции метеорологических полей [11] способствует более точному диагностическому вычислению параметров синоптических вихрей, которые невозможно измерить в эксперименте (например, энергия, притоки энергии и т. п.). В распределении этих параметров внутри синоптических вихрей достаточно отчетливо видны свойства воздушных масс, образующих вихри, а также атмосферные фронты, разделяющие воздушные массы. Одним из таких параметров является скорость упорядоченного движения.

доченных вертикальных движений в синоптических вихрях. В работе [3] проведен анализ распределения скорости вертикальных движений и фронтальной деятельности в циклонах. Показано, что характер распределения скорости тесно связан с фронтальной зоной на приземной карте, а области подъема и опускания воздуха совпадают с распределением облачности в циклонах (по данным ИСЗ). Характерные для синоптических вихрей значения скорости вертикальных движений приведены в табл. 1.

Таблица 1

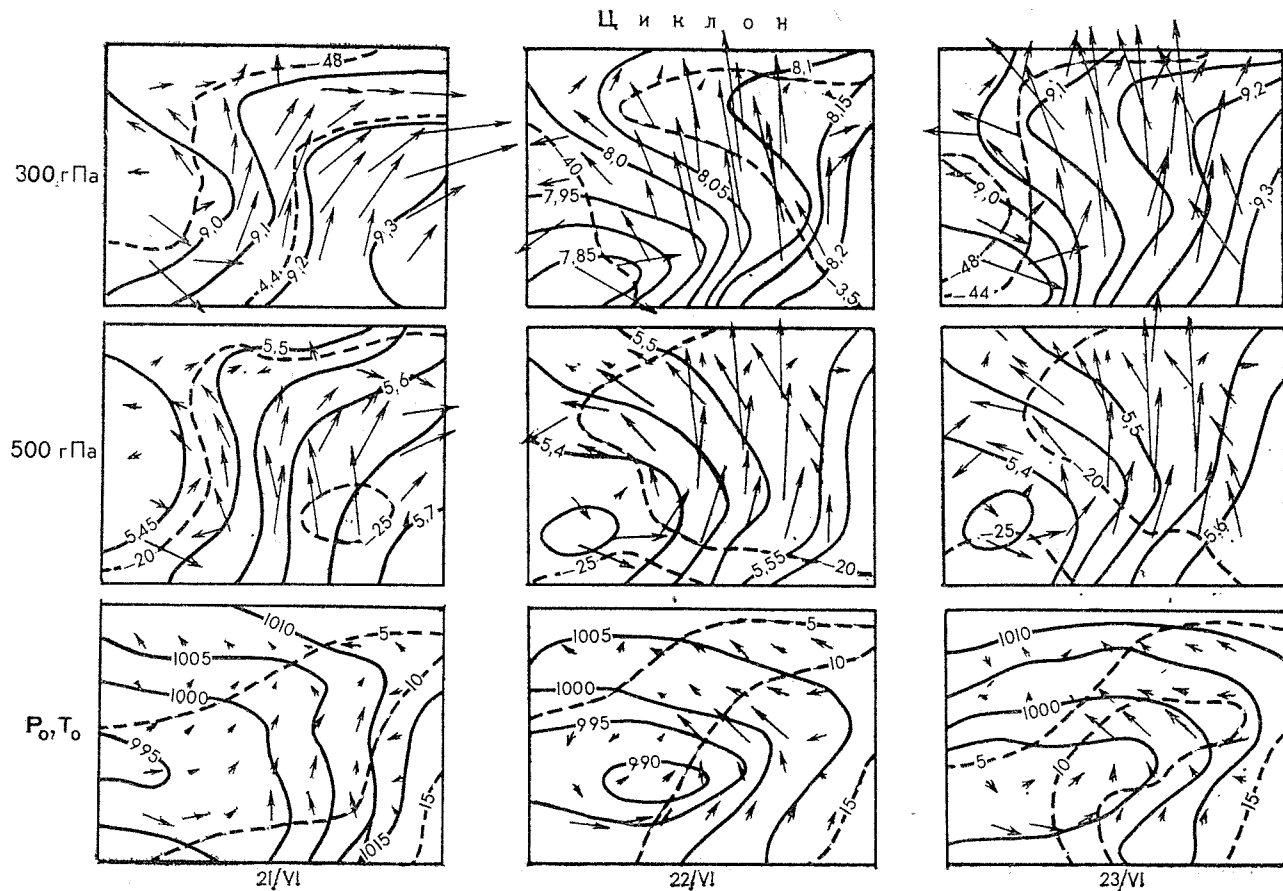
Изменение с высотой упорядоченных вертикальных движений (10^3 м/с) в процессе эволюции циклона и антициклона

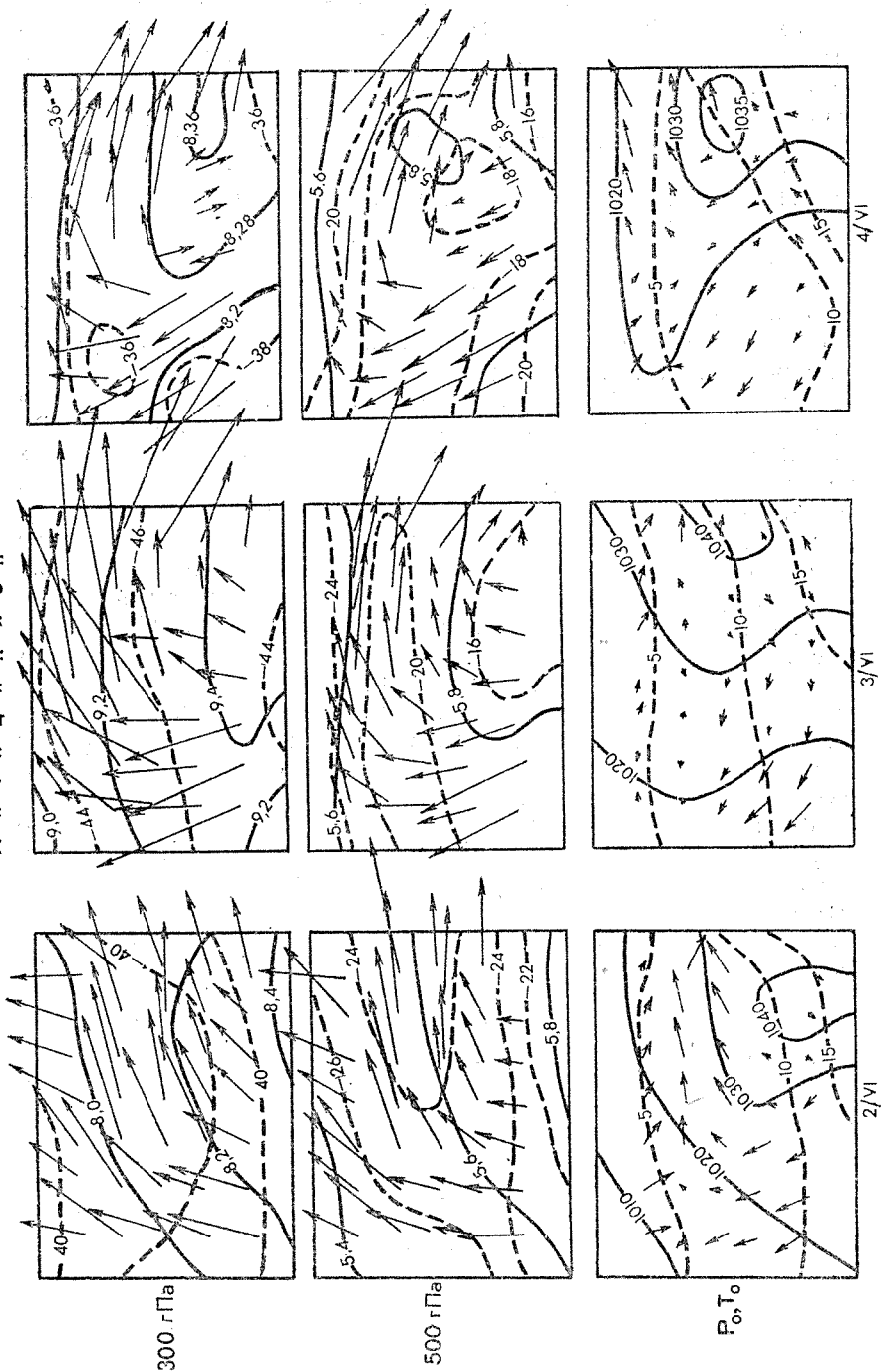
Уро- вень, гПа	Передняя часть циклона			Центр циклона			Тыловая часть циклона			Антициклон		
	стадия развития											
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
800	15	19	1	18	22	—6	—10	—29	—6	—11	—9	—3
700	41	46	8	34	40	5	—23	—36	—9	—17	—16	—6
600	66	68	6	37	63	2	—27	—49	—10	—27	—24	—8
500	74	76	—22	42	82	—4	—17	—68	—8	—46	—39	—8
400	142	185	—49	95	208	2	—58	—74	—15	—77	—63	—16
300	180	214	—63	124	242	7	—84	—99	—23	—103	—104	—37
200	252	292	—90	146	333	18	—129	—197	—38	—168	—190	—81
100	423	318	—87	270	460	—101	—241	—199	—61	—330	—415	—170

Эволюция циклонического синоптического вихря и его фронтальной системы сопровождается изменением расположения и интенсивности мезомасштабных зон восходящих и нисходящих движений. В развивающемся циклоне (стадия ЦСВ₁), подъем воздуха происходит в центральной части и в теплом секторе вихря, охватывая нижнюю и среднюю тропосферу. Значение вертикальной скорости возрастает от 6 см/с на уровне 700 гПа до 30 см/с на уровне 300 гПа. Опускание воздуха происходит в передней части холодного сектора со скоростью до -4 см/с на уровне 700 гПа и до -20 см/с у тропопаузы.

В процессе окклюдирования циклона (стадия ЦСВ₂) средняя по вихрю вертикальная скорость возрастает вследствие интенсификации вертикальных движений в области фронта окклюзии в передней части циклона. Перед фронтальной зоной происходит подъем (до 8 см/с на уровне 700 гПа), а за фронтом — опускание воздушных масс ($\omega = -10$ см/с на уровне 700 гПа). Восходящие движения в центральной области ослабевают (см. табл. 1). Процесс окклюдирования является коренной перестройкой синоптических вихрей. Влияние процессов, связанных с формированием фронта окклюзии, прослеживается вплоть до уровня 300 гПа, где выражены области подъема (до 30 см/с) и опускания (до -25 см/с), связанные с фронтом. При заполнении циклона интенсивность вертикальных движений в области фронта окклюзии

Рис. 1. Распределение приземного давления, геопотенциала (1), температуры воздуха (2) и скорости ветра (3) в трех стадиях развития циклона и антициклона.





уменьшается, хотя характерные зоны восходящих и нисходящих токов сохраняют свое расположение. На большей части ЦСВ₃ наблюдаются отрицательные значения вертикальной скорости с максимумом в стратосфере и верхней тропосфере (см. табл. 1). Это согласуется с результатами работы [14].

Распределение вертикальных движений в антициклоническом синоптическом вихре однородно практически во всех слоях атмосферы. Наибольшие нисходящие токи наблюдаются в слое 100—300 гПа (до —40 см/с). В рассматриваемом случае высокого мало-подвижного антициклона происходит формирование ячейки интенсивной вертикальной циркуляции, охватывающей тропосферу. Возникновение таких ячеек как в циклонах, так и в антициклонах обуславливает мощный энергообмен между слоями атмосферы: от пограничного слоя до верхней тропосферы.

На рис. 2 показано распределение поверхностной плотности кинетической энергии при развитии циклонов и антициклонов. Наибольший уровень кинетической энергии (e_k) в синоптических вихрях наблюдается в стадии максимального развития вихрей в слое 300—200 гПа, а наименьший — в стадии заполнения [13]. Причем величина кинетической энергии в средней тропосфере в антициклонах превышает соответствующие значения в циклонах на всех этапах эволюции. Это связано с развитием мощного струйного течения на периферии антициклонов (см. рис. 1) [22].

В нижней тропосфере значения e_k в циклонах и антициклонах сопоставимы, но выражены особенности в пространственном распределении e_k . В антициклонах максимальные значения e_k (до 50 Дж/м³) сосредоточены на периферии вихря, возрастая за его пределы, где расположен циклон. На всех этапах развития антициклонов в его центральной части значения e_k минимальны (15—30 Дж/м³). В циклоне, наоборот, значения e_k от 20 до 50 Дж/м³ охватывают его большую часть, уменьшаясь до 10 Дж/м³ лишь в самом центре. Максимальные значения e_k (40—60 Дж/м³) приурочены к положению фронтальной зоны в передней части, а также в тылу вихря.

Высокие значения e_k (30—40 Дж/м³) почти непрерывным поясом концентрируются вдоль границы вихря [9, 10]. В фазе максимально развитого АСВ₂ область низких значений e_k расширяется, «вытесняя» интенсивные движения (e_k до 40 Дж/м³) на периферию за пределы антициклона, тогда как ЦСВ₂ в нижней тропосфере весь охвачен интенсивными движениями (e_k достигает 60 Дж/м³).

Во всей тропосфере в распределении e_k циклон резко отличается от окружающих его воздушных масс. Максимальные значения объемной плотности кинетической энергии (более 100 Дж/м³) сосредоточены в передней и тыловой частях циклона выше атмосферного пограничного слоя и под тропопаузой с абсолютным максимумом над пограничным слоем (120—160 Дж/м³). В сравнении с циклоном вертикальное строение антициклона более однородно. В работе [17] при обработке экспериментальных данных

также отмечалось наличие максимальных скоростей ветра и более развитой турбулентности над атмосферным пограничным слоем в циклонах, чем в антициклонах.

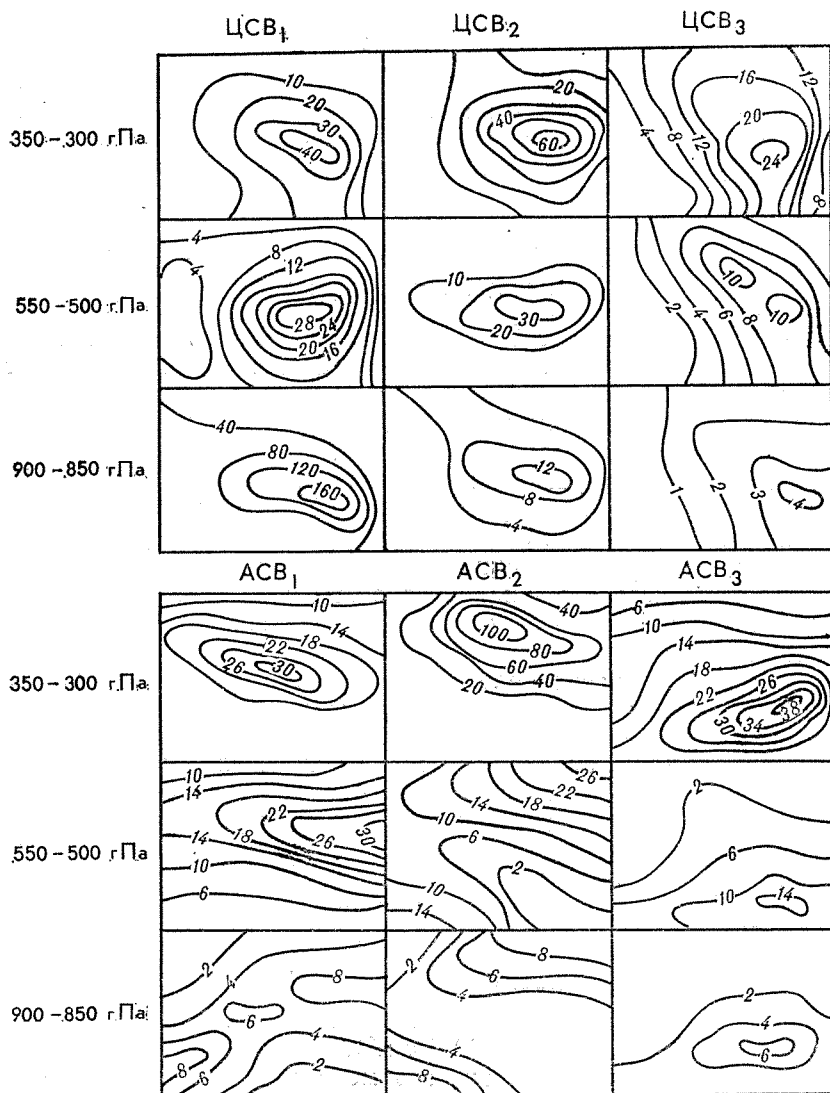


Рис. 2. Распределение поверхностной плотности кинетической энергии в свободной атмосфере при развитии циклона и антициклона (10^{-4} Дж/м²).

Распределение внутренней, потенциальной и доступной потенциальной энергии в рассматриваемых циклонах и антициклонах изучено в работах [9, 10]. При анализе изменения внутренней

энергии в циклонах в работе [10] сделан вывод о том, что вследствие адиабатичности процессов, протекающих в верхних частях циклонов, последний имеет в верхней тропосфере волновую природу. Тогда циклоническое синоптическое образование может быть представлено как тропосферный вихрь, осуществляющий перенос массы и взаимодействующий с вышележащим волновым возмущением. Такая интерпретация синоптических вихрей при ее подтверждении на более обширном материале может быть полезна при исследовании механизмов распространения вихревых движений в атмосфере, тропосферно-стратосферных взаимодействий.

Формирование энергетического бюджета синоптических вихрей

Рассмотрим результаты вычислений компонентов энергетического баланса синоптических вихрей. На рис. 3 для трех фаз существования циклонов и антициклонов приведено распределение турбулентного обмена импульсом (τ_0), явной внутренней энергией (q_0) в атмосферном пограничном слое.

Во всех стадиях развития циклона максимальные значения турбулентного потока импульса ($0,4-0,5 \text{ Н/м}^2$) концентрируются в периферийной зоне вихря и резко уменьшаются за его пределами (менее $0,1 \text{ Н/м}^2$). Таким образом, наибольшая диссипация кинетической энергии в нижнем слое атмосферы происходит в передней части циклона — в районе интенсивной фронтальной деятельности.

Особенностью распределения q_0 в циклоне является наличие двух очагов [9]: поступления тепла в атмосферу и притока тепла к поверхности океана. Первый очаг расположен в холодном секторе циклона, где атмосферный пограничный слой стратифицирован неустойчиво. Второй очаг связан с теплым сектором. Для него характерна инверсия температуры в пограничном слое. Изменение направления потока q_0 происходит во фронтальной зоне циклона, разделяющей холодную и теплую воздушные массы [10]. Значения q_0 в обоих очагах примерно одинаковы по величине (около 500 Вт/м^2), но поток тепла имеет противоположные направления. Поскольку область теплоотдачи в атмосферу занимает значительно большую площадь, чем область притока тепла к поверхности моря сверху, в среднем по площади циклоны значения q_0 — положительны (более 300 Вт/м^2). Наличие рассмотренной особенности турбулентного энергообмена воздушных масс синоптических вихрей с подстилающей поверхностью принципиально отличает формирование энергетического баланса циклонов над океаном от энергетики циклонов, проходящих над сушей [18].

Распределение τ_0 и q_0 в области антициклона еще раз наглядно подтверждает, что антициклон представляет собой однородную, теплую и устойчиво стратифицированную воздушную массу. Характерные значения τ_0 в антициклоне составляют $0,1-0,2 \text{ Н/м}^2$.

В распределении турбулентного потока тепла антициклон представляет собой область отрицательных значений q_0 . Максималь-

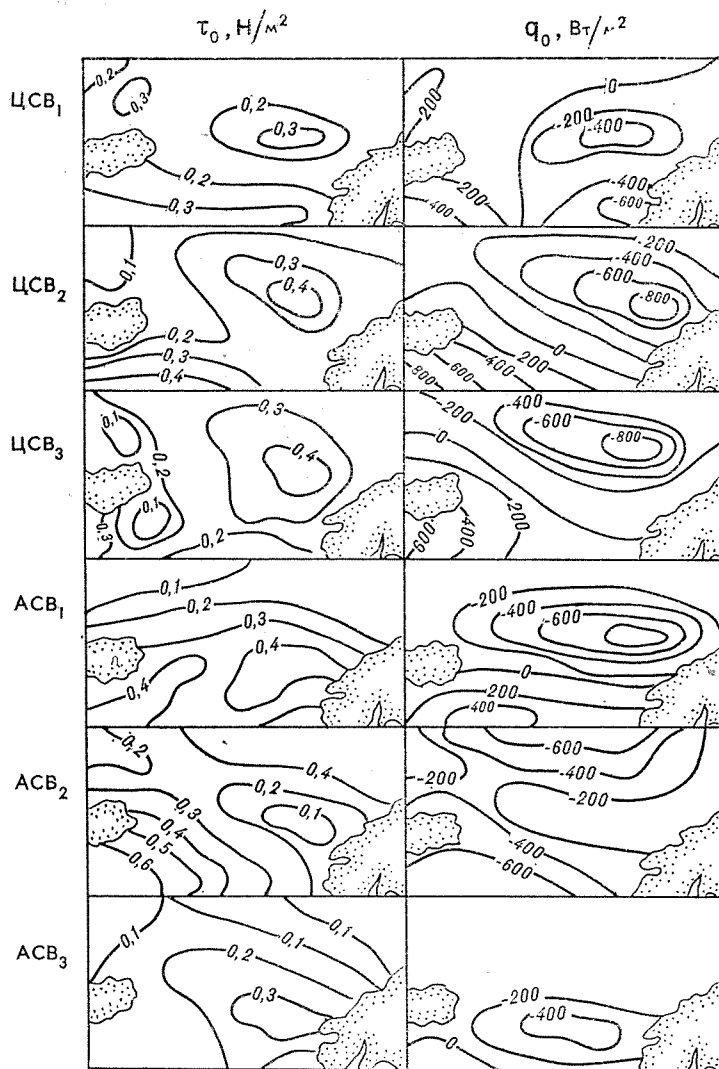


Рис. 3. Распределение турбулентных потоков импульса τ_0 и тепла q_0 у подстилающей поверхности при развитии циклона и антициклона.

ные значения q_0 (до -800 Вт/м^2) расположены в центральной части вихря. Для стадий АСВ₂ и АСВ₃ характерно перемещение наибольших значений q_0 в тыловую часть антициклона вследствие влияния теплых воздушных масс, поступающих с юга, в системе

антициклонической циркуляции. Преобладающая термическая стратификация в нижнем слое атмосферы в антициклоне определяет значительно большие затраты тепла на испарение по сравнению с циклоном [9].

Поскольку только циклонические вихри в рассматриваемых условиях вызывают поступление внутренней энергии от поверхности океана в атмосферу, в работе [10] высказано предположение,

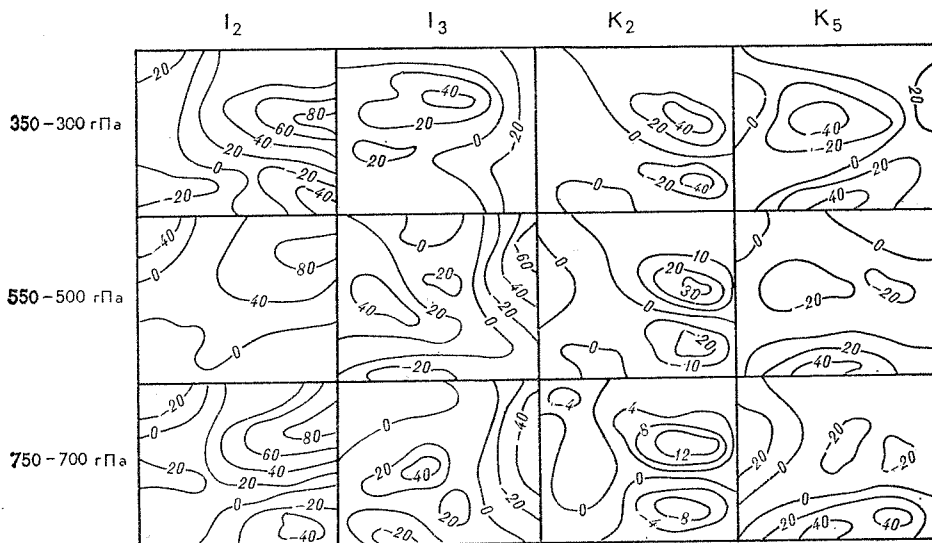


Рис. 4. Распределение мощности горизонтального адвективного притока внутренней (I_2) и кинетической (K_2) энергии, вертикального энергообмена внутренней энергией (I_3), взаимного преобразования внутренней и кинетической энергии при работе градиента давления (K_5) в стадии наибольшего развития циклона (Вт/м^3).

что в районах большой повторяемости циклонических вихрей (например, над Норвежским морем), циклоническая деятельность способствует формированию так называемых зон активного энергообмена океана и атмосферы.

На рис. 4 приведено распределение мощности горизонтального адвективного (I_2 , K_2) и вертикального (I_3) энергообмена внутренней (e_i) и кинетической энергии, а также распределение взаимного преобразования e_i и e_k при работе горизонтального градиента давления ($K_5 = -I_5$) в фазе максимального развития циклона. Обозначение притоков энергии соответствует уравнениям (5) в работе [2]. Эти притоки максимальны по величине в уравнениях баланса энергии. Распределение притоков потенциальной энергии в соответствии с теоремой Дайнса [4], качественно согласуется с распределением притоков e_i и e_p поэтому здесь не приводится. Средние по площади полигона значения компонентов бюджета энергии в СВ приведены в табл. 2, из которой видно, что адвективный приток внутренней энергии в среднем положителен на всех высотах в области ЦСВ. Распределение I_2 в вихре (см.

Таблица 2

**Значения притоков энергии в циклоне над океаном
в стадии максимального развития, Вт/м³**

Слой, гПа	Приток энергии									
	· 10 ⁴				· 10 ²			· 10 ¹		
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	P ₁	P ₂	P ₃	I ₁	I ₂	I ₃
850—800	2	14	8	25	—1	7	5	—0,2	9	6
750—700	2	15	11	51	—0,9	13	12	0,6	11	7
650—600	3	17	9	76	—0,1	28	16	—0,1	13	6
550—500	5	27	15	54	—0,5	37	24	—0,2	15	5
450—400	6	25	18	59	—0,6	49	40	—0,2	12	8
350—300	5	21	30	48	—0,2	38	42	—0,3	7	4
250—200	2	15	—4	29	—0,4	31	44	0,04	6	—3
150—100	1	4	—2	—6	—0,1	21	—4	0	—1	—3

Примечание. Обозначения притоков энергии соответствуют уравнениям (5) в работе [7].

рис. 4) показывает, что средние положительные значения обусловлены преобладанием выноса e_i из вихря в передней и центральной его частях над поступлением в тыловую часть циклона. Контраст в распределении горизонтального энергообмена, отмеченный также в работе [9], сохраняется во всей тропосфере, исчезая лишь у тропопаузы.

Такое же распределение горизонтального энергообмена характерно и для кинетической энергии (см. рис. 4). Аналогичные результаты получены в работе [24] при анализе бюджета кинетической энергии атмосферы по данным учащенного аэрологического зондирования. При заполнении циклона интенсивность адвективного энергообмена уменьшается практически на всех уровнях в свободной атмосфере. При этом выравниваются горизонтальные неоднородности в распределении I_2 , K_2 и уменьшаются различия между тропосферными слоями. Это свидетельствует о баротропизации вихря [12]. С помощью вертикального энергообмена в тропосфере внутренняя и кинетическая энергия на большей площади циклона (кроме тыловой части холодного сектора) поступает вверх к тропопаузе, а в нижней стратосфере (в слое 150—100 гПа) — вниз, также к тропопаузе.

Таким образом, в системе циклонической циркуляции в циклоне выражена подкачка энергии сверху и снизу к границе тропосферы и стратосферы, где развиваются крупномасштабные струйные течения. Следовательно, циклонические вихри до стадии заполнения способны подпитывать энергией струйные течения, развивающиеся в бароклинных слоях верхней тропосферы. Отмеченная особенность энергетики циклонов также следует из результатов натурного эксперимента «АМТЭКС» [32]. Заметим, что транспорт энергии к тропопаузе настолько характерен для циклонов, что его эффекты ярко проявились и в среднесезонном энергетическом режиме атмосферы [7]. Это свидетельствует о важной

роли вертикального энергообмена в СВ в передаче вихревой энергии в средние течения, т. е. в энергоснабжении средних течений и формировании средних условий в атмосфере как в атмосферном пограничном слое [6], так и в свободной атмосфере.

Основной вклад в поддержании высокого уровня кинетической энергии в циклонических вихрях вносит генерация e_k из e_i при работе горизонтального компонента градиента давления $K_5 \leftrightarrow I_5$ (см. рис. 4, табл. 2). Величина K_5 в свободной атмосфере (например, в слое 500—300 гПа) более чем на порядок превышает генерацию e_k в атмосферном пограничном слое [6] и является определяющим внутренним источником кинетической энергии (см. табл. 2). Распределение K_5 в объеме циклона, также как и распределение K_2 , существенно неоднородно.

Наиболее интенсивное преобразование e_i в e_k происходит в теплой части циклона в средней и верхней тропосфере. (до $2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²), откуда, как отмечалось выше, e_k выносятся за пределы вихря. Менее интенсивные, а иногда и обратные (от $0,2 \times 10^{-2}$ до $-1,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) преобразования $e_k \leftrightarrow e_i$ характерны для холодной части циклона, куда значителен адвективный транспорт e_k из окружающих воздушных масс. Максимальные значения K_5 принимает в стадии максимального развития циклона [1, 33]. Несмотря на уменьшение K_5 с заполнением (в стадии ЦСВ₃), генерация e_k превышает остальные компоненты бюджета e_k (см. табл. 2). Это способствует поддержанию циклонической циркуляции.

В антициклоне распределения основных притоков более однородны, чем в циклонах. Например, менее выражены особенности энергообмена и генерации e_k , связанные с секторной структурой циклона и фронтальной деятельностью в нижней и средней тропосфере.

Важной особенностью энергетического режима антициклонов является возможное взаимодействие антициклонов и циклонов в верхней тропосфере в районе высотных фронтальных зон и связанное с этим процессом развитие струйных течений на теплой стороне фронтальной зоны [22], т. е. в антициклонах. Значительные скорости ветра (до 60 м/с) в таком струйном течении (см. рис. 2) обуславливают не только более высокие значения e_k в сильных антициклонах по сравнению с циклонами (см. рис. 3), но и наибольшие значения притоков энергии в слое 300—100 гПа (см. табл. 2) [23].

В работах [9, 10] рассмотрены преобразования энергии в циклоне и антициклоне над океаном в пограничном слое атмосферы. Как показано в работе [9], в нижней тропосфере для циклона основными внешними источниками энергии являются радиационный приток и поступление тепла из океана, а внутренним источником — генерация e_k из лабильной энергии при работе градиента давления. В процессе развития ЦСВ происходит вынос e_i , e_p и e_k в окружающие воздушные массы и вышележащие слои. При этом часто адвекция энергии направлена в соседние с циклонами

антициклоны. Поступающая в антициклоны энергия расходуется на прогрев воздушной массы вихря и верхнего слоя океана. Аналогичная схема энергетического бюджета синоптического вихря применима и для процессов в нижней и средней тропосфере (табл. 3).

Таблица 3

Значения притоков энергии в антициклоне над океаном
в стадии максимального развития, Вт/м³

Слой, гПа	Приток энергии									
	· 10 ⁴				· 10 ²			· 10 ¹		
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₅	P ₁	P ₂	P ₃	I ₁	I ₂	I ₃
850—800	—3	—11	—4	—16	—0,4	25	—14	0,04	—12	—5
750—700	—4	—16	—8	—43	—0,3	33	—24	0,07	—23	—7
650—600	—2	21	—14	—64	—0,5	45	—30	0,05	—18	—6
550—500	—4	30	—17	—102	—0,1	64	—47	0,06	34	—8
450—400	—8	46	—37	—145	—0,1	95	—62	0,02	22	—8
350—300	—9	99	—38	—127	—0,1	139	—78	0	17	—4
250—200	—4	112	—93	—98	0,02	112	—33	0,03	5	3
150—100	—2	1	4	—10	—0,01	14	—14	—0,01	1	2

В верхней тропосфере и нижней стратосфере соотношение притоков энергии в циклонах и антициклонах иное (см. табл. 2, 3). Особенности энергетического режима здесь тесно связаны со свойствами динамического и энергетического режима в высотной фронтальной зоне. Для детального анализа этих особенностей размеры экспериментального полигона «ПОЛЭКС-Север» (см. рис. 1 в работе [2]), очевидно, уже недостаточны, так как над полигоном наблюдаются лишь фрагменты высотной фронтальной зоны. Используемое пространственное разрешение (60·60 миль) не позволяет надежно рассмотреть ее строение. Для пространственного положения вихря и его границ, возможно, требуется применение специальных численных процедур. Поскольку типичные свойства вихрей, ярко выраженные в нижней тропосфере (например, зоны значительных горизонтальных контрастов в области границы, перемещение массы и неадиабатичность преобразования энергии и др.), здесь уже в значительной мере утрачены, а вихри ассоциируются с волновыми возмущениями, затухающими на этих высотах, то ясно, что разработка вычислительных процедур объективного определения вихревой области представляет отдельную задачу.

С точки зрения проблем вихревой динамики и энергетики атмосферы как синоптических, так и климатических масштабов, исследование особенностей вихревой деятельности в верхней тропосфере трудно переоценить. Это подтверждается и полученными здесь результатами, позволяющими конкретизировать механизмы взаимодействия крупномасштабных процессов в нижней и верхней тропосфере как взаимодействие вихревых масс воздуха

с неадиабатическими преобразованиями энергии с расположенными над ними почти адиабатическими волновыми возмущениями. Так что синоптические вихри в целом отражают свойства как движущихся частиц, так и волн.

Значительным представляется также свойство бароклинности циклонов и баротропности антициклонов, а также эффекты баротропизации синоптических вихрей в обмене между вихревой и средней модами энергии. Особенно важно детальное рассмотрение вихревого режима в верхних слоях тропосферы для конкретизации механизмов энергоснабжения струйных средних течений за счет вихревых вод энергии, для конкретизации и параметризации вихреволновых тропосферно-стратосферных взаимодействий. Помимо самостоятельного интереса такие исследования имеют и большое прикладное значение в связи с необходимостью параметризации статистических эффектов вихревых процессов в климатических задачах теории общей циркуляции атмосферы [20]. Несомненно, что особое место в экспериментальном решении этих проблем отведено полярным и субполярным областям в силу активности вихреобразования, высокой повторяемости синоптических вихрей, значительной интенсивности развития вихревых процессов и яркой выраженностью их взаимодействия со средними квазизональными потоками.

Поступила 20/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискина Н. В., Романов В. Ф. О вертикальных движениях в синоптических атмосферных вихрях по данным натурального эксперимента.— Метеорология и гидрология, 1983, № 4, с. 53—60.
2. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Диагностические исследования энергетики атмосферы (по данным натурального эксперимента «ПОЛЭКС-Север-79»).— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 4, с. 834—840.
3. Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Диагностическая вычислительная система для исследования энергетики атмосферных процессов по данным натурных экспериментов «ПОЛЭКС» (в наст. сб.).
4. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 168 с.
5. Вакалюк Ю. В., Никитин А. Е. Современное состояние исследований энергетики атмосферы.— Обзорная информация, сер. метеорология, вып. 7.— Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1983.— 52 с.
6. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. О роли синоптических вихрей в формировании сезонного энергетического режима атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1985, № 6, с. 28—37.
7. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Об энергетике атмосферы над Норвежским морем (в наст. сб.).
8. Васильев В. Ф., Малинин В. Н., Смирнов Н. П. Дивергенция горизонтальных потоков тепла и водяного пара.— В кн.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 30—35.
9. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Энергетика атмосферных синоптических вихрей над океаном.— Метеорология и гидрология, 1985, № 2, с. 105—112.
10. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Атмосферные синоптические вихри над океаном (по экспериментальным данным).— Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1985, т. 21, № 5, с. 474—484.

11. Лагун В. Е., Романов В. Ф., Сафронов В. А., Смирнов Н. П. Метод интерполяции данных натурального эксперимента.—Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 48—53.
12. Монин А. С. Введение в теорию климата.—Л.: Гидрометеиздат, 1982.—246 с.
13. Морозова Н. И., Петросянц М. А., Чернышева О. Н. О кинетической внутренней и потенциальной энергии в процессе эволюции циклона.—В кн.: Использование эмпирических функций влияния для прогноза метеорологических полей.—Ташкент: ФАН, 1970, с. 53—71.
14. Морозова Н. И., Чернышева О. Н. Распределение дивергенции, вихря скорости и вертикальных потоков в период циклогенеза.—В кн.: Прогностические схемы для некоторых метеозлементов.—Ташкент: ФАН, 1968, с. 29—49.
15. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы.—Л.: Гидрометеиздат, 1973.—615 с.
16. Пинус Н. З. Доступная потенциальная энергия в атмосфере и ее превращение в кинетическую энергию.—Метеорология и гидрология, 1982, № 4, с. 106—116.
17. Пинус Н. З. Экспериментальные исследования мелкомасштабной турбулентности и турбулентного обмена в циклонах и антициклонах умеренных широт.—Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1983, т. 19, № 2, с. 135—146.
18. Пинус Н. З., Капитанова Т. П. Некоторые особенности энергетики циклонических образований умеренных широт.—Метеорология и гидрология, 1981, № 4, с. 3—12.
19. Пинус Н. З., Коган З. Н. О бюджете кинетической энергии циклонических образований.—Метеорология и гидрология, 1976, № 9, с. 47—54.
20. Романов В. Ф. Осреднение уравнений гидродинамики для теории климата.—Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана, 1984, т. 20, № 11, с. 1111—1120.
21. Трешников А. Ф. Основные задачи и итоги национального натурального эксперимента «ПОЛЭК-Север-76».—В кн.: «ПОЛЭК-Север-76», ч. I.—Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 7—16.
22. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов.—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—264 с.
23. Boyle J. S., Bosart L. F. A cyclone/anticyclone couplet over North America: an example of anticyclone evolution.—Mon. Weather Rev., 1983, vol. 111, N 5, p. 1025—1045.
24. Fulberg H. E., Jedlovec G. L. A subsynoptic scale kinetic energy analysis of the Red River Valley tornado outbreak (AVE—SESAME I);—Mon. Weather Rev., 1982, vol. 110, N 12, p. 2005—2024.
25. Fuelberg H. E., Scoggins J. R. Kinetic energy budgets during strong jet stream activity over the eastern United States.—Mon. Weather Rev., 1980, N 1, p. 69—77.
26. Harrold T. W., Browning K. A. The poles low as a baroclinic disturbance.—Quart J. R. Meteorol. Soc., 1969, vol. 95, N 406, p. 710—723.
27. Namias J. Synoptic and climatological problems associated with the general circulation of the Arctic.—Trans.—Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 38, N 1, p. 40—51.
28. Pearce R. P. The design and interpretation of diagnostic studies of synoptic scale atmosphere systems.—Quart J. R. Meteorol. Soc., 1974, vol. 100, N 425, p. 265—285.
29. Rassmussen E. The polar low as an extratropical GISK disturbance.—Quart J. R. Meteorol. Soc., 1979, vol. 105, N 445, p. 551—559.
30. Reed R. J. Cyclogenesis in polar air streams.—Mon. Weather Rev., 1979, vol. 107, N 1, p. 38—52.
31. Reed R. J., Kunkel B. A. The arctic circulation in summer.—J. of Meteorol., 1960, vol. 17, N 5, p. 489—506.
32. Scientific results of the Air Mass Transformation Experiment (AMTEX).—GARP Publ. Ser. 1981, N 24.—236 p.
33. Smith P. J. The energetics of extratropical cyclones.—Rev. Geophys. and Space Phys., 1980, vol. 18, N 2, p. 378—386.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУКТУРЫ И ИЗМЕНЧИВОСТИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НОРВЕЖСКОГО И ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЕЙ

Представления о структуре и циркуляции вод Норвежского и Гренландского морей, сформировавшиеся к началу 70-х годов на основе обобщения результатов экспедиционных наблюдений в этих морях, проводившихся с начала века, нашли отражение в работах [2, 3]. Новый этап в исследованиях морей связан с экспедиционными наблюдениями на крупномасштабной сетке океанографических станций, начатыми в 1976 г. по программе «ПОЛЭКС-Север» [6]. Основным преимуществом этих наблюдений перед ранними эпизодическими экспедиционными наблюдениями является высокое пространственное разрешение деталей структуры океанологических полей благодаря регулярному размещению океанографических станций на акватории морей.

На основе данных, полученных после экспедиции 1976 г., выполнившей три последовательные съемки Норвежского и Гренландского морей, удалось уточнить многие детали крупномасштабной структуры и циркуляции вод [5, 6]. С 1981—1983 гг. океанографические съемки сетки станций, охватывающей Норвежское море, выполняются ежесезонно по программе «Разрезы» [7]. Анализ результатов наблюдений за 1976—1983 гг. выполнен в работах [4, 6], в которых основное внимание уделено уточнению пространственной структуры вод и их циркуляции. Продолжение ежесезонных съемок Норвежской энергоактивной зоны до 1985 г. позволило создать архив данных крупномасштабных съемок за 10-летний период 1976—1985 гг., включающий данные 24 съемок, занесенные на магнитные носители ЭВМ, и провести расчеты характеристик не только пространственной, но и временной структуры основных океанологических полей.

В распределениях температуры, плотности, энтальпии деятельного слоя Норвежского и Гренландского морей присутствуют резкие пространственные контрасты, которые, в первую очередь, являются следствием адвекции водных масс различного происхождения, разделенные хорошо выраженными гидрологическими фронтами: главным полярным фронтом, фронтом холодного Восточно-Исландского течения, арктическим фронтом и их ответвлениями. Определяющая роль адвекции в поддержании пространственных контрастов океанологических полей позволяет характеристикам пространственной неоднородности полей служить индикатором интенсивности циркуляции вод. В то же время пространственные контрасты полей на поверхности океана и в верхнем

квазиоднородном слое чувствительны к влиянию летнего прогрева и опреснения, которые стремятся сгладить эти контрасты по горизонтали, но обостряют их в вертикальном направлении. В холодную половину года конвекция и турбулентность в деятельном слое океана способствуют, с одной стороны, росту его однородности по вертикали, а с другой, увеличению пространственной неоднородности в верхнем слое. Следовательно, сезонные и межгодовые изменения характеристик пространственной неоднородности содержат обобщенную информацию об изменчивости основных климатообразующих процессов в Северо-Европейском бассейне — циркуляции вод и их энергообмене с атмосферой.

Рассчитывались следующие показатели пространственной неоднородности океанологических полей: средний квадрат отклонения от среднего по площади значения поля на различных горизонтах, коэффициенты корреляции отклонений от среднего по площади на поверхности океана и нижележащих горизонтах, коэффициенты корреляции между полями на горизонте в точках, удаленных друг от друга на определенное расстояние. Расчетные формулы и часть результатов приведены в работе [1]. Характеристики пространственной неоднородности полей температуры за теплую половину года представлены в табл. 1.

Обращает на себя внимание сезонный ход основных статистик, показывающий, в частности, что летом пространственная неоднородность крупномасштабных полей температуры воды в верхнем 20-метровом слое убывает, а в подповерхностном слое 30—75 м

Таблица 1

Характеристики пространственной неоднородности поля температуры воды на акватории Норвежской энергоактивной зоны

Горизонт, м	Апрель 1976 г.	Май 1976 г.	Июнь 1983 г.	Июль 1983 г.	Август 1982 г.	Декабрь 1982 г.
0	7,38	4,81	5,84	6,01	5,57	4,14
10	7,40	5,48	5,76	5,43	5,80	4,14
20	7,40	6,18	5,91	5,86	5,94	4,00
30	7,39	6,16	6,31	6,88	8,52	4,66
50	7,34	7,35	7,39	8,30	10,15	8,93
75	7,15	7,21	8,49	9,14	9,46	9,08
100	8,80	6,64	8,43	8,94	8,77	8,36
150	8,11	5,65	8,30	8,71	8,09	7,72
200	5,41	4,95	8,06	8,35	7,91	7,46
250	4,85	4,13	7,65	7,84	7,63	7,08
300	4,36	3,89	7,06	7,31	6,87	6,16
400	3,02	3,02	6,17	5,92	4,55	5,53
500	1,87	2,49	4,65	4,55	2,82	2,97
600	0,49	2,18	3,02	3,20	2,04	1,88
800	0,07	1,07	1,82	2,16	0,74	0,60
1000	0,05	0,40	1,12	1,33	0,26	0,10
1200			0,03	0,11	0,05	0,03
1500			0,02	0,01	0,05	0,01
2000			0,00	0,00	0,07	0,00

возрастает и достигает максимума. На горизонтах глубже 1200 м пространственная неоднородность поля температуры на два порядка меньше, чем в деятельном слое.

В области синоптических масштабов также заметно уменьшение пространственной неоднородности летом и более быстрое убывание корреляции по вертикали в этот период с промежуточным минимумом в слое 30—75 м (табл. 2). Подповерхностный

Таблица 2

Статистические характеристики пространственной структуры поля температуры воды на полигоне «М»

Горизонт, м	Характеристики пространственной неоднородности				Коэффициент корреляции по вертикали			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
0	0,75	0,74	0,49	0,32	1,00	1,00	1,00	1,00
10	0,75	0,74	0,32	0,32	1,00	1,00	0,98	0,99
20	0,75	0,69	0,48	0,34	0,99	0,97	0,98	0,95
30	0,78	0,71	0,42	0,41	0,99	0,87	0,49	0,83
50	0,82	0,92	0,70	0,61	0,99	0,79	0,52	0,69
75	0,84	1,08	0,47	0,94	0,99	0,75	0,65	0,60
100	0,86	1,30	0,56	0,99	0,98	0,72	0,63	0,63
150	1,08	1,49	0,76	1,14	0,95	0,66	0,58	0,57
200	1,28	1,81	1,08	1,36	0,91	0,62	0,46	0,60
250	1,68	2,16	1,37	1,57	0,85	0,55	0,50	0,23
300	2,14	2,53	1,65	1,61	0,79	0,47	0,48	0,39
400	2,60	2,49	1,78	1,29	0,67	0,34	0,35	0,21
500	1,85	1,93	1,28	0,88	0,55	0,20	0,16	0,02
600	1,03	0,80	0,51	0,45	0,30	0,12	0,05	0,07

слой летом выделяется также наиболее быстрым убыванием временной корреляции и минимальными интервалами корреляции по широте и долготе [1]. Интервалы корреляции основных полей деятельного слоя в теплую половину года меньше, чем в холодную в 1,5—3 раза.

Из полученных данных о статистиках океанологических полей и их сезонной изменчивости следует, что информативность летних океанографических наблюдений выше зимних ввиду усложнения вертикальной структуры и ослабления пространственных корреляций океанологических полей. Кроме того, в весенне-летний сезон формируются аномалии теплозапаса в подповерхностном слое, которые зимой появляются на поверхности океана. Сведения о сезонной перестройке структуры полей океана можно использовать для выбора пространственной и временной дискретности наблюдений в различные сезоны. Увеличение вертикальной однородности водных масс в деятельном слое зимой создает более благоприятные условия для томографии вертикальных профилей океанологических характеристик по наблюдениям на поверхности океана.

Анализ пространственной неоднородности включает также расчеты составляющих градиентов океанологических полей, среди которых особый интерес представляет поле температуры воды. На рис. 1 отмечены значения составляющих градиента температуры на горизонте 300 м, превышающие $0,02^{\circ}\text{C}$ на километр по данным съемок за 1976—1985 гг. Обобщенное распределение максималь-

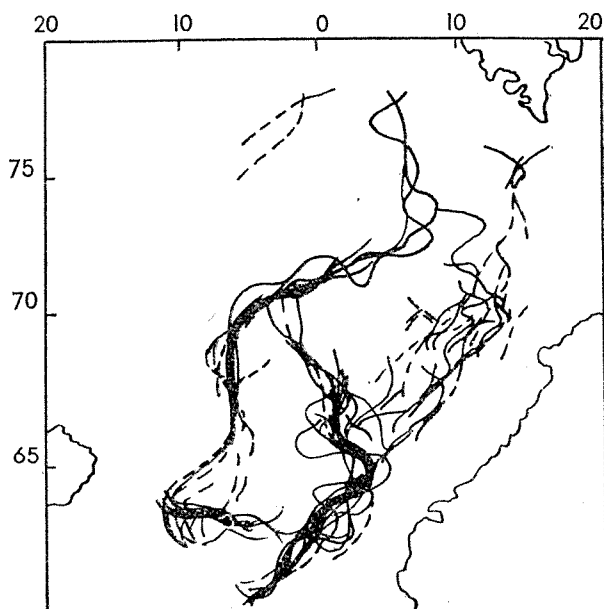


Рис. 1. Положение зон максимальных горизонтальных контрастов температуры воды на горизонте 300 м.

ных градиентов отражает климатическое положение гидрологических фронтов и их возможные отклонения.

Десятилетний ряд океанографических наблюдений на крупномасштабной сетке станций позволяет получить оценки среднеголетних значений океанологических полей и суммарной изменчивости этих значений в узлах сетки. В отличие от оценок средних полей, приведенных в атласе [2] и полученных путем осреднения наблюдений не только во времени, но и по определенной площади, здесь используется только осреднение во времени наблюдений в фиксированной точке акватории (в пределах точности определения координат океанографической станции). Рассчитывались оценки средних значений и изменчивости как наблюдаемых характеристик (температура, соленость), так и расчетных термодинамических характеристик (энтальпия, динамические толщины и др.).

Среднее поле температуры воды в слое 0—200 м отражает достаточно гладкое ее распределение, подобное тому, которое

представлено в атласе [2]. Однако в отличие от данных атласа, полученные средние поля имеют два хорошо выраженных отклонения от меридионального направления изотерм — к северу от Фареро-Исландского порога и над порогом Мона (рис. 2). На глубине 200 м и более плавный ход изотерм температуры воды нарушается проявлениями ядер холодных вод (см. рис. 2а). На горизонте 500 м отмечается более сложное распределение средней температуры, в котором четко обнаруживается ядро теплых вод на северо-востоке Норвежского моря (см. рис. 2б). Наиболее заметно это ядро на горизонте 800 м (см. рис. 2в). В глубинных и придонных слоях в поле средней температуры остаются следы этого ядра (на горизонте 2000 м температура в его центре почти на $0,2^{\circ}\text{C}$ выше температуры окружающих вод) и «купола» холодных вод на 75° с. ш. (температура в его центре почти на $0,2^{\circ}\text{C}$ ниже температуры окружающих вод).

В среднем распределении солёности на поверхности морей выделяется центральная зона ее повышенных значений, связанных с влиянием притока атлантических вод. По обе стороны от этой зоны солёность постепенно понижается под влиянием берегового стока и поступления североморских вод, с одной стороны, и притока опресненных арктических вод, с другой стороны. На горизонтах в слое 0—200 м изменение средней солёности почти параллельно изотермам, но «язык» атлантических вод с повышенными значениями солёности на северо-востоке от Фареро-Шетландского пролива более заметен в поле средней солёности, чем в поле средней температуры на поверхности. В глубинных слоях распределение средней солёности отличается от ее распределения в верхнем слое хорошо заметным ядром солёных вод, положение которого совпадает с положением ядра теплых вод и относится к области антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря.

Средняя энтальпия слоев 0—200 и 500—1000 м дает представление об интегральной термической структуре вод Норвежского и Гренландского морей. В распределениях средней энтальпии слоя 0—200 м заметно влияние основной струи Норвежского течения и квазистационарных круговоротов. В распределении средней энтальпии глубинного слоя 500—1000 м ясно выделяются две области ее повышенных и пониженных значений, соответствующие стационарным круговоротам. Среднее динамическое состояние вод Норвежского и Гренландского морей характеризуется распределением средних динамических толщин слоев 0—200 м и 500—1000 м, которые отражают стационарные циркуляционные ячейки в глубинном слое морей.

Оценки суммарной изменчивости океанологических полей относительно средних значений, рассчитанных в узлах крупномасштабной сетки, позволяют выявить области с максимальной изменчивостью, которые можно рассматривать, с одной стороны, как климатические центры влияния океана на атмосферу, если они находятся в деятельном слое, и, с другой стороны, как центры

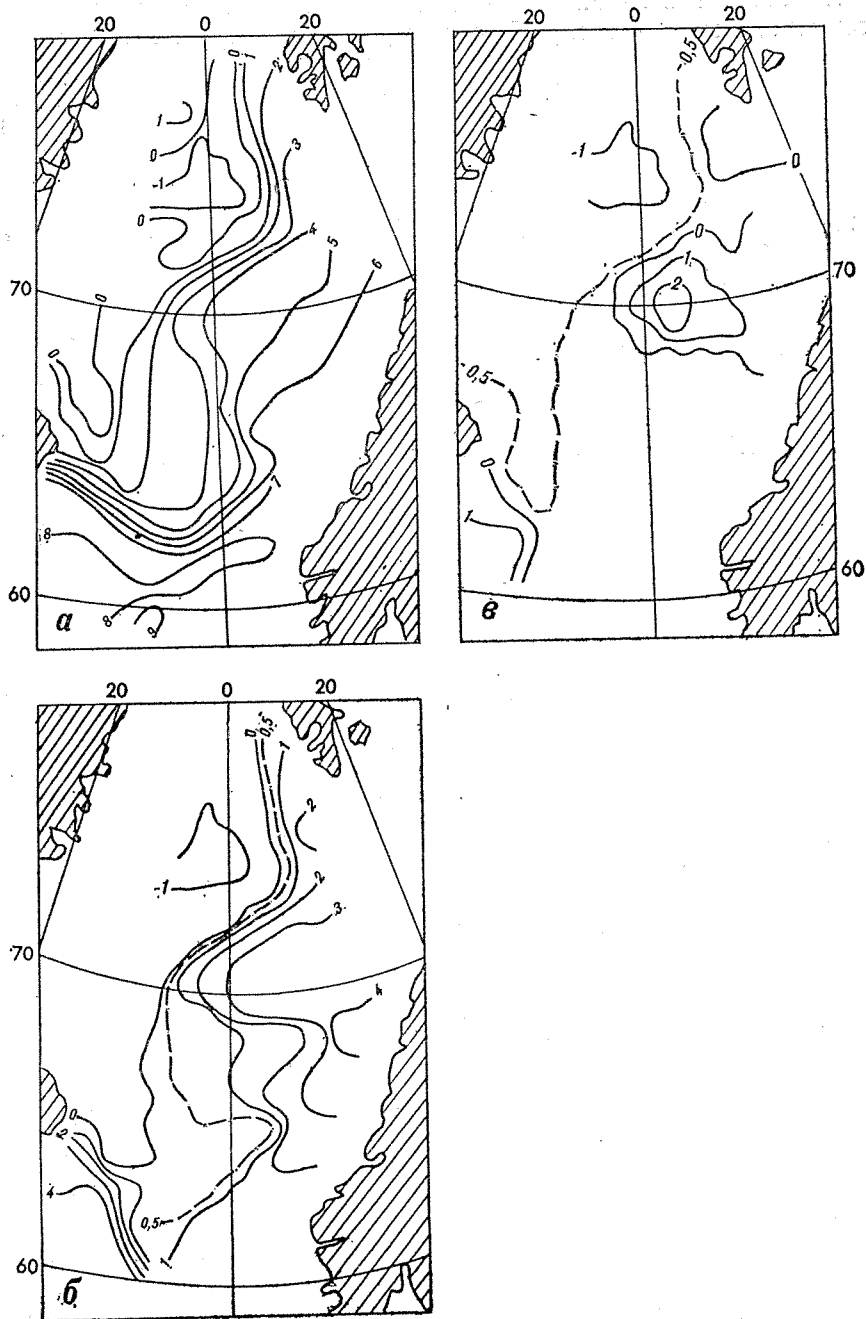


Рис. 2. Средние за 1976—1985 гг. значения температуры воды на горизонтах 200 м (а), 500 м (б), 800 м (в).

изменчивости в глубинных слоях океана. Суммарная дисперсия температуры воды в слое 0—200 м растет в направлении с севера

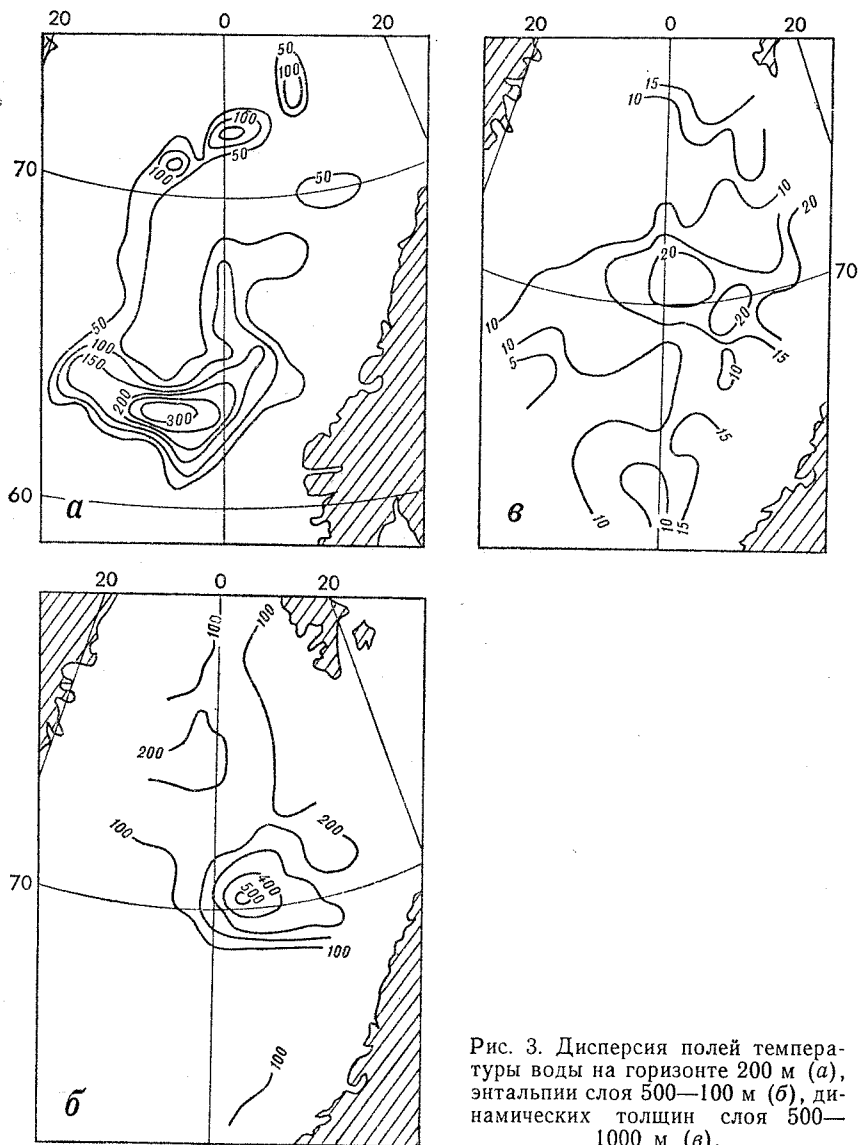


Рис. 3. Дисперсия полей температуры воды на горизонте 200 м (а), энтальпии слоя 500—100 м (б), динамических толщин слоя 500—1000 м (в).

на юг, достигая наибольших значений в юго-восточной части моря и в зоне Восточно-Исландского течения.

На горизонтах 200, 300 м отчетливо выделяются зоны максимальной изменчивости температуры воды, приуроченные к основным струям течений и гидрологическим фронтам (рис. 3 а).

В слое 500—600 м наиболее заметная изменчивость температуры воды отмечается к востоку от нулевого меридиана, а также над порогом Мона. К западу от этих областей дисперсия почти на порядок меньше. В глубинных слоях основной центр изменчивости находится в зоне антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря. Распределение изменчивости энтальпии слоя 0—200 м сходно с распределением ее средних значений — максимальная дисперсия отмечается в областях максимумов средних значений.

Изменчивость энтальпии слоя 200—500 м растет с запада на восток и принимает наибольшие значения вдоль побережья Норвегии, в Фареро-Исландском и Фареро-Шетландском проливах и к юго-западу от них. Наибольшая изменчивость энтальпии слоя 500—1000 м приходится на области стационарных круговоротов (см. рис. 3б). Изменчивость динамических толщин слоя 0—200 м также растет с запада на восток, но в этом случае максимум ее находится у побережья Норвегии. Наибольшая изменчивость толщин слоя 500—1000 м сосредоточена в северо-восточной части Норвежского моря в зоне антициклонического круговорота и Нордкапского течения (см. рис. 3в).

Анализ распределения изменчивости крупномасштабных океанологических полей показывает, что наиболее крупные аномалии в состоянии океана в этом регионе возникают в областях локализации основных океанических структур, таких как струи течений, фронтальные разделы, стационарные круговороты. С этими структурами, как правило, связаны и пространственные климатические максимумы энтальпии и циркуляции вод. Взаимосвязь между климатическими максимумами в средних полях и распределениях изменчивости свидетельствует о важнейшей роли динамики вод в формировании структур и подтверждает выдвинутое ранее положение о проведении мониторинга климата океана в первую очередь в областях локализации этих структур [1, 8].

Поступила 10/IX 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане.— Л.: Гидрометеонаиздат, 1984.— 104 с.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— М.: МО СССР, ВМФ, 1980.— 184 с.
3. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеонаиздат, 1980.— 252 с.
4. 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, сер. атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы»; т. 7.— М.: Изд. ВИНТИ, 1986, с. 46—72.
5. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря. Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 84—100.

6. «ПОЛЭКС-Север-76», ч. I. Сб. статей/под ред. А. Ф. Трешникова.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 262 с.

7. Программа исследования взаимодействия 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. Трешников А. Ф., Николаев Ю. В., Алексеев Г. В. Об экспедиционных наблюдениях за крупномасштабной изменчивостью в океане.— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 5—9.

Г. В. АЛЕКСЕЕВ, П. В. БОГОРОДСКИЙ,
А. С. ЦВЕТУХИН, А. И. ШУВАЛОВ

ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД НОРВЕЖСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕЧЕНИЙ

Основная часть выводов о циркуляции вод Северо-Европейского бассейна получена на основе расчетов течений. Крупномасштабные океанографические съемки Норвежского и Гренландского морей в 1976—1985 гг. по регулярным сеткам станций позволили дополнить и уточнить представления об основных элементах циркуляции, заложенные работами Ф. Нансена, Б. Хелланд-Ханзена и развитые советскими исследователями (А. П. Алексеев, Е. Г. Никифоров, В. В. Тимофеев и др.). Эти уточнения состоят в обнаружении вихревой полиядерной структуры циркуляции и в установлении квазистационарного характера циклонических и антициклонических вихрей, ее составляющих [5, 7]. Продолжение регулярных наблюдений на крупномасштабных сетках станций в Норвежском и Гренландском морях обеспечивает исследования межсезонных и межгодовых изменений структуры циркуляции на основе расчетных методов. Диагноз циркуляции водных масс по данным океанографических съемок развивается в настоящее время в направлении использования более сложных и современных схем расчета по сравнению с динамическим методом.

Несмотря на возрастающие возможности расчетных оценок элементов циркуляции вод Норвежского и Гренландского морей, прямые измерения течений остаются наиболее достоверным источником сведений о них. Кроме того, расчетные схемы и оценки течений нуждаются в калибровке и проверке точности. В Норвежском море проведено довольно значительное число прямых измерений течений на буйковых постановках. Однако большинство из них весьма непродолжительно (1—8 суток) и сосредоточено в Фареро-Шетландском проливе. Исключение составляют измерения течений на буйковых станциях, выполненные в 1975 г. экспедицией Института океанологии АН СССР под руководством В. Г. Корта. Характерной особенностью изменчивости течений по данным этих измерений оказалась сильная пространственная неоднородность поля скорости и значительные ее колебания во времени, связанные с вихревыми структурами в районе наблюдений, которые имели горизонтальные размеры 50—80 км [6].

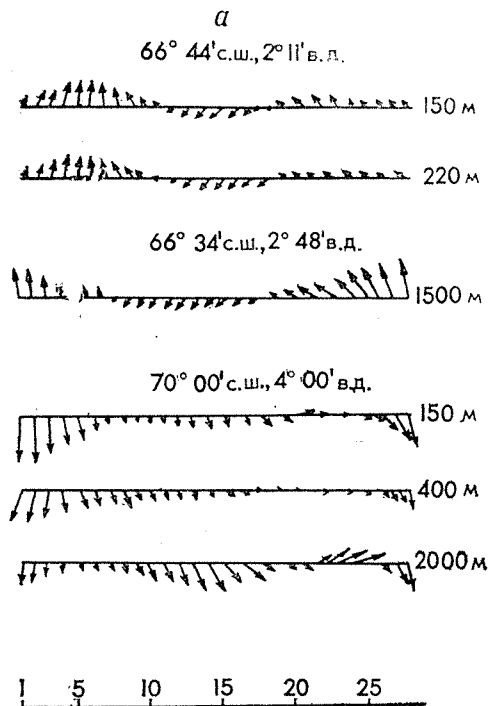
В рамках программы «ПОЛЭКС-Север» измерения течений составляют один из постоянных элементов экспедиционных исследований. Однако до сих пор проведены сравнительно немногочисленные измерения на буйковых станциях (осуществлено около

10 постановок, включающих в общей сложности 30 буйковых станций). Основная цель большинства постановок состояла в изучении синоптической изменчивости течений и динамики фронтальных разделов. Для исследования крупномасштабной циркуляции особый интерес представляют измерения течений большой продолжительности (не менее двух недель) в районах хорошо выраженных особенностей циркуляции (струйные течения, проливы, стационарные круговороты). Благодаря этим измерениям удалось обнаружить 12—15-суточные колебания в основных струях и круговоротах циркуляции вод Норвежского моря.

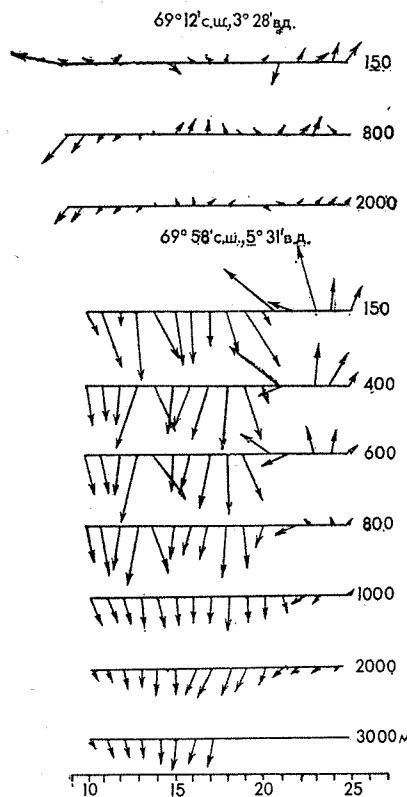
Первые проявления этих колебаний были установлены по данным измерений скорости течения на буйковой станции в августе—сентябре 1978 г. вблизи точки 66° с. ш., 2° в. д., где проходит одна из струй Норвежского течения. Среди колебаний скорости течения, зарегистрированных на этой станции, доминируют 12-суточные колебания, которые выражаются в периодическом отклонении течения от среднего направления. Подробный анализ характеристик 12-суточной составляющей скорости течения позволил выдвинуть предположение о волновом возмущении основного потока, связанном с перестройкой крупномасштабного поля ветра [2].

Особенно удачными для изучения крупномасштабных колебаний циркуляции оказались измерения на трех притопленных буйковых станциях (ПБС) в июне 1979 г. во время экспедиции «ПОЛЭКС-Север-79», продолжавшиеся в течение месяца [2, 4]. Одна буйковая станция была выставлена на 70° с. ш. и 4° в. д. (измерения проводились на горизонтах 150, 400, 1000, 2000 и 3000 м) в зоне антициклонического круговорота, две другие — почти на 400 км южнее, в точках $66^{\circ}44'$ с. ш., $2^{\circ}41'$ в. д. (измерения на горизонтах 150, 220 м) и $66^{\circ}34'$ с. ш., $2^{\circ}48'$ в. д. (измерения на горизонтах 185 и 1500 м). Совместное представление среднесуточных векторов скорости течения по всем трем ПБС показывает их согласованное изменение (рис. 1а), причем эти изменения происходят практически одновременно и представляют собой примерно 15-суточные колебания. Выделение 15-суточной компоненты из рядов скорости течения подтверждает квазипериодический и согласованный характер этого колебания. Пространственно-временное распределение среднесуточных векторов скорости течения, представленные на рис. 1а, может быть интерпретировано следующим образом.

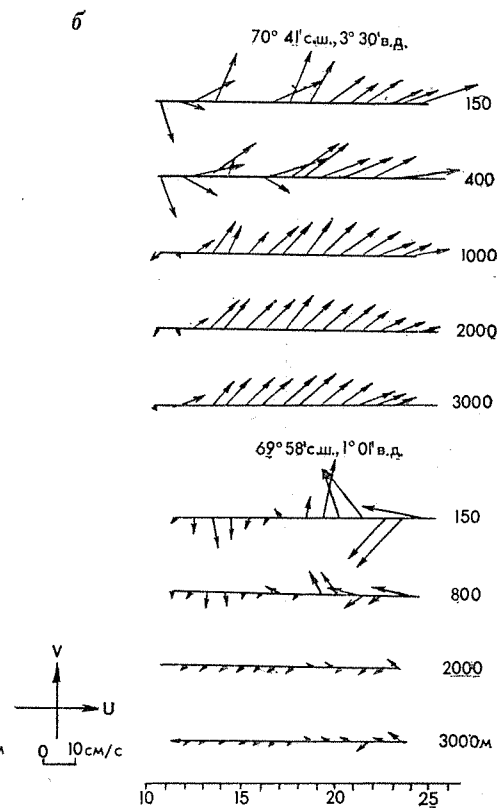
Изменения вектора среднесуточной скорости течения на северной буйковой станции соответствует колебаниям скорости течения, связанного с антициклоническим круговоротом, смещающимся вдоль прямой, ориентированной с северо-запада на юго-восток. Изменения скорости по данным двух южных буйковых станций (см. рис. 1) соответствуют циклоническому круговороту, испытывающему смещения вдоль того же направления. При этом вращение векторов среднесуточной скорости в обоих случаях происходит по часовой стрелке. Очевидно, что смещения антициклонического и циклонического круговоротов происходят под



Июнь 1979г



Июнь 1985г



Июль 1985г

Рис. 1. Среднесуточные векторы течения по измерениям на трех (а) и четырех (б) буйковых станциях.

влиянием крупномасштабного возмущения циркуляции в этом районе Норвежского моря, которое, по-видимому, представляет собой волну с периодом около 15 суток. Используя это представление, проведем кинематический анализ изменений скорости. Пусть R — радиус антициклонического (циклонического) круговорота или вихря, φ_0 — начальное направление вектора скорости, зарегистрированные измерителем течений, φ_1 — направление вектора в момент отклонения от φ_0 . Определим величину угла, в который «вписывается» круговорот радиуса R .

$$\alpha_0 = \pi - \Delta\varphi, \text{ где } \Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_0.$$

Предположим, что круговорот колеблется вдоль некоторой прямой, тогда смещения его центра, вызывающие изменения направления скорости течения $\Delta\varphi$ будут иметь величину

$$L = 2R \cos(\alpha_0/2).$$

При смещениях круговорота измеритель течения, находившийся вначале на окружности радиуса R , будет «попадать» во внутренние области круговорота радиусом r , минимальная величина которого составляет $r_0 = R \sin(\alpha_0/2) = (L/2) \operatorname{tg}(\alpha_0/2)$. Скорость течения, измеряемая на буйковой станции, через которую проходит вихрь, состоит из двух компонент: скорости циркуляции

вихря $\vec{v}_\omega = \omega^2 r$, ω — угловая скорость движения воды в вихре и скорости перемещения вихря, например,

$$\vec{v}_s = \vec{v}_0 \cos(\lambda t + \gamma),$$

где $\vec{v}_0$ — амплитуда крупномасштабного возмущения циркуляции, вызывающего смещение вихря; $\lambda = 2\pi/T$, T — период возмущения (например, $T = 15$ суток); γ — начальная фаза возмущения. Таким образом, регистрируемая скорость $\vec{v} = \vec{v}_s + \vec{v}_\omega$.

Зная из наблюдений изменения скорости $\vec{v}$ и принимая изложенную выше интерпретацию о колебаниях вихря, можно найти неизвестные параметры циркуляции, например, радиус вихря R , минимальный внутренний радиус r_0 , скорость движения воды в вихре и т. д.

Интересные пространственно-временные изменения циркуляции вод были измерены в июне 1985 г. в зоне антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря. Основной целью постановки ПБС являлось измерение течений в области круговорота для подтверждения его существования как циркуляционной системы и выявления особенностей вертикальной и горизонтальной структуры циркуляции в этом районе. Вместе с тем полученные данные важны и для заключения об особенностях пространственно-временного распределения скорости течений в этом регионе Норвежского моря. Из данных прежде всего следует заключение о вертикальной однородности циркуляции в этом

районе. При этом особого внимания заслуживают результаты измерений на ПБС 68, поскольку здесь, во-первых, получено наиболее полное разрешение наблюдений по глубине, а во-вторых, почти в той же точке измерения проводились в июне 1979 г. (см. рис. 1, станция 70). В обоих случаях зафиксировано преобладающее южное направление переноса во всей толще вод от 150 до 3000 м. Одновременно можно отметить развитие локального возмущения скорости в верхнем 1000-метровом слое, хорошо выраженного на станциях 68 и 70. Представленные данные отражают также временные изменения циркуляции в этом районе с характерными временными масштабами около 25 и 7—8 суток, однако они выражены значительно слабее, чем 15-суточные колебания на рис. 1.

Приведенные выше результаты измерений скорости течений на акватории Норвежского моря в отличие от выполненных ранее наблюдений [6] отражают крупномасштабную пространственную и временную когерентность в циркуляции вод, что открывает перспективу синхронных инструментальных измерений циркуляции на системе редко расположенных буйковых станций. При этом наибольший интерес представляют наблюдения за системой течений, включающей потоки через проливы, струи основных течений и круговороты.

Поступила 10/IX 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей. Тр./ПИНРО, 1956, вып. 9, с. 62—68.
2. Алексеев Г. В., Богородский П. В. Колебания состояния океана и атмосферы по данным месячной серии наблюдений в точке L.— Тр./ААНИИ, 1988, т. 407, с. 120—126.
3. Алексеев Г. В., Иванов Н. И. Колебания скорости течения и температуры воды по наблюдениям на буйковой станции в районе корабля погоды «М».— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 76—78.
4. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. Результаты исследований в Норвежской энергоактивной зоне в 1981—1985 гг.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1987, вып. 63, 514 с.
5. Гурецкий В. В., Романцов В. А. Циркуляция вод в весенне-летний период (диагностические расчеты).— В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. I.— Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 91—97.
6. Корт В. Г., Титов В. Б., Осадчий А. С. Кинематика и структура течений на полигоне в Норвежском море.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5, с. 769—773.
7. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря (май—июнь 1979 г.).— Тр./ААНИИ, 1983, т. 382, с. 26—34.

СТРУКТУРА И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОДНЫХ МАСС СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ

В Гренландском море происходит смешение наиболее контрастных по температуре, солености и содержанию кислорода водных масс Мирового океана — северо-атлантической и арктической. Различные физические процессы в северной части моря приводят к образованию важных для изучения климата океана водных масс — поверхностных вод Гренландского круговорота и донных. Причем Гренландское море считается одним из главных поставщиков наиболее плотных и аэрированных донных вод Мирового океана.

Объектом исследования явилась северная часть Гренландского моря как одна из наиболее активных зон Северо-Европейского бассейна. Горизонтальная циркуляция и водные массы этого бассейна изучаются достаточно давно [4, 8, 9]. Однако вследствие ограниченного числа наблюдаемых параметров и пространственной нерегулярности съемок основные представления о водных массах и их динамике базируются на классическом T, S -анализе и динамическом методе. В последние годы опубликованы работы, основанные на диагностических расчетах течений [2, 3]. В этих работах сделаны определенные выводы о структуре и режиме циркуляции, которые, однако, мало касаются Гренландского моря. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы на основании наиболее полных данных, комплексного метода изучения водных масс и диагностических расчетов выявить характерные особенности распределения и динамики водных масс и уточнить схему циркуляции этого района Северо-Европейского бассейна.

Выделение водных масс выполнено методом главных компонент (разложение по естественным ортогональным функциям), позволяющим привлекать к анализу любой комплекс гидрофизических характеристик. Содержание метода и его возможности рассмотрены в работах [1, 6].

Для расчетов горизонтальной циркуляции была использована модификация диагностической модели А. С. Саркисяна [7]. Теоретические основы этой модификационной модели изложены в работе [5]. Во избежание возникающих погрешностей при больших перепадах глубин в пределах шага сетки изменение рельефа дна было представлено в работе [5] в виде ступенчатой функции, сохраняющей постоянные значения на каждом отдельно взятом шаге.

Для анализа водных масс и расчета циркуляции использовались материалы нескольких гидрологических съемок северной

части Гренландского моря, выполненных в последние годы научно-исследовательскими судами ААНИИ и других организаций (февраль 1974 г., октябрь 1975 г., май 1976 г., июнь 1980 г. и апрель 1984 г.). Критериями для выбора данных наблюдений послужили наличие максимального числа наблюдаемых параметров для выделения водных масс и пространственная регулярность съемок для диагностических расчетов.

Разложение по естественным ортогональным функциям показало, что несмотря на значительный вклад в общую дисперсию биогенных элементов, их присутствие делает поля точек в координатах первых двух главных компонент слишком однородными для выявления «облаков», характеризующих определенные водные массы. Кроме того, еще в работе [6] отмечалось, что распределение биогенных элементов носит вторичный характер, т. е. отражает развитие биохимических и гидробиологических процессов на фоне вертикальной циркуляции. Исходя из этого, для выделения водных масс использовались температура воды (T , °C), соленость (S , ‰) и содержание кислорода (O_2 , мл/л). Анализ разложения полей этих элементов по естественным ортогональным функциям позволил выделить следующие водные массы: атлантическую, арктическую, норвежскую глубинную, атлантическую возвратную, полярные воды Гренландского круговорота (центральной), донную и донно-глубинную. Распределение этих водных масс на наиболее репрезентативных разрезах представлено на рис. 1, а предельные значения характеристик даны в табл. 1.

Таблица 1

Пределы характеристик водных масс

Водная масса	T , °C	S , ‰	O_2 , мл/л
Атлантическая	$\geq 2,0$	$\geq 35,00$	7,1—7,5
Арктическая	$\leq 4,0$	$\leq 34,50$	$\geq 7,8$
Поверхностная Гренландского круговорота	$\leq 4,0$	34,60—34,85	$\geq 7,5$
Атлантическая возвратная	$-0,5 \div 1,0$	35,01—34,96	7,2—7,4
Норвежская глубинная	$-0,8 \div 0,5$	34,92—34,95	$\leq 7,2$
Донно-глубинная	$-1,0 \div -1,3$	34,67—34,93	7,1—7,4
Донная	$-0,96 \div -1,1$	34,90—34,93	7,0—7,2

Существующая в бассейне Гренландского моря система циркуляции, атмосферные процессы и рельеф дна обуславливает специфическое распределение водных масс. В работе [4] было предложено районирование Северо-Европейского бассейна по типу вертикальной структуры вод. Придерживаясь этой систематики, рассмотрим последовательно норвежский (для данного моря точнее западно-шпицбергенский), восточно-гренландский и центральный районы Гренландского моря.

Структура вод западно-шпицбергенского района представлена атлантической, норвежской глубинной и донной водными массами.

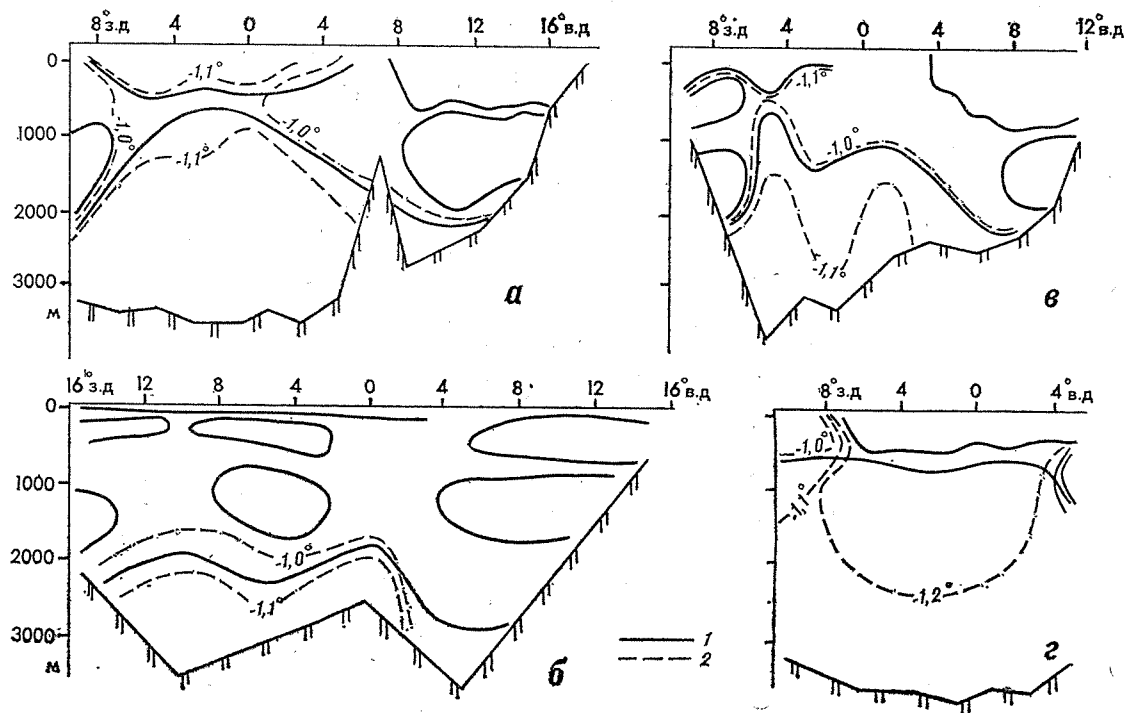


Рис. 1. Распределение водных масс и температуры воды на разрезах:

a — 75°30' с. ш. (февраль 1974 г.); *б* — 76°30' с. ш. (февраль 1974 г.); *в* — 73° с. ш. (октябрь 1975 г.); *г* — 74°30' с. ш. (апрель 1984 г.)
 1 — границы водных масс; 2 — изотермы.

Атлантическая водная масса представляет собой трансформированные в Норвежском море воды Северо-Атлантического течения и поступает в Гренландское море с юга, распространяясь в поверхностном слое восточной части моря. Вертикальная мощность потока колеблется от 500—600 м (февраль 1974 г.) до 200—300 м (май 1976 г., июнь 1980 г.). В северной части моря верхняя граница потока опускается на 50—150 м. Ширина потока, как правило, постепенно уменьшается по направлению движения. Однако на 80° с. ш. (февраль 1974 г., октябрь 1975 г.) площадь атлантических вод была несколько больше, чем на 78° с. ш. Это может свидетельствовать об увеличении зональной составляющей в направлении движения потока или о его разветвлении.

Сезонная изменчивость атлантических вод проявляется в прогревании верхнего слоя летом до 4—6°C и охлаждении зимой до 2—4°C. Кроме того, летом в результате увеличения выноса опресненных вод из Баренцева моря и берегового стока со Шпицбергена верхняя граница атлантических вод в отдельных районах (73,77° с. ш. октябрь 1975 г.) опускается на 25—50 м (см. рис. 1 а). На 78° с. ш. при максимальном развитии потока атлантических вод (февраль 1974 г.) соленость достигала 35,07 ‰, а при его минимальном развитии (май 1976 г.) не превышала 35,01 ‰.

Норвежская глубинная водная масса формируется в Норвежском море и, подстилая поток атлантических вод, движется на север (см. рис. 1). В Гренландском море норвежская глубинная водная масса обладает довольно высокой соленостью и самым низким содержанием кислорода. Ее верхняя граница постепенно понижается с 500—600 м на 73° с. ш. до 1300 м на 80° с. ш. Мощность ее слоя на входе в Гренландское море в июне 1980 г. составила 1500 м, а в феврале 1974 г. не превышала 1000 м. Существование в северо-восточной части Норвежского моря квазистационарного антициклонического круговорота позволяет предположить, что часть атлантических вод Норвежского моря в этом круговороте увлекается вниз, трансформируется и в виде норвежской глубинной водной массы поступает в Гренландское море. То, что увеличение ее потока в июне 1980 г. происходило на фоне ослабления струи атлантических вод, может свидетельствовать об определяющей роли антициклона Норвежского моря в формировании поверхностного и глубинного потоков.

Площадь поперечного сечения потока норвежской глубинной водной массы в феврале 1974 г. на 80° с. ш. несколько больше, чем на 78° с. ш., т. е. поток поворачивает на запад. В октябре 1975 г. поворот потока этой водной массы на запад происходил на 77° с. ш., а в июне 1980 г. — на 76°30' с. ш. Если в первом случае (1975 г.) весь поток этой водной массы уходил на запад, то во втором (1980 г.) — большая часть потока продолжала движение на север.

Донные воды, проникая через проходы в хребтах Мона и Книповича, а иногда и переливаясь через них, занимают придон-

ный слой западно-шпицбергенской структурной зоны. Соленость донных вод этого района достигает 34,93 ‰ в результате взаимодействия с норвежскими глубинными водами, температура их около -1°C . Верхняя граница донных вод находится на глубинах 2000—2500 м. Проникновение этой водной массы в Арктический бассейн остается невыясненным.

Восточно-гренландский район представлен арктической, атлантической возвратной, норвежской глубинной и донной водными массами. Арктическая водная масса, поступающая через пролив Фрама и частично формирующаяся в Гренландском море, занимает тонкий поверхностный слой. Эта водная масса характеризуется малой соленостью и высоким содержанием кислорода. Температура может колебаться от $-1,89^{\circ}\text{C}$ (февраль 1974 г.) зимой до 4°C (октябрь 1975 г.) — осенью. Образование и таяние льдов определяет сезонные изменения солености этой водной массы. Вертикальная мощность слоя арктической водной массы обычно не превышает 50 м в охваченном наблюдениями районе, а в феврале 1974 г. достигала 200 м (см. рис. 1 б).

Непосредственно под арктической водной массой в западной части моря находится атлантическая возвратная водная масса. По имеющимся наблюдениям есть все основания полагать, что образование одной из струй этой водной массы происходит в районе 80° с. ш. (где осуществляется разветвление ее потока, отмеченное выше). Вертикальная мощность потока атлантической возвратной водной массы составляет 200—400 м. Но его влияние на нижележащие слои, выражающееся в повышении солености до 34,95—34,93 ‰, прослеживается до глубины 1000 м. Не исключено, что эта водная масса следует несколькими параллельными струями, однако наличие дрейфующих льдов не позволяет убедиться в этом. В октябре 1975 г на 73° с. ш. наблюдались два ядра атлантической возвратной водной массы (см. рис. 1 в). Одно показывает ее поток, следующий к Датскому проливу, а второе — ее поток, огибающий центральный район с юго-запада и юга.

Основным трансформирующим фактором для атлантических возвратных вод, по-видимому, является взаимодействие с мало-солеными и холодными водами Арктического бассейна. В дальнейшем при следовании на запад-юго-запад происходит лишь теплоотдача через верхнюю границу и незначительное уменьшение солености.

Как уже отмечалось, в северо-восточной части Гренландского моря норвежские глубинные воды поворачивают на запад и запад-юго-запад. В восточно-гренландском районе верхняя граница этой водной массы наблюдается на глубинах 900—1100 м. Основное отличие от атлантических возвратных вод состоит в малом содержании кислорода и температуре воды, которая ниже 0°C . Разница в солености между ними незначительна (0,02—0,03 ‰).

Вертикальная мощность норвежских глубинных вод колеблется от 500 до 1500 м. На рис. 1 б хорошо наблюдаются оба

потока этих вод, идущие вдоль противоположных склонов Гренландской котловины. Как и атлантические возвратные воды, норвежская глубинная водная масса продвигается к югу, по крайней мере, двумя потоками (см. рис. 1 в). Содержание кислорода в ней в восточно-гренландском районе несколько выше, чем в западно-шпицбергенском и достигает 7,2 мл/л. Это происходит вследствие постепенного обогащения кислородом из вышележащих и нижележащих водных масс.

Центральный район по структуре вод кардинально отличается от сопредельных районов. Здесь отмечается одна из самых интересных особенностей режима Северо-Европейского бассейна — существование «купола» холодных и богатых кислородом промежуточных и донных вод [9, 4] с центром в координатах 74—75° с. ш. 0—5° з. д. Прежде всего необходимо отметить, что куполообразная форма изотерм в центре круговорота наблюдалась только в двух случаях: в июне 1980 г. в начале прогревания верхнего слоя и в октябре 1975 г. в период наступления интенсивного выхолаживания. Изотермы и изооксигены имеют более сложную конфигурацию (см. рис. 1, г). Распределение практически всех элементов указывает на опускание вод с различной интенсивностью в разные годы. Причем опускающиеся воды имеют низкую температуру, высокое содержание кислорода, но довольно малую соленость.

Поверхностные воды Гренландского круговорота образовались в результате смешения атлантических и арктических вод: их нижняя граница определяется, как правило, изооксигеной 7,5 мл/л; вертикальный градиент солености на этой глубине становится минимальным. Толщина слоя этих вод зимой и весной составляет 300—400 м, а в октябре 1975 г. уменьшилась до 100 м, при этом площадь, занимаемая ею на поверхности, заметно увеличилась. За летний период поверхностный слой прогревается, и температура воды может превышать 3°C. Зимой происходит сильное выхолаживание и некоторое повышение солености за счет ледообразования. Примерно с горизонтов 400—500 м и до дна весь объем «купола», ограниченный изотермой —1° занят донно-глубинными водами.

Практически по всем имеющимся данным распределение солености с глубин порядка 100—150 м до дна носит ячеистый характер, т. е. сравнительно однородный по солености слой пронизан вертикальными ячейками с водой меньшей солености. Максимально этот эффект проявлялся в феврале 1974 г., когда на соседних станциях перепад солености достигал 0,3—0,4‰, а плотность изменялась от 28,07 до 28,12 усл. ед. Минимальные колебания солености (и плотности) по горизонтали в пределах «купола» отмечены в апреле 1984 г. В среднем плотность донно-глубинных вод не превышала 28,09 усл. ед. Необходимо отметить, что здесь рассматривается донно-глубинная водная масса, и эта плотностная неоднородность является одной из важнейших ее характеристик.

Донные воды соседних структурных районов более однородны, и их плотность несколько выше (28,12 усл. ед.).

Рассмотрим особенности горизонтальной циркуляции, определяющие распространение водных масс в Гренландском море. Как показали диагностические расчеты, в исследуемом районе имеет место чередование вихревых образований различного знака и разных пространственных масштабов. Причем два наиболее крупных круговорота носят квазистационарный характер. Один из них, антициклонический, расположен к юго-западу от о-ва Шпицберген (с центром в районе $76^{\circ}30'$ с. ш., 5° в. д.). Интенсивность этого образования претерпевает значительные межгодовые изменения. Так, в мае 1976 г. влияние этого круговорота простиралось до $2^{\circ}30'$ з. д. на запад и до 73° с. ш. на юг (рис. 2 а—в). Скорости горизонтальных течений круговорота в это время достигали 10—15 см/с. В октябре 1975 г. данный антициклон едва прослеживался в поле уровня, причем скорости течений не превышали 3—5 см/с (см. рис. 2 а—в).

Другое квазистационарное вихревое образование — циклонический круговорот с центром $74^{\circ}30'$ с. ш., $2^{\circ}30'$ з. д. Существование этого круговорота в сочетании с рельефом дна определяет специфическую структурную зону — донные и глубинные воды здесь располагаются значительно выше их обычного уровня. Иногда «купол» имеет две вершины. Эта особенность отмечалась в октябре 1975 г. и в мае 1976 г. в полях распределения температуры и солёности от дна до горизонта 100 м. В полях уровня и горизонтальных скоростей наблюдалось разделение циклонического круговорота на два вихря меньшего масштаба с центрами $73^{\circ}30'$ с. ш., 6° з. д. и $73^{\circ}30'$ с. ш., 2° в. д. Природа этого расщепления неизвестна.

Кроме этих квазистационарных круговоротов, на картах денивеляционной поверхности и горизонтальных скоростей отмечается ряд мелких вихрей. Наиболее интенсивные потоки получены на границах круговоротов противоположных знаков, как и в работе В. В. Гурецкого, В. А. Романцова [2]. Характерные значения горизонтальной скорости составляют 3—4 см/с.

Анализ полей горизонтальной скорости на различных горизонтах позволяет считать квазибаротропность течения на западной периферии описанного выше антициклонального круговорота. Во время всех съемок этот поток сохраняет свое направление и конфигурацию линий тока почти неизменными от поверхности (вернее, с нижней границы слоя Экмана) до дна. До горизонтов 400—500 м поле течений хорошо коррелирует с полем денивеляции уровенной поверхности. Ниже этих горизонтов начинается перестройка горизонтальной циркуляции.

Судя по тому, что скорость не убывает с глубиной, эта перестройка в восточной части района происходит в результате поворота течений по часовой стрелке. Перестройка практически завершается на горизонтах 1500—2000 м, где отчетливо проявляется крупномасштабный антициклонический круговорот, охватывающий

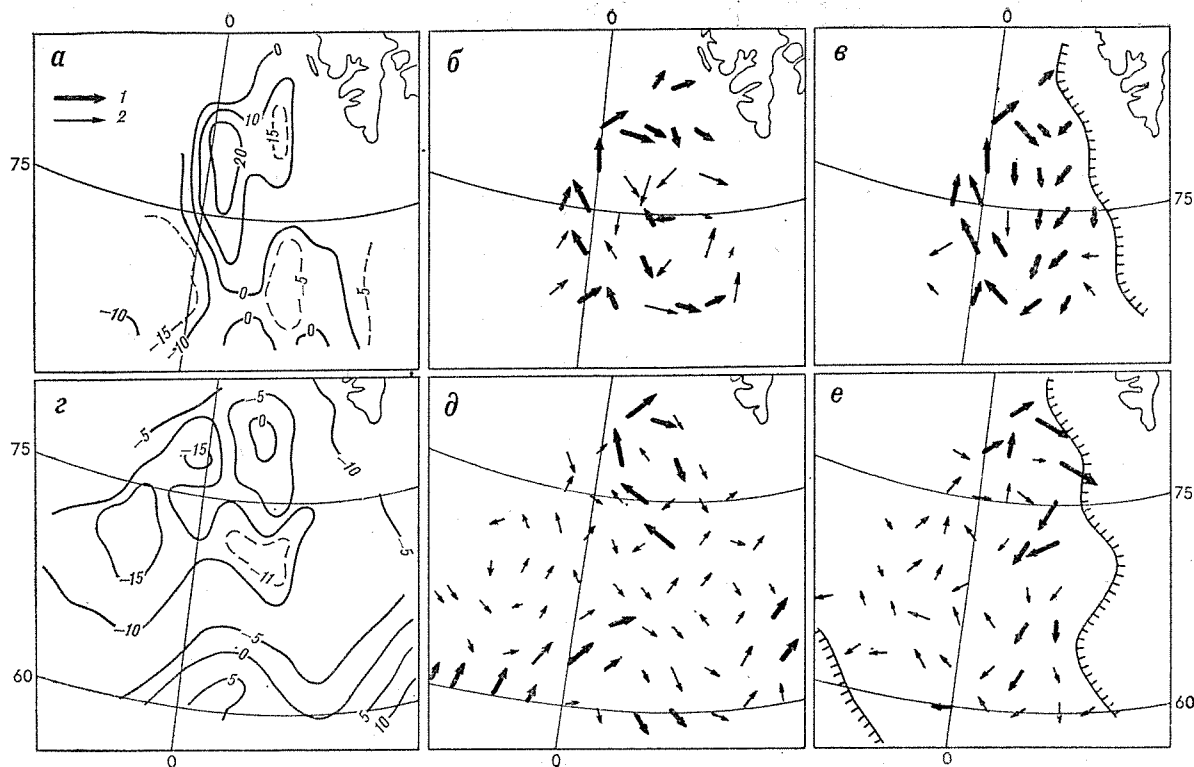


Рис. 2. Распределение денивиляции уровневой поверхности и векторов течений в мае 1976 г. (а, б, в) и октябре 1975 г. (г, д, е):

а, г — денивиляция уровневой поверхности, см; б, д — векторы течений на горизонтах 10 и 100 м; в, е — векторы течений на горизонтах 1500 и 2000 м
1 — скорость течения 5 см/с; 2 — скорость течения 1 см/с

всю исследуемую область (см. рис. 2 *в, е*). Существование такого рода круговорота в нижних слоях предсказывал еще Ф. Нансен [9].

На восточной периферии глубинного антициклонического круговорота отмечается значительное увеличение скорости потока. Так, если на горизонте 500 м скорость составляла 2—3 см/с, то на горизонте 2000 м она увеличилась до 4—6 см/с. Видимо, данное явление можно связать с выявлением топографии дна, так как скорость увеличивается в потоке, который, следуя на юг, прижимается к материковому склону. Этот поток транспортирует донные воды Гренландского моря.

Выводы

1. Разветвление Западно-Шпицбергенского течения, приводящее к образованию одного из потоков атлантической возвратной водной массы, происходит на 76—78° с.ш. Подстилающий поток норвежской глубинной массы поворачивает на запад и юго-запад также в этом районе.

2. Диагностические расчеты показывают наличие двухслойной структуры центрального Гренландского круговорота. С горизонтов 1000—1500 м направление вращения становится антициклоническим.

3. В районе «купола» ниже 1000 м распределение солёности носит ячейный характер. Это может служить свидетельством очень глубокой конвекции, которая транспортирует холодные и богатые кислородом воды в придонные слои.

4. Расчеты подтверждают наличие квазистационарного антициклона к северо-востоку от центрального Гренландского круговорота. В год его максимального развития (1976 г.) наблюдалась значительная деформация центрального круговорота.

5. Район «купола» со всех сторон до глубин порядка 500—700 м окружен водами северо-атлантического происхождения — атлантической и атлантической возвратной водных масс. Ниже до глубин 1500—2000 м периферия купола заполнена норвежской глубинной водной массой, в формировании которой большая роль принадлежит водам Северной Атлантики.

Поступила 10/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божков А. Т., Буб А. Ф., Вольф С. В. Некоторые результаты исследования водных масс с помощью метода главных компонент. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1978, вып. 53, с. 27—35.
2. Гурецкий В. В., Романцов В. А. Циркуляция вод в весенне-летний период (диагностические расчеты). — В сб.: «ПОЛЭКС-Север-76», ч. I. — Л.: Гидрометеониздат, 1979, с. 91—97.
3. Зарипов Р. Б., Ржеплинский Д. Г. Среднепогодная сезонная циркуляция вод Северо-Восточной Атлантики, Норвежского, Гренландского и

Северного морей (диагностические расчеты).—Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 791—799.

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

5. Никифоров Е. Г., Доронин Н. Ю., Попов А. В. Трехмерная циркуляция вод в районе Гренландской котловины (диагностические расчеты) (в наст. сб.).

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

7. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.—Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 91—97.

8. Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика.—Тр./ААНИИ, 1944, т. 183.—264 с.

9. Nansen F. Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. With a discussion of the origin of the Bottom-waters of the North-Hem Seas. Christiania, 1906. 145 p.

ТРЕХМЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД В РАЙОНЕ ГРЕНЛАНДСКОЙ КОТЛОВИНЫ (диагностические расчеты)

Движение морской воды в приближениях Буссинеска и гидростатики может быть описано уравнениями

$$d\vec{V}/dt + 2(\vec{\omega} \times \vec{V}) = -(1/\rho_0)\vec{\nabla}P + k\vec{V}_{zz} + k_L\nabla^2\vec{V}; \quad (1)$$

$$-(1/\rho)P_z = g. \quad (2)$$

Здесь принята декартова система координат, образующая левую тройку с осью z , направленной вертикально вниз; $\vec{V}$ — вектор горизонтальной скорости с компонентами u, v по осям x и y соответственно; $\vec{\omega}$ — угловая скорость вращения Земли; ρ_0 — средняя плотность воды; P — давление; k и k_L — соответственно коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости, принимаемые в настоящей работе постоянными; g — ускорение силы тяжести. Нижний индекс означает дифференцирование по соответствующей координате, а верхний — используется для обозначения компоненты $\nabla^2 = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$. Закон сохранения массы при допущении несжимаемости воды выражается уравнением неразрывности, записываемом в форме

$$\vec{\nabla}\vec{V} + \omega_z = 0, \quad (3)$$

где ω — вертикальная компонента трехмерного вектора скорости.

При расчетах установившейся горизонтальной циркуляции в морских бассейнах большой протяженности в уравнении (1) могут быть отброшены члены, оказывающиеся малыми [5]

$$2(\vec{\omega} \times \vec{V}) = -(1/\rho_0)\vec{\nabla}P + kV_{zz}. \quad (4)$$

Для уравнения (4) требуется два граничных условия. На поверхности моря при $z = -\xi$, где ξ — денивация уровенной поверхности, задаем касательное напряжение ветра

$$\vec{\tau} = -k\vec{V}_z|_{z=-\xi} \quad (5)$$

на дне при $z = H$, где H — глубина моря, условие прилипания

$$\vec{V}|_{z=H} = 0 \quad (6)$$

решение уравнения (4) с условиями (5) и (6) дает возможность получить выражения для компонент вектора $\vec{V}$. Для глубокого моря при $H > 2D$, где $D = \pi\sqrt{2k/f}$, а $f = 2\omega^2 \sin \varphi$, φ — географическая широта, они имеют вид

$$u = (e^{-az}/2\rho_0 ka) [\tau^x (\cos az - \sin az) + \tau^y (\cos az + \sin az)] - P_y/\rho_0 f - [e^{-a(H-z)}/\rho_0 f] [P_x \sin a(H-z) - P_y \cos a(H-z)]; \quad (7)$$

$$v = (e^{-az}/2\rho_0 ka) [\tau^y (\cos az - \sin az) - \tau^x (\cos az + \sin az) + P_x/\rho_0 f - [e^{-a(H-z)}/\rho_0 f] [P_x \cos a(H-z) + P_y \sin a(H-z)]]; \quad (8)$$

Здесь $a\sqrt{f/2k}$ — параметр Экмана. Давление P находим из уравнения гидростатики (2)

$$P = g\rho_0(\zeta + q), \quad (9)$$

где $q = (1/\rho_0) \int_0^z \rho' dz$.

Интегрирование выражений (7) и (8) в пределах всей толщи моря дает x, y — компоненты полного потока $\vec{M} = \int_0^z \vec{V} dz$

$$M^x = -(gH/f)\zeta_y - (g/f) \int_0^H q_y dz + \tau^y/\rho_0 f + (1/2 a \rho_0 f) (P_y P_x); \quad (10)$$

$$M^y = (gH/f)\zeta_x + (g/f) \int_0^H q_x dz - \tau^x/\rho_0 f - (1/2 a \rho_0 f) (P_y + P_x). \quad (11)$$

Уравнение неразрывности (3) интегрируем от поверхности моря до дна с использованием кинематического условия при

$$w|_{z=-\zeta} = -(u_0 \zeta_x + v_0 \zeta_y). \quad (12)$$

Получаем условие бездивергентности интегрального движения

$$\vec{\nabla} \vec{M} = 0. \quad (13)$$

В результате подстановки выражений (10) и (11) в уравнение (13) приходим к эллиптическому дифференциальному уравнению относительно ζ , которое может быть определено как управляющее уравнение модели горизонтального движения

$$\nabla^2 \zeta + 2aJ(H, \zeta) + 2a\beta H \zeta_x / f - (\beta/f) \nabla \zeta = \Pi, \quad (14)$$

где

$$\begin{aligned} \Pi = & (2a/\rho_0 g) \text{rot}_z \vec{\tau} + 2a\beta \tau^x / \rho_0 g f - \int_0^H \nabla^2 \rho' dz - 2aJ(H, q^H) - \\ & - (2a\beta/f) \int_0^H q_x dz - (\beta/f) \int_0^H \nabla \rho' dz, \end{aligned}$$

где q^H — значение q при $z=H$; ρ' — отклонение плотности от средней ρ_0 ; $\text{rot}_z \vec{\tau} = \tau_x^y - \tau_y^x$; $\nabla = \partial/\partial x + \partial/\partial y$; $J(H, \zeta) = H_x - \zeta_y - H_y \zeta_x$; $\beta = f_y$.

Для решения уравнения (14) требуется задание граничных значений ζ . Обобщая методику А. С. Саркисяна расчета граничных условий [5] выделяем три типа последних. В случае гидрологического полигона, когда расчетная область ограничена только жидким контуром, граничные значения уровня вычисляются динамическим методом

$$\zeta_x = - \int_0^H \rho'_x dz; \quad (15)$$

$$\zeta_y = - \int_0^H \rho'_y dz. \quad (16)$$

В более общем случае, когда, по крайней мере, часть контура не является жидкой, используем проинтегрированное от поверхности до дна уравнение движения (4), включая расчет граничных условий в интеграционный процесс. Тогда для отыскания краевых значений получаем уравнения

$$\zeta_x = \zeta_y/2ab - (1/b) \int_0^H q_x dz + (1/2ab) \int_0^H \nabla \rho' dz + \tau^x/g\rho_0 b + f\Psi_x/gb; \quad (17)$$

$$\zeta_y = -\zeta_x/2ab - (1/b) \int_0^H q_y dz + (1/2ab) \int_0^H r(\rho') dz + \tau^y/g\rho_0 b + f\Psi_y/gb, \quad (18)$$

где $r(\rho)' = \rho_y - \rho_x$, $b = H - 1/2a$, Ψ — функция полного потока, связанная с заданными расходами соотношениями

$$\Psi_x = M^y; \quad (19)$$

$$\Psi_y = -M^x. \quad (20)$$

На твердом контуре условие непротекания выражается в виде $M^x = 0$, $M^y = 0$ соответственно на меридиональном и зональном участках контура.

Если на жидком участке контура расходы неизвестны, но допустимо принять условие свободного протекания, последнее может быть записано в виде

$$\zeta_x = -2ab\zeta_y - 2a \int_0^H q_y dz + \int_0^H r(\rho') dz + 2a\tau^y/\rho_0 g; \quad (21)$$

$$\zeta_y = 2ab\zeta_x + 2a \int_0^H q_x dz - \int_0^H \nabla \rho' dz - 2a\tau^x/\rho_0 g. \quad (22)$$

При построении конечно-разностных аналогов уравнений (14) (15)—(18), (21)—(22) в районах с сильно пересеченным рельефом дна особое внимание следует уделить членам, содержащим интегралы от горизонтальных производных плотности. Здесь использованное А. С. Саркисяном [5] приближение

$$\int_0^H \rho'_x dz \approx q_x^H; \quad \int_0^H \rho_y dz \approx q_y^H \quad (23)$$

оказывается неприемлемым. В самом деле

$$\begin{aligned} \int_0^H \rho'_x dz &= q_x^H - \rho^H H_x; \\ \int_0^H \rho'_y dz &= q_y^H - \rho^H H_y. \end{aligned} \quad (24)$$

Если топография дна такова, что придонные воды различных участков рассматриваемой акватории относятся к различным водным массам, допущение $\rho'(x, y) \rightarrow 0$ при $z \rightarrow H$, принятое в монографии [5], не выполняется во всей области. Использование точных выражений (24) в конечно-разностной аппроксимации, как это делается, например, в монографии [1], может приводить к погрешностям порядка $(\rho^H \cdot H_x)$, так как при замене производных конечными разностями равенства (24) выполняются только при линейном распределении $\rho^H(x, y)$ в пределах шага сеточной области.

Чтобы избежать значительных погрешностей при больших перепадах рельефа дна в пределах шага сетки, представим $H(x, y)$ в виде ступенчатой функции $EH(x, y)$, сохраняющей постоянные значения на каждом отдельно взятом шаге

$$EH(x, y) = \min[H(x_j, y_i), H(x_{j+1}, y_{i+1})] \quad (25)$$

при $x_j \leq x \leq x_{j+1}$, $y_i \leq y \leq y_{i+1}$, где j, i — координаты узла сетки.

Выражения (23) при замене верхнего предела интегрирования $H(x, y)$ на $EH(x, y)$ становятся точными равенствами. Тогда правая часть уравнения (14) может быть переписана в виде

$$\begin{aligned} \Pi &= (2a/\rho_0 g) \operatorname{rot}_z \vec{\tau} + 2a\beta\tau^x/\rho_0 g f - \nabla^2 q^{EH} - 2aJ(H, q^H) - \\ &- 2a\beta Q_x/f + (\beta/f) \nabla q^{EH}, \end{aligned} \quad (26)$$

где

$$q^{EH} = \int_0^{EH} \rho dz; \quad Q = \int_0^{EH} \int_0^z \rho dz^2.$$

Уравнения (15)—(18), (21) и (22) соответственно принимают вид

$$\zeta_x = -q_x^{\Sigma H}; \quad (27)$$

$$\zeta_y = -q_y^{\Sigma H}; \quad (28)$$

$$\zeta_x = \zeta_y/2ab - Q_x/b + q^{\Sigma H}/2ab + \tau^x/g\rho_0 b + f\Psi_x/gb; \quad (29)$$

$$\zeta_y = -\zeta_x/2ab - Q_y/b + r(q^{\Sigma H})/2ab + \tau^y/g\rho_0 b + f\Psi_y/gb; \quad (30)$$

$$\zeta_x = -2ab\zeta_y - 2aQ_y + r(q^{\Sigma H}) + 2a\tau^y/\rho_0 g; \quad (31)$$

$$\zeta_y = 2ab\zeta_x + 2aQ_x - \nabla(q^{\Sigma H}) - 2a\tau^x/\rho_0 g. \quad (32)$$

Управляющее уравнение модели (14) с правой частью (26) решается интеграционным методом Гаусса—Зейделя с применением конечно-разностной схемы в направленных разностях. Полученное в результате решения данной задачи положение уровня поверхности позволяет рассчитать компоненты вектора горизонтальной скорости на горизонтах по формулам (7) и (8).

Для отыскания вертикальной скорости w используется уравнение неразрывности (3). При этом оказывается недопустимым использование решения упрощенного уравнения (4) для определения дивергенции горизонтального вектора скорости, что трудно доказать. Представим $\vec{V}$ в виде суммы двух векторов

$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_a, \quad (33)$$

где $\vec{V}_g$ определяется из географического соотношения

$$2(\vec{\omega} \times \vec{V}_g) = -(1/\rho_0)\vec{\nabla}P, \quad (34)$$

а $\vec{V}_a$ может быть названа агеострофической составляющей.

Известно, что при описании движения воды вне пограничных слоев геострофический баланс является определяющим. Запишем характерные значения слагаемых соотношения (33) [2]

$$V_{g0} = 10 \text{ см/с};$$

$$V_{a0 \text{ min}} = 10^{-2} \text{ см/с вне погранслоев};$$

$$V_{a0 \text{ max}} = 10 \text{ см/с в погранслоях}. \quad (35)$$

Подставив соотношение (33) с учетом значения $\vec{V}_g$, определяемого из уравнения (34), в уравнение неразрывности (3), последнее можно преобразовать к виду

$$\vec{\nabla} \vec{V}_a + w_z = \beta P_x / f^2 \rho_0. \quad (36)$$

Перепишем (36) в безразмерном виде

$$\vec{\nabla} V'_a + (L_0 W_0 / H_0 V_{a0}) w'_z = (\beta_0 P_0 / L_0 f^2 \rho_0 V_{a0}) (\beta' / f'^2) P'_x. \quad (37)$$

Величины с субиндексом «0» представляют собой характерные значения соответствующих размерных переменных, а величины со

штрихом — безразмерные переменные. Подставив в уравнение (37) характерные величины, приведенные в монографии [5], получаем, что вне пограничных слоев при $V_{a0 \min}$ из оценок (35) уравнение (37) упрощений не допускает, т. е. учет агеострофической составляющей вектора горизонтальной скорости при расчете вертикальной циркуляции необходим. В экмановских пограничных слоях при $V_{a0 \min}$ правая часть уравнения (37) оказывается на два порядка меньше остальных членов уравнения и ею можно пренебречь.

В монографии [5] учет агеострофических членов при расчете вертикальной циркуляции вне пограничных слоев предложено производить методом последовательных приближений. Модификация этого метода предложена и в работе [4]. Однако такой подход значительно увеличивает объем вычислений.

Рассмотрим сравнительно простой способ учета нелинейных членов и горизонтального турбулентного обмена при расчете, применяемый в динамической метеорологии [3, 7, 8]. Ограничимся случаем стационарного движения. При этом в уравнении (1)

$d\vec{V}/dt = (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \cdot \vec{V}$. Тогда в результате подстановки выражения (33) с учетом соотношения (34) в уравнение (1) последнее сводится к виду

$$[(\vec{V}_g + \vec{V}_a) \vec{\nabla}] (\vec{V}_g + \vec{V}_a) + 2(\vec{\omega} \times \vec{V}_a) = k(\vec{V}_{azz} + \vec{V}_{gzz}) + k_L \nabla^2 (\vec{V}_a + \vec{V}_g). \quad (38)$$

Учитывая, что $|\vec{V}_a| \ll |\vec{V}_g|$ вне пограничных слоев, что следует из оценок (35), а первый член правой части уравнения (38) значим только в экмановских погранслоях, агеострофическая составляющая горизонтальной скорости приближенно может быть найдена из уравнения

$$(\vec{V}_g \vec{\nabla}) \vec{V}_g + 2(\vec{\omega} \times \vec{V}_a) = k_L \nabla^2 \vec{V}_g. \quad (39)$$

Интегрирование уравнения (36) от нижней границы экмановского слоя h_e в предположении $h_e = \text{const}$ (x, y) дает

$$w = w_e - \vec{\nabla} \int_{h_e}^z \vec{V}_a dz - (\beta/f^2 \rho_0) \int_{h_e}^z P_x dz. \quad (40)$$

В экмановских пограничных слоях $|\vec{V}_g|$ и $|\vec{V}_a|$ — величины одного порядка. В уравнении (38) в правой части оказывается доминирующим первый член. Тогда оно приближенно может быть записано

$$2(\vec{\omega} \times \vec{V}_{ae}) = k(\vec{V}_{aezz} + \vec{V}_{gzz}) \equiv k\vec{V}_{zz}. \quad (41)$$

В результате интегрирования уравнения (36) от поверхности океана до h_e при условии

$$w|_{z=-\zeta} = -(u_0 \zeta_x + v_0 \zeta_y) \quad (42)$$

и с учетом оценок членов в уравнении (37) можно получить

$$w_e = -\vec{\nabla} \int_{-\zeta}^{h_e} \vec{V}_{ae} dz. \quad (43)$$

Выражения (40) и (43) совместно с уравнениями (34), (39) и (41) дают возможность рассчитать вертикальную компоненту вектора скорости и совместно с уравнением (14) и выражениями (7) и (8) составляют теоретическую основу диагностической модели трехмерной циркуляции моря.

Данная модель была применена для расчетов трехмерной циркуляции вод в центральной части Гренландского моря. В качестве исходного материала использовались данные гидрологической съемки, выполненной в марте—апреле 1984 г. нис «Академик Шулейкин». Барические условия над районом исследований с учетом инерционности поля плотности определялись по среднему декадному полю атмосферного давления третьей декады марта. Результаты расчетов представлены в виде полей денивляции уровенной поверхности, векторов горизонтальных течений и значений вертикальной скорости на горизонтах 0, 10 и 800 м (рис. 1, 2, 3а). Эти результаты позволяют проанализировать мезомасштабные особенности циркуляции центральной части Гренландского моря в марте—апреле 1984 г.

На рис. 1 представлено поле денивляции уровенной поверхности и векторы средней по вертикали скорости на полигоне «Купол». Главной особенностью циркуляции вод здесь является ярко выраженная вихревая структура полей горизонтальной скорости. В представленных полях горизонтальных течений и уровня можно выделить две области циклонического движения вод. Одна из них, более обширная, находится в центре полигона, и несколько меньшая — на его восточной периферии. Для периферийных районов полигона в основном характерны положительные значения превышения уровня, причем здесь также отчетливо прослеживается вихревой характер образований с антициклонической завихренностью. Максимальные значения средней по вертикали горизонтальной скорости отмечаются на границе между вихревыми образованиями противоположного знака и достигают 3—4 см/с. Характерный горизонтальный масштаб отмеченных вихрей составляет 100—200 км. Это дает возможность охарактеризовать их как синоптические.

Анализ рассчитанных полей горизонтальных течений показывает, что на поверхности циркуляции в основном определяется дрейфовой компонентой, и скорости течений здесь составляют 10—25 см/с. Однако уже на горизонте 10 м интенсивность течений резко падает, скорости уменьшаются до 1—4 см/с, направ

ление течений полностью согласовано с полем уровня (см. рис. 2 а). С увеличением глубины скорости течений уменьшаются до 1—2 см/с и выделяются области, где направление течений изменяется почти на противоположное, особенно ярко это проявляется на периферии полигона.

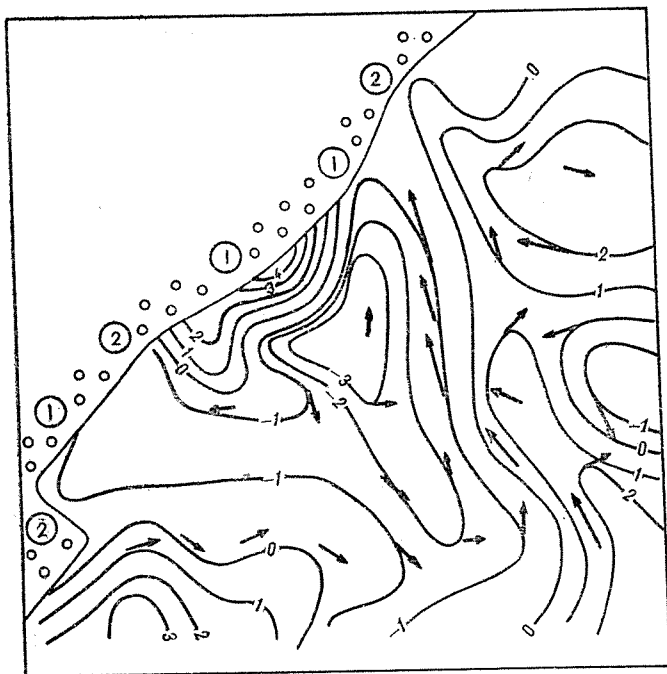


Рис. 1. Распределение денивелляции уральной поверхности и поля горизонтальной интегральной циркуляции на полигоне «Купол» в апреле 1984 г.

Масштаб 1 см — 2 см/с, цифрами в кружках обозначена сплоченность льда в баллах.

Рассмотрим вертикальную циркуляцию вод полигона. Однако, поскольку расчеты вертикальной скорости по формулам (40)—(43) выполнялись впервые, то было необходимо оценить относительный вклад отдельных агеострофических слагаемых. Так, путем модельных экспериментов за счет варьирования величины коэффициента горизонтального турбулентного обмена k_L сделана оценка роли горизонтальной турбулентной вязкости в формировании поля вертикальной скорости. Оказалось, что неучет этого диссипативного члена в агеострофической составляющей горизонтальной скорости приводит к появлению большего числа областей смены знака вертикальной скорости и сравнительно малым абсолютным величинам последней при сохранении особенностей структуры поля вертикальных движений.

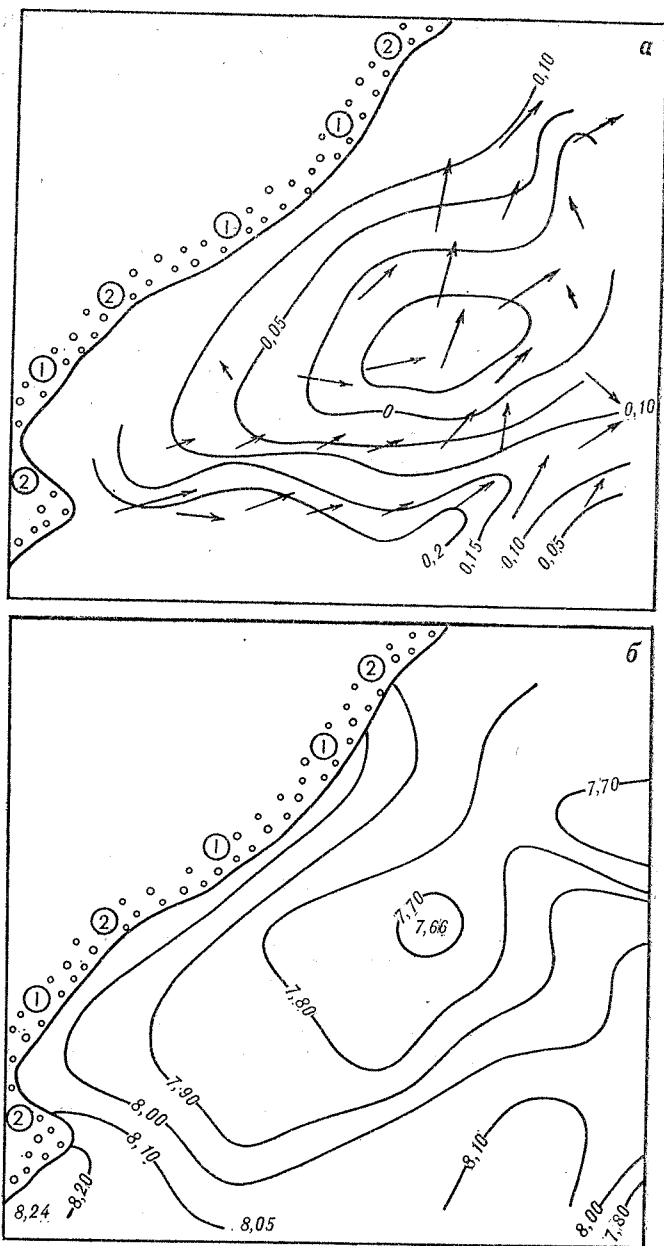


Рис. 2. Распределение полей на горизонте 10 м:
 а — горизонтальной и вертикальной скорости ($w \times 10^4$ см/с); б — рас-
 творенного кислорода (мг-ат/л)

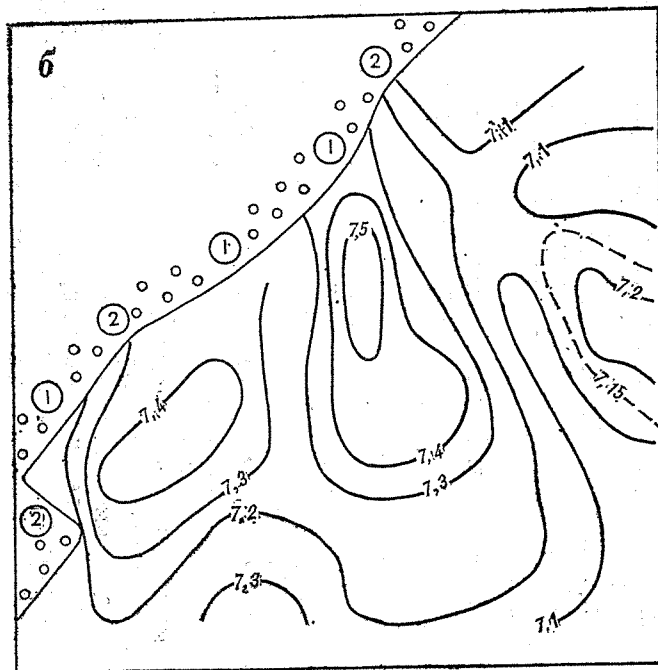
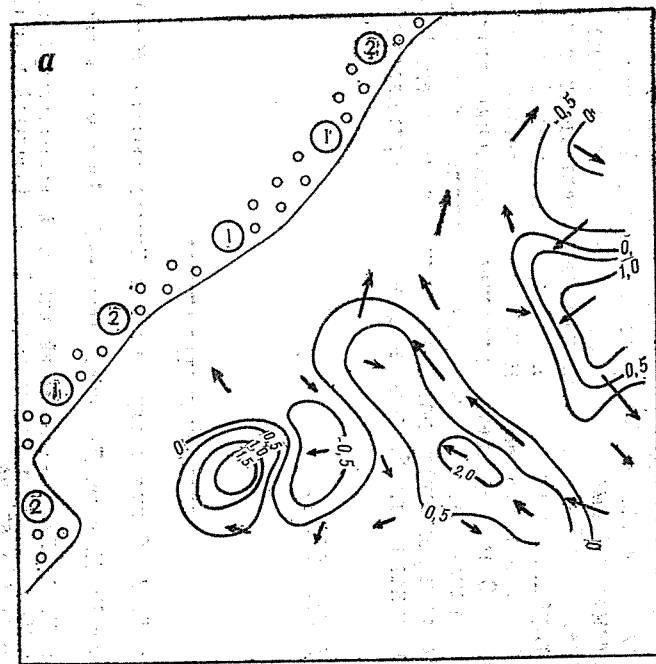


Рис. 3. Распределение полей на горизонте 800 м:
 а — горизонтальной и вертикальной скорости ($w \times 10^4$ см/с); б — растворенного кислорода (мг-ат/л)

Чувствительность модели к изменению величины k_L требует большой осторожности при подборе этого параметра, тем более, что его значение известно с точностью не выше порядка. В настоящей работе принято $k_L = 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$, что соответствует среднему значению k_L из интервала, обычно принимаемого для свободного океана. Учет агеострофических членов в выражении, принятом для расчета вертикальной скорости, привел к увеличению ее абсолютных значений в 10—15 раз. Причем полученные значения вертикальной скорости вполне соответствуют физическим процессам, происходящим в этом весьма сложном с точки зрения динамики районе Гренландского моря.

Результаты расчетов вертикальной скорости представлены на рис. 2а, 3а. В целом структура поля вертикальной скорости в центральной части Гренландского моря отличается значительной сложностью. На рис. 3а можно отметить чередование областей интенсивных восходящих и нисходящих потоков. Наибольшие абсолютные значения w отмечаются в глубинных слоях, что согласуется с исследованиями ряда авторов [2, 6].

Следует отметить, что максимальные вертикальные переносы получены в зонах разделения вихревых образований противоположного знака, по-видимому, здесь сказывается учет агеострофических членов при расчете вертикальной циркуляции, ибо в варианте расчета, выполненном без учета этих членов, подобной особенности не отмечалось. Для определения реальности полученной вертикальной циркуляции можно сопоставить поле вертикальной скорости с распределением количества растворенного кислорода на горизонтах 10 и 800 м (см. рис. 2б, 3б). На поверхности, в центре рассматриваемого полигона, отмечается область пониженных концентраций кислорода, что свидетельствует о поступлении сюда глубинных вод, обедненных кислородом. В поле вертикальной скорости здесь же отмечаются восходящие движения. На горизонте 800 м отмечается хорошее совпадение локальных областей с повышенным содержанием кислорода, обусловленных поступлением аэрированной воды из вышележащих слоев и областей интенсивного углубления вод в поле вертикальной скорости.

Поступила 15/VII 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурков В. А. Общая циркуляция вод Тихого океана.— М.: Наука, 1972.— 196 с.
2. Доронин Ю. П. и др. Динамика океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1980, с. 65—72.
3. Кибель Н. А. Гидродинамический численный краткосрочный прогноз погоды.— В сб.: Метеорология и гидрология за 50 лет Советской власти.— Л.: Гидрометеониздат, 1970, с. 67—84.

4. Пономарев В. Н. Расчеты крупномасштабной вертикальной циркуляции в Арктическом бассейне. Рукопись депонирована во ВНИИГИМ-МПД, 1979, № 52 ГМ, 19 с.

5. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.

6. Чекотило К. А. Вертикальные движения вод в океане.— Океанология, 1966, № 17, с. 18.

7. Шве́ц М. Е. Определение вертикальных скоростей в движущейся воздушной массе при помощи уравнений гидромеханики.— Изв. АН СССР, сер. геогр., геофиз., 1941, № 4—5, с. 38—45.

8. Юдин М. Н. Физико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.— 260 с.

К ВОПРОСУ О ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Динамика вод Баренцева моря представляет собой сложный природный процесс, обусловленный влиянием на него ряда факторов. К их числу относится то обстоятельство, что Баренцево море с географической точки зрения является пограничным районом между глубоководной частью Северо-Европейского бассейна и Арктическим бассейном, а также Карским морем. Со стороны Северо-Европейского бассейна Баренцево море испытывает влияние приливов и системы постоянных теплых течений, а со стороны Арктического бассейна и Карского моря — влияние ледяного покрова и системы холодных течений. Своеобразие рельефа дна моря и наличие цепи островных архипелагов обуславливает специфику динамики вод моря. Но в основном в динамике вод моря преобладают приливные явления полусуточного и суточного цикла, а также система постоянных, в смысле устойчивого проявления их во времени, холодных и теплых течений.

Кроме того, Баренцево море расположено на пути перемещающихся с запада на восток барических систем, обуславливающих наряду с влиянием доминирующих факторов непериодические вариации течений и уровня, проявляющихся по времени от одних до десяти суток и способных кратковременно нарушить установившуюся циркуляцию вод моря, т. е. вызвать так называемые сгонно-нагонные явления.

Очевидно, что систематическое поступательное перемещение водных масс обеспечивается системой средней циркуляции (постоянных течений). Это подтверждается расчетом годового в среднемноголетнем аспекте водного баланса Баренцева моря (табл. 1).

Таким образом, в среднем за год в Баренцево море поступает и выносится порядка 53—54 тыс. км³ воды. Поэтому изучение циркуляции и создание схем постоянных течений Баренцева моря представляется весьма актуальной проблемой и к решению ее причастны многие известные советские и зарубежные исследователи (Н. М. Книпович 1906, Ф. Нансен 1929, В. Ю. Визе 1930, В. А. Березкин 1930, А. В. Соколов 1932, Н. Н. Зубов 1932, В. К. Агеноров 1942, А. И. Танцюра 1943, 1957 и т. д.). Рассмотрим сложившиеся представления о системе постоянных течений Баренцева моря.

В настоящее время в практике используется разработанная в конце 50-х — начале 60-х годов в Полярном научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО) схема поверхностных течений Баренцева моря, содержащая все известные для этого моря постоянные течения. Мелкомасштабный

Таблица 1

Расчетный среднегодовое водный баланс Баренцева моря

Источник прихода воды, км³/год	Объем при- хода воды, км³/год	Источник расхода воды, км³/год	Объем рас- хода воды, км³/год
Пролив мыс Нордкап — о-в Шпицберген	53 133	Пролив о-в Шпицбер- ген — о-ва Земли Фран- ца-Иосифа	13 218
Пролив мыс Святой Нос — мыс Канин Нос	231	Пролив о-ва Земли Франца-Иосифа — о-ва Новая Земля	17 130
За счет поступления льда	134	Южные Новоземельские проливы	22 205
За счет пресного стока	189	—	—
Суммарный приход	53 687	Суммарный расход	52 553

фрагмент этой схемы приводится на рис. 1, а ниже дается пере-
чень имеющихся на схеме постоянных течений Баренцева моря,
обозначенных номерами в кружках.

Холодные течения

1. Прибрежное течение Земли Франца-Иосифа
2. Баренца (Восточно-Шпицбергенское)
3. Зюйдкапское
4. Медвежинское (Надеждинско-медвежинское)
5. Персея (юго-западное)
6. Центральное
7. Литке

Теплые течения

8. Южно-Шпицбергенское
9. Нордкапское
10. Северная ветвь Нордкапского
11. Центральная ветвь Нордкапского
12. Южная (Прибрежная) ветвь Нордкапского
13. Мурманское
14. Мурманское прибрежное
15. Канинское
16. Колгуево-Печорское
17. Новоземельское
18. Прибрежная ветвь Новоземельского
19. Восточная ветвь Новоземельского
20. Западная ветвь Новоземельского

Стоковые течения

21. Беломорское стоковое
22. Печорское стоковое

Для создания схемы использованы результаты обработки ги-
дрологических наблюдений (за температурой и соленостью) по
динамическому методу и непосредственные наблюдения за тече-

ниями. Поскольку схема охватывает всю акваторию Баренцева моря, то действие ее можно отнести к безледному периоду (июль — сентябрь), а по подробности она сильно отличается от



Рис. 1. Схема ПИНРО поверхностных течений Баренцева моря.

предшествующих схем такого типа и может быть сопоставима лишь с последующими работами в этой области.

В последние годы динамический метод вместе с численными расчетами по гидродинамическому моделированию течений, широко использовался Мурманским филиалом ААНИИ и Мурманским УГКС. В результате по отдельным гидрологическим съемкам получены схемы средних течений в виде динамических карт

для поверхности и стандартных горизонтов, а их обобщение позволило охарактеризовать циркуляцию вод Баренцева моря, возбуждаемую средними течениями, во все месяцы года и в отдельные сезоны. Примером этого являются схемы средних течений для Баренцева и других морей Северо-Европейского бассейна, опубликованные в Атласе океанов [1].

Для Баренцева моря приведены две схемы постоянных течений для навигационного слоя и горизонта 100 м, относящиеся к безледному периоду (июль — сентябрь) и в общих чертах отражающих наличие известных потоков вод. На рис. 2 приводится более подробная динамическая карта течений для навигационного слоя Баренцева моря в безледный период, которая может быть сравнима со схемой на рис. 1. Местоположение известных струй течений на рис. 2 обозначено номерами в кружках в соответствии с перечнем течений, а цифрами указаны скорости рассчитанных течений (см/с). При сравнении выявляется некоторое несовпадение на этих двух схемах положений основных струй течений.

Схема ПИНРО построена по данным гидрологических наблюдений 30-х и 50-х годов (в 40-е годы наблюдения практически не производились), которые считаются в гидрологическом отношении аномально теплыми. Современная схема построена с учетом гидрологических данных последних двух десятилетий, которые считаются более холодными. Поэтому несовпадение этих схем может быть объяснено тем, что они созданы для различных циркуляционных эпох. Динамическая карта (см. рис. 2) более достоверна, только для ее расчета использован представительный архив гидрологических наблюдений, значительно увеличившийся в последние годы.

На современной схеме совершенно отсутствует северная ветвь Нордкапского течения. Центральная и южная ветви идут сплошным потоком с тенденцией увеличения скорости к югу. Расчетные максимальные скорости наблюдаются непосредственно у побережья Норвегии и Кольского полуострова. Также в зоне Нордкапского течения совершенно не выражены меандры и вихри. В области же холодных течений (Персея, Центрального) меандрирование и вихреобразование проявляется хорошо. Кроме того, на рис. 2 четко обозначились фронтальная зона (Полярный фронт) в районе о-в Медвежий — о-в Надежды. Фронт в этой зоне является границей холодного Медвежинского течения, причем в зоне Полярного фронта наблюдаются большие градиенты плотности. Несмотря на определенное различие этих двух схем, в практической деятельности можно руководствоваться обеими. Так, в будущем для аномально теплых лет схема ПИНРО может отражать картину средних течений, близкую к реальной. Для нормальных и холодных в гидрологическом отношении лет можно полагать более объективной динамическую карту (см. рис. 2).

Определенным развитием работ по исследованию течений является использование диагностической модели В. А. Буркова [2]. Цель их состоит в уточнении представлений по структуре и

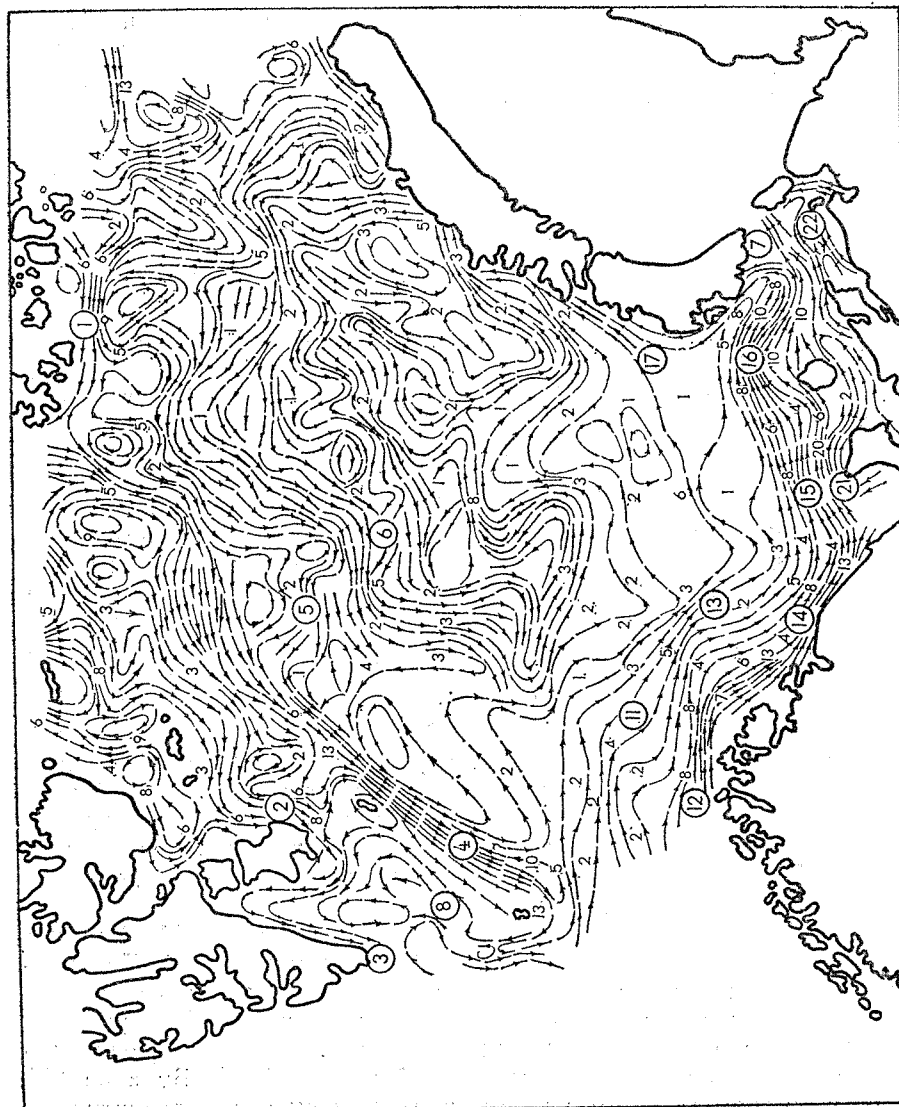


Рис. 2. Расчётная схема постоянных течений Баренцева моря в навигационном слое для безледного периода.

режиму циркуляции на более совершенной математической основе. В качестве иллюстрации результатов расчетов по этой модели на рис. 3 приводятся расчетные схемы постоянных течений для по-

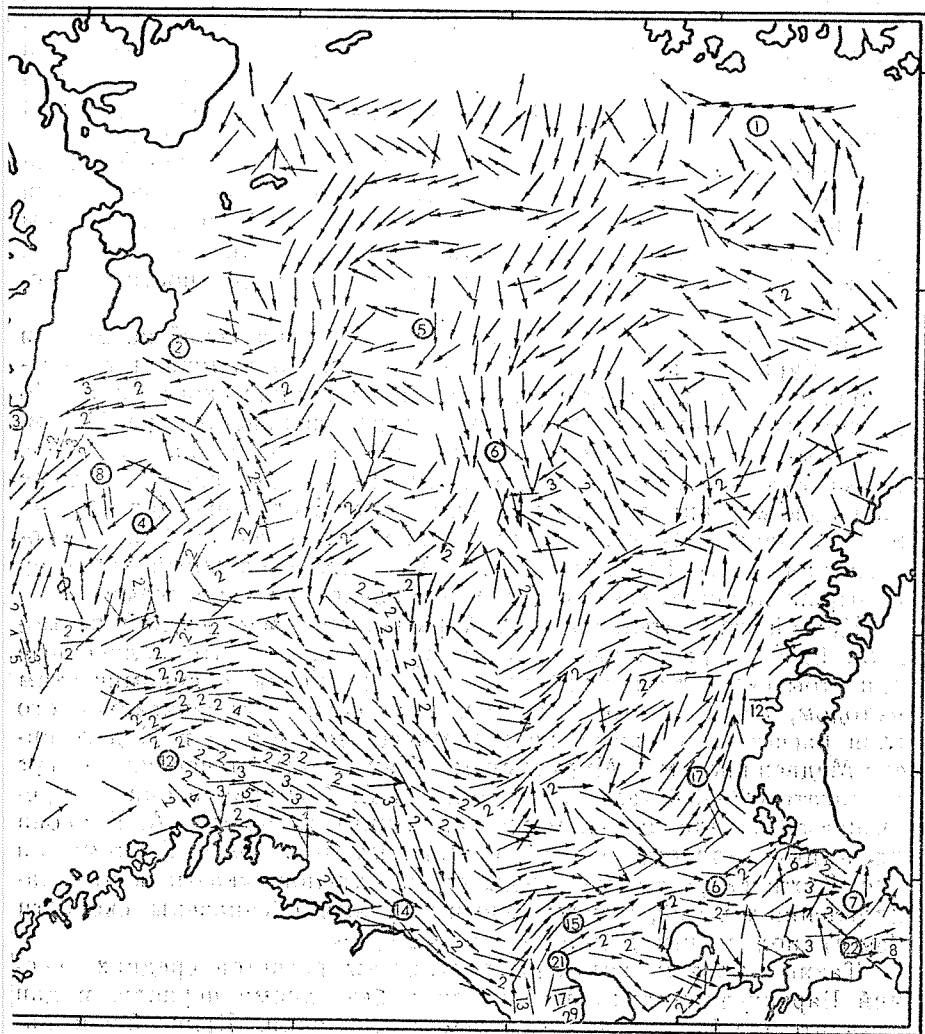


Рис. 3. Расчетная схема постоянных течений Баренцева моря на поверхности по модели В. А. Буркова.

верхностного горизонта безледного периода (июль — сентябрь). Поэтому схема для поверхностного горизонта вполне сравнима с рис. 1, 2. В соответствии с принятым правилом местоположение известных постоянных течений на этой схеме обозначено аналогичным образом.

В общих чертах расчетная схема течений по модели В. А. Буркова не противоречит имеющимся представлениям о циркуляции вод Баренцева моря: вся южная часть моря занята системой теплых течений (включая и Новоземельское теплое течение), а центральная и северные части — системой холодных течений. Но есть и отличия: не выявляются северная и центральная ветви Нордкапского течения; Мурманское и Новоземельские течения представлены одним потоком; слабо выражено течение Баренца и Южно-Шпицбергенское течение и совсем не выражено холодное течение. Литке из Карского в Баренцево море через пролив Карские Ворота. Анализ гидрологических условий в юго-восточной части Баренцева моря, складывающихся в безледный период в этом районе, позволил нам ранее сделать вывод о том, что течение Литке в этот период проявиться здесь на поверхности не может [3].

Наиболее крупное отличие расчетной схемы течений по модели В. А. Буркова от предыдущих схем выражено наличием в центральной части моря круговорота вод циклонического типа. По расчетным данным, этот круговорот прослеживается до 150 м, а глубже направлением его вращения меняется на обратное. Кроме того, на горизонте 200 м отчетливо просматривается вынос баренцевоморских вод через пролив мыс Нордкап — о-в Медвежий на запад. Циркуляция глубинных вод в северной и северо-восточной части Баренцева моря имеет более сложный характер и выражена несколькими взаимонаправленными потоками.

Другой отличительной чертой расчетных схем течений по модели В. А. Буркова является то обстоятельство, что полученные при этом скорости течений имеют, по сравнению с динамическим методом, очень малые значения. Так, если для навигационного слоя расчетные скорости по динамическому методу в Надеждинско-Медвежинском, Мурманском, Канинском течениях могут достигать 0,3—0,4 узла, то по модели В. А. Буркова они не превышают 0,1 узла. В целом же полученные модели В. А. Буркова расчетные скорости течений составляют 1—2 см/с. Поэтому на рис. 3 эти скорости приведены около стрелок, указывающих направления течений, а между ними цифрами обозначены скорости (см/с), полученные динамическим методом.

Таким образом, получены результаты расчетов средних течений Баренцева моря, относящиеся к безледному периоду, и дан сравнительный анализ трех схем циркуляции. Дальнейшая задача по исследованию течений состоит в выполнении аналогичных расчетов для разных месяцев по многолетним данным и создание на этой основе схем климатических течений Баренцева моря.

Поступила 20/V 1985 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов, Северный Ледовитый океан, т. 3.— Л.: Изд-во ВМФ МО СССР, 1930, с. 138—140.
2. Бурков В. А. Общая циркуляция Мирового океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1980.— с. 253.
3. Потанин В. А., Дементьев А. А. Основные результаты исследований возможных изменений гидрометеорологических условий северных морей под влиянием водохозяйственных мероприятий.— В сб.: Исследования Арктики, Антарктики и Мирового океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 140—149.

О ПЕРЕНОСЕ ТЕПЛА ОКЕАНИЧЕСКИМИ ТЕЧЕНИЯМИ В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

В последние годы ведутся интенсивные исследования так называемых энергоактивных зон Мирового океана. Эти зоны характеризуются большими значениями потоков тепла, влаги между атмосферой и океаном по сравнению с их фоновыми значениями. В энергоактивных зонах субполярных районов потери тепла океаном компенсируются преимущественно переносом тепла течениями из низких широт в высокие. Поэтому области максимальной теплоотдачи следует ожидать в восточных частях субполярных круговоротов, где течение направлено на север.

Одна из таких зон — Норвежская — находится в Северо-Европейском бассейне, являющимся субполярной областью циклонической циркуляции, через которую главным образом осуществляется водо- и теплообмен Северного Ледовитого океана с Мировым океаном. Этот бассейн не только составляет единственный наиболее важный путь для водо- и теплообмена Северо-Европейского бассейна с Мировым океаном, но также в северном полушарии служит основным источником формирования глубинных вод Мирового океана [4]. Это может иметь значительные климатологические последствия для процессов с временным масштабом порядка десятилетия и больше. Поэтому оценка переносов тепла океаническими течениями и определение их роли в формировании атмосферных изменений над Северо-Европейским бассейном приобретает важное значение.

В настоящее время можно разделить все используемые методы по оценке переноса тепла течениями на две группы: косвенные и прямые.

Косвенными методами адвективный перенос тепла течениями определяется как остаточный член в уравнении теплового баланса поверхности океана или системы океан—атмосфера, т. е. поступление тепла в атмосферу от некоторой области океана должно быть сбалансировано переносом тепла океаническими течениями в эту область.

Положительный момент такого подхода заключается в том, что океанический перенос тепла может быть определен по существующим судовым наблюдениям за температурой воздуха и воды, влажностью и скоростью ветра. К недостаткам следует отнести некоторую некорректность параметризации в используемых формулах в уравнении теплового баланса, что приводит к труднооценимым ошибкам в определении переноса тепла океаническими течениями.

В прямом методе для оценки переноса тепла течениями используются поле температуры и скорости инструментальных наблюдений, либо вычисленные значения скоростей (различные гидродинамические модели). Преимущество прямого метода заключается в возможности оценки потока тепла в океане с хорошей точностью, кроме того, этот метод позволяет исследовать механизмы, посредством которых тепло переносится в океане.

Эти обстоятельства побудили воспользоваться прямым методом для оценки переноса тепла течениями в Северо-Европейский бассейн. Из-за отсутствия необходимого количества инструментальных наблюдений за течениями в данной работе для определения скоростей была выбрана диагностическая модель [5]. При этом мы исходили из следующих соображений. Оценки адвекции тепла, выполненные на основе расчетов геострофических течений динамическим методом, могут давать большие погрешности. Это обусловлено прежде всего тем, что динамический метод не позволяет определить отсчетную скорость в глубинных слоях. Диагностический метод устраняет недостатки динамического метода и позволяет получить горизонтальные компоненты дрейфовых и градиентных течений с учетом рельефа дна, что особенно важно для исследуемого района. Ниже будут кратко изложены основные положения прямого метода и анализ оценок переноса тепла течениями на отдельных океанических разрезах Северо-Европейского бассейна для различных сезонов года, выполненных на основе климатических данных.

Г. Юнг [14] и К. Брайен [11] показали, что энергия, переносимая океаническими течениями, может быть оценена по формуле

$$F = \iint_S \rho V_\theta \varepsilon dS, \quad (1)$$

где S — площадь океанографического разреза на фиксированной широте; ρ — плотность морской воды; V_θ — меридиональная компонента скорости (положительная в южном направлении). Полную энергию с достаточной точностью можно представить в виде

$$\varepsilon = \varepsilon_0 + C_p T, \quad (2)$$

где ε_0 — отсчетный уровень энергии при атмосферном давлении, фиксированной солености и температуре 0°C ; C_p — средняя теплоемкость морской воды при атмосферном давлении; T — потенциальная температура воды. Интегрирование производится в плоскости океанографического разреза S , через который определяется результирующий меридиональный перенос энергии течениями. При этом предполагается, что общий расход воды через океанический разрез равен нулю.

Следуя данным работ [10, 11], полный поток энергии в океане можно разделить на сумму, состоящую из потока энергии, обусловленного баротропной составляющей (осредненное по верти-

кали значение величины $\{\varepsilon V_\theta\}$ и «сдвигового» потока (отклонение от среднего по вертикали)

$$F = F_{\text{бт}} + F_{\text{сд}}, \quad (3)$$

где $F_{\text{бт}}$ — поток энергии в океане, существующий за счет баротропной составляющей; $F_{\text{сд}}$ — перенос энергии в океане за счет «сдвигового» потока жидкости через сечение океанического разреза.

Меридиональную компоненту скорости V можно представить в виде

$$V_\theta = V_0 + V_G + V_e, \quad (4)$$

где V_0 — поверхностная геострофическая скорость; V_G — геострофическая скорость, вычисляемая относительно поверхности моря $z=0$; V_e — дрейфовая составляющая.

Учитывая такое разложение вектора скорости, «сдвиговый» поток энергии $F_{\text{сд}}$ можно разложить на «бароклиный» поток $F_{\text{бк}}$ и «экмановский» поток F_e энергии

$$F_{\text{сд}} = F_{\text{бк}} + F_e. \quad (5)$$

Потоки $F_{\text{бт}}$, $F_{\text{бк}}$, F_e , полученные в результате разложения основного потока F по вертикали с учетом представления вектора скорости в виде выражения (4), могут быть разложены на средние по горизонтали величины и их отклонения от этого среднего

$$F_{\text{бт}} = F_0 + F_1, \quad (6)$$

$$F_{\text{бк}} = F_2 + F_3; \quad (7)$$

$$F_e = F_4 + F_5, \quad (8)$$

где

$$F_0 = \rho L [H \{V\}] [\{\varepsilon\}], \quad (9)$$

$$F_1 = \rho C_p L [(H \{V\})^* \{T\}^*], \quad (10)$$

$$F_2 = \rho C_p H \{L [F_G] [T^+]\}, \quad (11)$$

$$F_3 = \rho C_p H \{L [V_G^* (T^+)^*]\}, \quad (12)$$

$$F_4 = \rho C_p L [H \{V_e\}] [T_0^*], \quad (13)$$

$$F_5 = \rho C_p L [(H \{V_e\})^* (T_0^+)^*]. \quad (14)$$

С учетом того, что предлагаемая методика оценки переноса энергии течениями в океане пригодна лишь для областей, в которых суммарный расход жидкости равен нулю, имеем $F_0 = 0$. Тем самым устраняется вклад неизвестного отсчетного уровня энергии ε_0 . В формулах (9)–(14) приняты следующие обозначения: H — глубина океана; L — ширина океанографического разреза через который определяется перенос энергии; $\{ \}$ — осреднение по вертикали; $[\]$ — осреднение по горизонтали; величины, обозначенные $(+)$, соответствуют отклонению от среднего по верти

кали; величины, обозначенные (*), соответствуют отклонению от среднего по горизонтали; T_0 — потенциальная температура воды на поверхности океана.

Геострофическая скорость на поверхности океана вычислялась по формуле

$$V_0 = -(g/2\omega a \sin \theta \cos \theta) (\partial \zeta / \partial \lambda), \quad (15)$$

где ζ — превышение уровня свободной поверхности моря, рассчитанное по диагностической модели [5] по заданному полю плотности с учетом реального рельефа дна, контура береговой линии и касательного напряжения ветра. Исходные поля глубин и атмосферного давления взяты из работ [1 и 12]. Для подавления мелкомасштабной компоненты снятые в узлах расчетной сетки значения глубин и атмосферного давления, подвергались сглаживанию по девятиточечному шаблону [2].

Глубина у отвесной стенки на участках контура, соответствующих берегу, равна 500 м. Наличие островов внутри расчетной области (Ян-Майен, Медвежий) не учитывались вследствие большого шага по пространству. Минимальная глубина внутри расчетной области равна 500 м. Значения плотности, соответствующие зимнему и летнему сезону года, были вычислены по полям температуры и солёности, заимствованным из атласа [12]. Расчет поля плотности выполнен для 11 горизонтов: 0, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 м.

Сезонные изменения плотности относятся только к верхнему 200-метровому слою. На нижних горизонтах используется среднегодовое значение плотности. Расчет циркуляции Северо-Европейского бассейна производился на одноградусной сетке на акватории между Гренландией и Скандинавией от 61° с. ш. до 80° с. ш. Геострофическая скорость относительно поверхности моря находится с помощью выражения

$$V_G = -g/(2\omega a \sin \theta \cos \theta \rho_0) \partial / \partial \lambda \left(\int_0^H \rho \, dz \right). \quad (16)$$

Дрейфовая составляющая определялась из выражения

$$V_G^d = 1/(2\omega a \rho_0 \cos \theta) \left(\sqrt{\nu'/\nu} \right) [(\partial P_a / \partial \theta) \sin(\alpha z) - \\ - (1/\sin \theta) (\partial P_a / \partial \lambda) \cos(\alpha z)] \exp(-\alpha z). \quad (17)$$

В формулах (15)–(17) приняты следующие обозначения: λ — долгота; θ — дополнение до широты; z — вертикальная координата, направленная вниз; a — радиус Земли; ω — угловая скорость вращения Земли; g — ускорение силы тяжести; ρ_0 — постоянное значение плотности; P_a — атмосферное давление на уровне моря; ρ — плотность морской воды; ν' и ν — коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости воздуха и воды соответственно; α — параметр Экмана.

Преимущество предложенного выше разложения F на потоки заключается в том, что могут быть идентифицированы различные циркуляционные моды, количественно оценен их вклад в переносе тепла океаническими течениями. Вторым важным аспектом, доказывающим пользу такого разложения потока, является исключение вклада неизвестной энергии ε_0 из адвективного переноса тепла в исследуемой области. Физический смысл составляющих общего потока тепла в океане следующий.

Поток F_1 определяется баротропной составляющей циркуляции. При положительных значениях F_1 тепло передается течениями в северном направлении, а при отрицательных — в южном. Баротропная составляющая циркуляции обуславливается наклоном уровня свободной поверхности океана.

Величина потока F_2 определяется вертикальной бароклинной циркуляцией в меридиональной плоскости. При отрицательном значении F_2 тепло переносится к полюсу, причем поверхностные теплые воды перемещаются к северу, а холодные донные — к югу. При положительном значении F_2 , наоборот, тепло через океанический разрез переносится к югу.

F_3 — поток, обусловленный горизонтальной бароклинной циркуляцией. Отрицательные значения потока соответствуют переносу тепла к полюсу, положительные — к югу.

Бароклинные потоки F_2 и F_3 определяются в основном по океанографическим данным с использованием предположения о геострофичности движения в океане, которое хорошо выполняется в открытых районах океана, и независимость этих потоков от метеорологических данных повышает значимость излагаемого здесь метода.

F_4 — осредненный по долготе поток тепла, обусловленный полным экмановским переносом в верхнем слое океана.

F_5 — поток, вызываемый дрейфовой горизонтальной циркуляцией. В потоках F_4 и F_5 перенос тепла полностью определяется направлением ветра и поверхностной температурой океана.

Для расчета адвективного переноса тепла нами было выбрано три характерных разреза в Северо-Европейском бассейне. Первый из них проходит через 65° с.ш. от побережья Скандинавии до о-ва Исландия и далее до побережья Гренландии. Этот океанографический разрез пересекает такие основные течения исследуемого бассейна, как Восточно-Гренландское и Ирмингера (в Датском проливе), западный и восточный стрежни Норвежского течения и циклонический круговорот в районе Норвежского моря. Суммарный перенос вод к полюсу не превышает 1,5 Св.

Второй океанографический разрез проходит по 70° с.ш. от побережья Скандинавии до Гренландии, пересекая Восточно-Гренландское течение, западный и восточный стрежни Норвежского течения и антициклонический круговорот в Норвежском море с центром на 70° с.ш. Расход через этот разрез не превышает 2 Св, поток имеет северное направление.

Третий океанографический разрез, через который определялся адвективный поток тепла, проходит по 78° с. ш. и пересекает Восточно-Гренландское и Западно-Шпицбергенское течения. Суммарный перенос вод в Северный Ледовитый океан составляет 1,2 Св.

Поскольку выбранный нами метод расчета потока тепла в океане в идеале применим в областях с нулевым расходом жидкости через сечение разреза, то наши расчеты обладают погрешностью, соразмерной с величиной невязки расходов. В настоящей работе оценка погрешности не проводилась. Результаты расчетов потока тепла в Северо-Европейском бассейне для зимнего и летнего сезонов, рассчитанные по климатическим данным, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Оценки переноса тепла течениями в Северо-Европейском бассейне по климатическим данным, Вт

Северная широта, град.	F_1	F_2	F_3
Зима			
65	$-0,88 \cdot 10^{15}$	$-0,23 \cdot 10^{15}$	$0,57 \cdot 10^{15}$
70	$-0,25 \cdot 10^{15}$	$-0,58 \cdot 10^{15}$	$0,55 \cdot 10^{15}$
78	$-0,18 \cdot 10^{14}$	$0,22 \cdot 10^{14}$	$-0,16 \cdot 10^{14}$
Лето			
65	$-0,80 \cdot 10^{15}$	$-0,21 \cdot 10^{15}$	$0,48 \cdot 10^{15}$
70	$-0,33 \cdot 10^{15}$	$-0,66 \cdot 10^{15}$	$0,44 \cdot 10^{15}$
78	$-0,28 \cdot 10^{14}$	$0,20 \cdot 10^{14}$	$-0,10 \cdot 10^{14}$
Северная широта, град.	F_1	F_2	F
Зима			
65	$-0,62 \cdot 10^{12}$	$-0,35 \cdot 10^{12}$	$-0,53 \cdot 10^{15}$
70	$0,35 \cdot 10^{13}$	$-0,19 \cdot 10^{14}$	$-0,14 \cdot 10^{15}$
78	$-0,12 \cdot 10^{13}$	$-0,14 \cdot 10^{13}$	$-0,14 \cdot 10^{14}$
Лето			
65	$-0,12 \cdot 10^{13}$	$-0,51 \cdot 10^{12}$	$-0,54 \cdot 10^{15}$
70	$0,11 \cdot 10^{14}$	$-0,41 \cdot 10^{14}$	$-0,31 \cdot 10^{15}$
78	$-0,85 \cdot 10^{12}$	$-0,98 \cdot 10^{12}$	$-0,20 \cdot 10^{14}$

На всех разрезах, начиная с разреза через 65° с. ш. и до разреза, расположенного на 78° с. ш., результирующие потоки тепла в океане направлены к полюсу (в выбранной системе координат это соответствует отрицательным значениям F).

Если принять величину адвективного потока тепла, обусловленного поступлением атлантических вод в Северо-Европейский бассейн на 65° с. ш. за 100 %, то на 70° с. ш. поток тепла за счет

адвекции составит 26 % от первоначального значения (в зимний сезон) и 57 % (в летний сезон).

Таким образом, в тепловом балансе для района Норвежского и Исландского морей на долю адвекции тепла течениями приходится 74 % в зимний сезон и 43 % — в летний. По данным Г. Н. Зайцева [3] эта величина составляет 78 % (среднегодовая). К 78° с. ш. адвективный поток тепла уменьшается на порядок. Столь значительное изменение в величине F обусловлено двумя факторами: теплоотдачей океана в атмосферу (по оценкам [8] она достигает 60 ккал/см² за год) и выносом тепла в Баренцево море. Кроме того, часть теплых вод Западно-Шпицбергенского течения включается в циклонический круговорот в Гренландском море и не доходит до 78° с. ш. (возвратное атлантическое течение).

Рассмотрим вклад основных составляющих меридионального переноса тепла в изменчивость суммарного адвективного потока F с широтой. В результате расчетов (см. табл. 1) оказалось, что основным поставщиком тепла к полюсу является поток F_1 , обусловленный баротропной циркуляцией. В районе 65° с. ш. на баротропную циркуляцию приходится 80 % переноса тепла в меридиональном направлении и только 20 % на бароклинную (F_2). Кроме того, существует вынос тепла к югу из области исследуемого района (F_3), обусловленный бароклинной циркуляцией в горизонтальной плоскости. Ответственными за этот процесс, судя по всему, являются течение Ирмингера и циклонические круговороты, расположенные в Норвежском море между западным и восточным стрежнями Норвежского течения. Этот поток тепла (F_3) превышает по абсолютному значению адвективный перенос тепла к полюсу, осуществляемый за счет бароклинной циркуляции в меридионально-вертикальной плоскости (F_2).

В центральной части Северо-Европейского бассейна, в районе 70° с. ш., основным вкладчиком в адвективный перенос тепла в северном направлении является бароклинная циркуляция (F_2). На ее долю приходится 70 % суммарного потока. Структура бароклинной циркуляции в меридионально-вертикальной плоскости такова, что теплые соленые воды (атлантическая водная масса) на поверхности движутся в северном направлении, а холодные (глубинная водная масса) — в южном. Непериодические переливы этой водной массы через пороги Фареро-Шетландского и Фареро-Исландского проливов в Северную Атлантику свидетельствуют о существовании этих весьма медленных движений в глубоководной части Норвежского моря [13]. Механизм переноса тепла к северу главным образом осуществляется бароклинной частью Норвежского течения в вертикально-меридиональной плоскости (западный и восточный стрежни). На рис. 1 представлен вертикальный профиль температуры в зимний сезон по 70° с. ш. (климатические данные). На рисунке хорошо заметен тепловой след западного и восточного стрежней Норвежского течения в верхнем 200-метровом слое океана.

В горизонтальной плоскости бароклинная составляющая циркуляции способствует переносу тепла течениями к югу от 70° с. ш. Это обусловлено существованием обширного антициклонического круговорота в районе 70° с. ш., который прослеживается от поверхности до дна. Результатом существующей циркуляции является увеличение теплозапаса в районе судна погоды «М», что

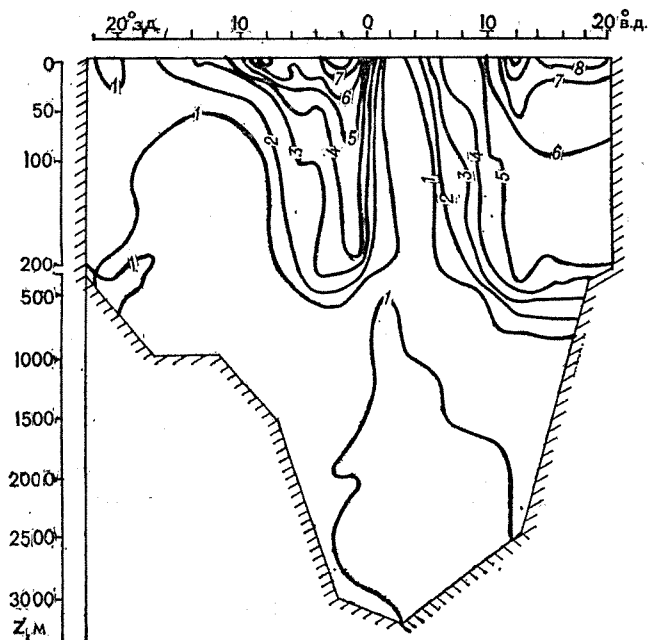


Рис. 1. Вертикальный профиль распределения температуры в зимний сезон по 70° с. ш. в Северо-Европейском бассейне (климатические данные [12]).

приводит к более интенсивному теплообмену между океаном и атмосферой на акватории Норвежского моря. По абсолютной величине адвективные потоки тепла F_2 и F_3 , обусловленные бароклинностью морской воды, почти равны друг другу (F_3 составляет 95 % от F_2 в зимний сезон и около 70 % — в летний), но осуществляют перенос в противоположных направлениях (F_2 — к полюсу, F_3 — к экватору).

Особый интерес представляет анализ адвективного теплового потока через разрез по 78° с. ш. в проливе Фрама. Известно [4], что этот пролив является основным, связывающим Арктический бассейн с Мировым океаном. Через этот относительно широкий (приблизительно 600 км) и глубокий (до 2600 м) пролив осуществляется 75 % водообмена и 90 % теплообмена Северного Ледовитого и Мирового океанов. Поэтому даже относительно небольшое изменение теплового потока через пролив приводит

к значительным последствиям в тепловом балансе Северного Ледовитого океана.

Сравнение результатов расчета автора с результатами других исследователей по оценке адвективного переноса тепла через пролив Фрама приведено в табл. 2 и 3. Расхождения в результатах

Таблица 2

**Оценка переноса тепла в Арктический бассейн
через пролив Фрама 78° с. ш.**

Сезон	Количество тепла, Вт	
	по данным работы [6]	по данным автора
Лето	$-0,2541 \cdot 10^{14}$	$-0,2043 \cdot 10^{14}$
Зима	$-0,1425 \cdot 10^{14}$	$-0,1718 \cdot 10^{14}$

расчетов, на наш взгляд, находятся в пределах допустимого. Необходимо отметить, что оценки, приведенные в табл. 3, получены с учетом адвективного потока тепла за счет выноса и таяния льда из Северного Ледовитого океана. По мнению ряда авторов

Таблица 3

**Оценки переноса тепла в Арктический бассейн
через пролив Фрама 78° с. ш.
(среднегодовые значения)**

Автор	Количество тепла, Вт
Х. Мосби	$0,1117 \cdot 10^{14}$
Л. Вовинкель и С. Орвиг	$0,1884 \cdot 10^{14}$
К. Аагард и П. Грейсман	$0,3977 \cdot 10^{14}$
Данная работа	$0,1880 \cdot 10^{14}$

[8, 15], этот поток является главной составляющей теплового баланса, однако в оценке переноса льда погрешность достигает 50 %, и в ближайшее время нет возможности для получения более достоверных оценок.

Авторами работ [8, 15] для определения скоростей течений использовался динамический метод. А в работе [9] привлекались инструментальные наблюдения в Западно-Шпицбергенском течении. Расход Восточно-Гренландского течения выбирался из тех соображений, чтобы суммарный перенос жидкости через пролив Фрама был равен нулю [9]. В табл. 2 сравниваются сезонные значения переноса тепла течениями в проливе Фрама, полученные в данной работе и в работе [6]. Расчет циркуляции в работе [6] производился с помощью динамического метода.

Используемый в настоящей работе метод оценки адвективного переноса тепла течениями позволяет в отличие от методов, приведенных в работах [6, 15], анализировать механизм переноса тепла и идентифицировать его с различными циркуляционными модами.

Рассмотрим вклад отдельных составляющих адвективного переноса тепла течениями в Северный Ледовитый океан через пролив Фрама по 78° с. ш. Прежде всего отметим, что роль баротропной циркуляции в адвективном переносе тепла к полюсу возросла (по отношению к центральной части Северо-Европейского бассейна, 70° с. ш.), и ее вклад в суммарный поток тепла к полюсу составляет 52 % в зимний сезон и 70 % в летний. Перенос тепла бароклининой составляющей циркуляции в Северный Ледовитый океан осуществляется в горизонтальной плоскости F_3 (циркуляционная ячейка циклонического вращения).

В западной части ячейки теплое Западно-Шпицбергенское течение, а в восточной — холодное Восточно-Гренландское. В вертикально-меридиональной плоскости адвекция тепла бароклининой составляющей циркуляции осуществляется в южном направлении. Холодные глубинные воды в придонных горизонтах поступают в Северный Ледовитый океан, а теплые промежуточные атлантические воды, расположенные в слое 200—500 м под полярной водной массой, частично поступают из Северного Ледовитого океана и частично — из западной части пролива Фрама (ответвление от Западно-Шпицбергенского течения). Таким образом, в вертикально-меридиональной плоскости циркуляционная ячейка несколько притоплена. Над этой циркуляционной ячейкой расположена полярная водная масса, но в интегральном смысле поток F_2 — величина положительная, т. е. соответствует переносу тепла из Северного Ледовитого океана в Северо-Европейский бассейн. Однако делать окончательные выводы о переносе тепла течениями в проливе Фрама и Северо-Европейском бассейне в целом, на наш взгляд, неправомерно.

Можно назвать две основные причины, по которым следует воздержаться от окончательных выводов.

1. Ошибки расчета. Они в данной работе не определялись, но по аналогии с некоторыми работами ясно, что ошибки могут быть заметными.

2. В данной работе определялись только переносы тепла крупномасштабными течениями. Но существует еще и вихревой перенос тепла, прежде всего, движениями синоптического масштаба. Оценки для других регионов показывают, что он может быть значителен [10]. Однако для исследуемого района пока не существует оценок вихревого переноса, хотя известно, что вихрей в Северо-Европейском бассейне много.

По изменению величины суммарного потока тепла F , рассчитанной на разных широтах, можно судить о теплоотдаче в атмосферу через поверхность океана (либо теплонакоплений) в исследуемом районе. Для акватории Норвежского и Исландского

Таблица 4

**Оценка теплоотдачи в атмосферу
в Норвежском и Исландском морях,
основанная на прямом методе
переноса тепла течениями**

Сезон	Теплоотдача	
	Вт/м ²	ккал/см ²
Зима	530	95
Лето	283	52

морей (между 65 и 70° с. ш. были выполнены расчеты обмена теплом на границе вода—воздух для зимнего и летнего сезонов. Теплоотдача определялась сроком за сезон: зима (декабрь, январь, февраль) и лето (июнь, июль, август). Результаты расчетов приведены в табл. 4 (климатические данные).

Для сравнения приведем некоторые данные о теплоотдаче в атмосферу из обзорной работы [8]. Так, в районе судна по-

годы «М» в Норвежском море за период, равный году, величина теплоотдачи в атмосферу океаном колеблется в пределах 76—93 ккал/см². Для зимнего сезона разными авторами [3, 7] величина теплоотдачи определена между 75—100 ккал/см² для Норвежского моря, а для всего Северо-Европейского бассейна в целом — 45 ккал/см².

В заключение отметим, что скорости течений, рассчитанные по диагностической модели, могут быть использованы для определения переноса тепла крупномасштабными течениями в Северо-Европейском бассейне. Рассчитан адвективный перенос тепла течениями в Северо-Европейском бассейне для зимнего и летнего сезонов по климатическим данным. Установлено, что в южной части Норвежского и северной части Гренландского морей перенос тепла течениями к полюсу, главным образом, осуществляется баротропной составляющей циркуляции (75 % от суммарного переноса тепла).

В центральной части Северо-Европейского бассейна ведущая роль в переносе тепла принадлежит бароклининой циркуляции в меридионально-вертикальной плоскости (70 % от общего переноса к полюсу). В районе пролива Фрама адвекция тепла течениями из Северо-Европейского бассейна в Северный Ледовитый океан осуществляется в равной степени как баротропной циркуляцией, так и бароклининой в горизонтальной плоскости. На всей акватории Северо-Европейского бассейна, за исключением пролива Фрама, бароклининая горизонтальная циркуляция способствует переносу тепла к югу. В тепловом балансе на поверхности Норвежского и Исландского морей на долю адвекции тепла течениями приходится 74 % зимой и 43 % летом.

Поступила 11/V 1986 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас климатических характеристик температуры и давления в северном полушарии. Вып. 1.— М.: Гидрометеонздат, 1975.— 114 с.

2. Грачев Ю. М., Кошляков М. Н., Нейман В. Г., Тарасенко В. М. Мезомасштабные геострофические течения на полигоне в тропической части северной Атлантики.— В сб.: Атлантический гидрофизический полигон-70.— М.: Наука, 1974, с. 193—197.

3. Зайцев Г. И. Тепловой баланс Норвежского и Гренландского морей и факторы его образующие.— В сб.: Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера.— М.: Рыбное хозяйство, 1960, с. 67—79.

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

5. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 182 с.

6. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеониздат, 1962.— 285 с.

7. Тимонов В. В., Смирнова А. И. Центры взаимодействия системы океан—атмосфера в Северной Атлантике.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 5, с. 745—749.

8. Aagard K., Coachman L. K. On the deep water of Greenland Sea.— Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, p. 687—715.

9. Aagard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean.— T. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 2, p. 3821—3827.

10. Bennet A. F. Poleward heat fluxes in southern hemisphere oceans.— J. Phys. Oceanogr., 1978 vol. 8, p. 785—798.

11. Bryan K. Measurements of meridional heat transport by ocean currents.— J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 3403—3414.

12. Climatological atlas of the World Ocean.— NOAA, 1982, 174 p.

13. Coachman L. K., Aagard K. Physical Oceanography of Arctic and Sub-Arctic Seas. Chapter I from Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer-Verlag, New York. Heidelberg. Berlin, 1974, p. 1—72.

14. Jung G. N. Note on the meridional transport of energy by the oceans.— J. Mar. Res., 1952, vol. 11, p. 139—146.

15. Mosby H. Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and of the Norwegian Sea.— Geophys. Publ., 1962, vol. 24 (1), p. 289—313.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЯ ПЛОТНОСТИ И ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Северо-Европейский бассейн — акватория между Гренландией, Исландией, Норвегией и Шпицбергенем — является одной из важнейших зон Мирового океана в северном полушарии. Через этот район осуществляется главным образом водо- и теплообмен Северного Ледовитого океана с Мировым океаном. Кроме того, Северо-Европейский бассейн служит основным источником формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики. На фоне различных районов Мирового океана Северо-Европейский бассейн выделяется активными процессами взаимодействия атмосферы и океана, большими величинами потоков тепла и влаги с поверхности воды. На акватории Гренландского и Исландского морей в зимний сезон осуществляется глубокая конвекция [8], которая приводит к крупномасштабной перестройке поля плотности.

Массообмен Северо-Европейского бассейна с Мировым океаном осуществляется через относительно узкие и мелкие каналы, пересекающие подводные хребты в Датском, Фареро-Шетландском, Фареро-Исландском проливах. Акватория бассейна, являясь зоной действия процессов сильного охлаждения вод в осенне-зимний период, оказывает влияние на формирование водных масс Мирового океана. Это может иметь значительные последствия для короткопериодных колебаний климата океана [7].

Перечисленные выше особенности Северо-Европейского бассейна способствовали созданию специальных научных программ с целью изучения динамических процессов на акватории Норвежского, Гренландского и Исландского морей таких, как «ПОЛЭКС-Север» и «Разрезы». Одним из методов исследования динамики океана является численное моделирование поля плотности и циркуляции интересующего нас района. Такой подход особенно важен для полярных и субполярных регионов, где натурные наблюдения осложнены плохой погодой и сложными климатическими условиями. С помощью численной модели океана и граничных условий на поверхности раздела вода—воздух, а также граничных условий в проливах, через которые осуществляется массообмен Северо-Европейского бассейна с Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой, можно численно рассчитать поле плотности и циркуляцию в изучаемом регионе, а также исследовать различные факторы, формирующие наблюдаемое поле плотности и циркуляцию Северо-Европейского бассейна. Принципиальным

ограничением, накладываемым на моделирование океанических процессов, является низкое пространственное разрешение, которое используется при длительном интегрировании системы уравнений численной модели. Это обстоятельство вынуждает задавать большие величины коэффициентов турбулентной диффузии для подавления вычислительного шума.

Постановка задачи

При решении крупномасштабных океанологических задач исходим из упрощенных уравнений гидротермодинамики в сферической системе координат [6]:

уравнения горизонтального движения

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

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

уравнение гидростатики

$$\partial \rho / \partial z = g \rho; \quad (3)$$

уравнение неразрывности несжимаемой жидкости

$$\partial V_z / \partial z + [1/(a \sin \Theta)] \partial / \partial \Theta (V_{\Theta} \sin \Theta) + [1/(a \sin \Theta)] \partial V_{\lambda} / \partial \lambda = 0; \quad (4)$$

уравнение диффузии плотности

$$\begin{aligned} \partial \rho / \partial t + (V_{\Theta} / a) \partial \rho / \partial \Theta + [V_{\lambda} / (a \sin \Theta)] \partial \rho / \partial \lambda + V_z \partial \rho / \partial z = \\ = \kappa \partial^2 \rho / \partial z^2 + A_l / a^2 \Delta \rho. \end{aligned} \quad (5)$$

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.

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

1. На свободной поверхности океана при $z = -\xi_1(\Theta, \lambda)$

$$\left. \begin{aligned} \rho_0 \nu \partial V_{\Theta} / \partial z &= -\tau_{\Theta}; \\ \rho_0 \nu \partial V_{\lambda} / \partial z &= -\tau_{\lambda}; \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

$$V_z = 0; \quad P = P_a. \quad (7)$$

Для уравнения диффузии плотности принимались различные граничные условия в зависимости от решаемого варианта

$$\kappa \partial \rho / \partial z = Q; \quad (8)$$

$$Q = (Q_{\lambda} - Q_s) / 2 \cos [(2\pi k \Delta t) / 365] + (Q_{\lambda} + Q_s) / 2; \quad (9)$$

$$\rho = (\rho_s - \rho_{\lambda}) / 2 \cos [(2\pi k \Delta t) / 365] + (\rho_s + \rho_{\lambda}) / 2; \quad (10)$$

$$Q = \kappa [\rho(\Theta, \lambda, 2) - \rho(\Theta, \lambda, 1)] / \Delta z, \quad (11)$$

где $\Delta z = 50$ м; $\rho(\theta, \lambda, 1)$ — соответствует полю плотности на поверхности моря, взятому из наблюдений, а $\rho(\theta, \lambda, 2)$ — полю плотности, взятому на горизонте 50 м; $k = 1, 2, 3, 4 \dots$; Δt — шаг интегрирования во времени; Q — поток аномалии плотности; $Q_{\text{л}}$, $Q_{\text{з}}$ — поток аномалии плотности для летнего и зимнего сезонов соответственно; $\rho_{\text{з}}$ и $\rho_{\text{л}}$ — значение плотности в зимний и летний сезоны соответственно; τ_{θ} , τ_{λ} — составляющие вектора касательного напряжения ветра; $P_{\text{а}}$ — атмосферное давление на уровне моря.

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

$$V_{\theta} = V_{\lambda} = V_z = 0. \quad (12)$$

Для плотности граничное условие запишем в виде

$$\partial \rho / \partial z = 0. \quad (13)$$

3. На вертикальных боковых границах принимаем условие «интегрального непротекания».

На участках границы, параллельных кругу широты

$$S_{\theta}(\theta, \lambda) = H \bar{V}_{\theta}, \quad (14)$$

а на участках, параллельных меридиану

$$S_{\lambda}(\theta, \lambda) = H \bar{V}_{\lambda}, \quad (15)$$

где $\bar{V}_{\theta}$, $\bar{V}_{\lambda}$ — средние по вертикали горизонтальные составляющие скорости. На участках границы, аппроксимирующих берег, $\bar{V}_{\theta} = \bar{V}_{\lambda} = 0$, а на участках границы, аппроксимирующих проливы, $\bar{V}_{\theta}$ и $\bar{V}_{\lambda}$ задаются из наблюдений [4].

Для уравнения диффузии плотности на боковых границах, аппроксимирующих берег, выполняется условие

$$\partial \rho / \partial n = 0, \quad (16)$$

где n — нормаль к береговому контуру.

На участках границы, соответствующих проливам,

$$\rho_{\text{г}} = \rho_{\text{г}}(\theta, \lambda, z), \quad (17)$$

либо

$$\rho_{\text{г}} = (\rho_{\text{з}} - \rho_{\text{л}}) / 2 \cos[(2\pi k \Delta t) / 365] + (\rho_{\text{з}} + \rho_{\text{л}}) / 2. \quad (18)$$

В начальный момент времени поле плотности однородно

$$\rho|_{t=0} = \text{const}. \quad (19)$$

Для получения вектора течений в качестве вспомогательной функции использовалась функция превышения уровня над невозмущенной поверхностью моря ζ .

Учитывая то обстоятельство, что аномалия плотности на дне океана задана равной нулю, превышение уровня можно представить как сумму двух независимых величин ζ_1 и ζ_2 [6]

$$\zeta = \zeta_1 + \zeta_2, \quad (20)$$

где

$$\zeta_1 = -1/\rho_0 \int_0^H \rho \, dz. \quad (21)$$

Функция ζ_1 вычисляется во всей расчетной области, включая границу; ζ_2 — адинамическая поправка, которая определяется путем решения уравнения

$$1/2\alpha \Delta \zeta_2 + (H/\cos \Theta) \partial \zeta_2 / \partial \lambda + 1/\sin \Theta J(H, \zeta_2) = 1/(2\alpha' \rho_0 g) \Delta P_a + \\ + 1/(\rho_0 \cos \Theta) \partial / \partial \lambda \left(\int_0^H z \rho \, dz \right). \quad (22)$$

Граничные условия для решения уравнения (22) имеют вид: на участках границы, параллельных меридиану

$$\partial \zeta_2 / \partial \Theta = 1/(\rho_0 H) \partial / \partial \Theta \left(\int_0^H z \rho \, dz \right) - 1/(2\alpha' \rho_0 g H) [\partial P_a / \partial \Theta - \\ - (1/\sin \Theta) \partial P_a / \partial \lambda] + (2\alpha \omega \cos \Theta) / g \bar{V}_\lambda; \quad (23)$$

на участках границы, параллельных кругу широты

$$\partial \zeta_2 / \partial \lambda = 1/(\rho_0 H) \partial / \partial \lambda \left(\int_0^H z \rho \, dz \right) - \sin \Theta / (2\alpha' \rho_0 g H) [(1/\sin \Theta) \partial P_a / \partial \lambda + \\ + \partial P_a / \partial \Theta] - (2\alpha \omega \cos \Theta \sin \Theta) / g \bar{V}_\Theta. \quad (24)$$

В формулах (22), (23), (24) P_a — атмосферное давление на уровне моря; $J(H, \zeta_2)$ — оператор Якоби. Составляющие скорости течения вычисляются по формулам, приведенным в работе [6].

Численная схема

Сформулированная выше задача сводится к численному решению двух уравнений (5) и (22) и расчету составляющих скорости V_Θ , V_λ , V_z . Уравнение (22) является эллиптическим с малым параметром при старшей производной. Для решения уравнений подобного типа надежной схемой является разностная аппроксимация первого порядка («направленные разности») [2]. Применение схемы второго порядка аппроксимации с крупным шагом по пространству (100 км и более) не дает существенного улучшения результатов [3]. В уравнении (22) производные первого порядка заменяются конечными разностями, направленными вперед или назад в зависимости от знаков коэффициентов перед произ-

водной, оператор Лапласа — центральными разностями. В результате замены производных первого и второго порядков их разностными аналогами получается система алгебраических уравнений, которая решается методом Гаусса—Зейделя. Сходимость определяется с помощью критерия

$$\max |\zeta^{N+1} - \zeta^N| \leq \varepsilon_\zeta, \quad (25)$$

где $\varepsilon_\zeta = 0,001$ см, N — номер итерации.

Уравнение диффузии плотности линеаризовалось на каждом временном шаге ($t, t + \Delta t$)

$$(\rho^n - \rho^{n-1})/\delta t + (V_\Theta^{n-1}/a) \partial \rho^n / \partial \Theta + V_\lambda^{n-1}/(a \sin \Theta) \partial \rho^n / \partial \lambda + \\ + V_z^{n-1} \partial \rho^n / \partial z = \kappa \partial^2 \rho^n / \partial z^2 + A_l/a^2 \Delta \rho^n. \quad (26)$$

Переменные с индексом « $n-1$ » относятся к предыдущему шагу по времени. Уравнение (26) аппроксимируется по пространству схемой первого порядка точности [1]. Она проста и вполне удовлетворительна для качественных выводов. Адвективные члены аппроксимируются схемой «направленных разностей». Производные первого и второго порядков по оси z заменяются центрально-разностными соотношениями для неравноотстоящих узлов [2]. Оператор Лапласа заменяется обыкновенными центрально-разностными отношениями. Производная по времени аппроксимируется двухуровневой неявной схемой первого порядка точности [2]. После перехода к разностным аналогам в уравнении (26) и некоторых преобразований получается система алгебраических уравнений вида

$$[1 + e_{ijk}(1 - 2\delta_2) + m_{ijk}(1 - 2\delta_1) - q_{ijk} + p_{ijk} + r_k + c_k + \\ + 2e_j + 2d_j] \rho_{ijk}^n = \rho_{ijk}^{n-1} + [p_{ijk} + r_k] \rho_{ijk-1}^n + [q_{ijk} - r_k] \rho_{ijk+1}^n + \\ + [e_j + s_j - l_{ijk}\delta_2] \rho_{ij+1k}^n + [e_j - s_j - l_{ijk}(\delta_2 - 1)] \rho_{ij-1k}^n + \\ + [d_j - m_{ijk}\delta_1] \rho_{i+1jk}^n + [d_j - m_{ijk}(\delta_1 - 1)] \rho_{i-1jk}^n, \quad (27)$$

где

$$l_{ijk} = (V_{ijk}^{\Theta-1} \delta t) / (a \delta \Theta); \\ m_{ijk} = (V_{ijk}^{\lambda-1} \delta t) / (a \sin \Theta \delta \lambda); \\ q_{ijk} = [(V_{ijk}^{z-1} \delta t) / (\delta z_{k+1} + \delta z_k)] R_k; \\ p_{ijk} = (V_{ijk}^{z-1} \delta t) / [R_k (\delta z_{k+1} + \delta z_k)]; \\ r_k = (2\kappa \delta t) / [\delta z_{k+1} (\delta z_{k+1} + \delta z_k)]; \\ c_k = (2\kappa \delta t) / [\delta z_k (\delta z_{k+1} + \delta z_k)]; \\ e_j = (A_l/a^2) \delta t / (\delta \Theta)^2; \\ d_j = (A_l/a^2) \delta t / [\sin^2 \Theta (\delta \lambda)^2]; \\ s_j = (A_l/a^2) (\operatorname{ctg} \Theta \delta t) / (2 \delta \Theta); \\ R_k = \delta z_k / \delta z_{k+1}; \quad \delta z_k = z_k - z_{k-1}. \quad (28)$$

Полученная система алгебраических уравнений решается методом верхней релаксации по линиям [1]. Условие (16) вводилось в расчетную схему по методу, предложенному Миякодой [5], а именно: во внутренних точках, смежных с границами, система (27) трансформировалась следующим образом. Градиентные граничные условия подставлялись непосредственно в разностную схему метода верхней релаксации по линиям, и система (27) алгебраически разрешалась относительно аномалии плотности для точек, соседних с границами. Тем самым из системы (27) исключались значения аномалии плотности на самой границе. После того, как сходимость достигнута в результате итерационного процесса, значение аномалии плотности на границе определялось по формуле (16). Сходимость итерационного процесса для уравнения (26) определялась при помощи критерия

$$\max ||\rho^{N+1} - \rho^N|| \leq \varepsilon_p, \quad (29)$$

где $\varepsilon_p = 0,5 \cdot 10^{-7}$ г/см³; N — номер итерации.

Весь вычислительный процесс организуется следующим образом.

1. В начальный момент времени океан однороден и находится под действием касательного напряжения ветра. По разностному аналогу уравнения (22) методом последовательного приближения рассчитывается уровенная поверхность.

2. Полученное значение $\xi(\theta, \lambda)$ используется для вычисления составляющих скорости V_θ , V_λ , V_z в расчетных узлах трехмерной области.

3. Исходя из начального, на первом временном шаге состояния однородного океана для разностного аналога уравнения (5) делается один временной шаг по неявной схеме.

4. Полученное таким образом с учетом граничных условий поле плотности подставлялось в разностный аналог уравнения (22) и проводился следующий этап расчета. При этом предполагалось, что поле течений мгновенно приспособлялось к полю плотности.

5. Процесс счета продолжался до тех пор, пока разность между двумя последовательными по времени значениями плотности не достигала заданной величины

$$\max ||\rho^{n-1} - \rho^n|| \leq \varepsilon_p, \quad (30)$$

где n — шаг по времени.

В случае использования стационарных граничных условий $\varepsilon_p = 0,5 \cdot 10^{-7}$ г/см³, а когда находится периодическое решение задачи, $\varepsilon_p = 0,5 \cdot 10^{-4}$ г/см³. Кроме того, на каждом шаге по времени рассчитывалась интегральная по всей расчетной области кинетическая энергия $E = V_\theta^2 + V_\lambda^2$. Строился график ее изменчивости во времени, который и являлся основным критерием выхода на стационар всего процесса.

Конкретные расчеты производились при следующих параметрах:

$$\begin{aligned} \nu &= 1 \text{ м}^2/\text{с} & \nu' &= 10^2 \text{ м}^2/\text{с} \\ \rho_0 &= 1,02825 \text{ кг/м}^3 & a &= 0,64 \cdot 10^7 \text{ м} \\ g &= 9 \text{ м/с}^2 & \omega &= 0,729 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1} \end{aligned}$$

Результаты численных экспериментов

В численном эксперименте 1 (вариант 1) имитируется поле плотности и циркуляции для зимнего сезона. Решается задача (1)—(5) со стационарными граничными условиями. На поверхности океана задается поток аномалии плотности для зимнего сезона (8). Вычисление потоков аномалии плотности для поверхности океана проводилось по формуле (11).

На рис. 1а приводится распределение потока аномалии плотности Q_3 для Северо-Европейского бассейна (зима, февраль). Заштрихованные участки рисунка соответствуют отрицательным значениям Q_3 , что приводит к понижению плавучести поверхностного слоя океана и возникновению плотностной конвекции. На боковых вертикальных стенках, аппроксимирующих проливы, задавалось значение аномалии плотности для февраля, условие (17). На твердом контуре (берег и дно) поток аномалии плотности равен нулю, условие (16). По вертикали использовалась неравномерная расчетная сетка с восемью горизонтами: 0, 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 1500 м. Условие непротекания переносится с горизонта $z = H$ на горизонт $z = H_1$, где $H_1 = 1500$ м. Ниже H_1 аномалия плотности равнялась нулю. Задача решалась до установления. Шаг интегрирования по времени равнялся 10 суткам. Расчетные параметры для анализа результатов брались для момента времени равного 10 годам от начала интегрирования. Полученное за это время решение соответствует установившемуся состоянию океана и вполне пригодно для качественных выводов.

В численном эксперименте 1 (вариант II) воспроизводится поле плотности и течений Северо-Европейского бассейна для летнего сезона (август). На рис. 1б приводится распределение потока аномалии плотности $Q_{\text{л}}$ на поверхности океана. Значение $Q_{\text{л}}$ в летний сезон таково, что оно способствует возникновению только устойчивой стратификации в верхних слоях океана по всей акватории исследуемого региона.

Поля превышения уровня для зимнего и летнего сезонов, полученные в результате решения задачи со стационарными граничными условиями (численный эксперимент 1, вариант I и вариант II соответственно), приведены на рис. 2. Как видим, и в зимний и в летний сезоны все главные особенности поверхностной циркуляции нашли отражение в решении задачи по прогностической модели. Если учесть, что задание тепло- и массообмена через поверхность океана по формуле (11) сильно идеализиро-

вано, то соответствие результатов численного эксперимента 1 с существующим представлением о циркуляции в исследуемом районе можно считать вполне удовлетворительными. Отметим, что циклонические круговороты в Гренландском и Исландском морях получены и в летний и в зимний сезоны с заданием тепло- и массообмена на поверхности океана по разным формулам (8), (10). То же самое можно сказать и о циркуляции в Норвежском море (антициклонический круговорот является характерной особенностью, существующей во все сезоны).

Расходы течений в модели приведены в табл. 1. Следует отметить усиление циркуляции в зимний сезон по отношению к летнему. Заметим, что результаты расчетов циркуляции в эксперименте 1 (вариант II) неплохо согласуются с диагностическими расчетами.

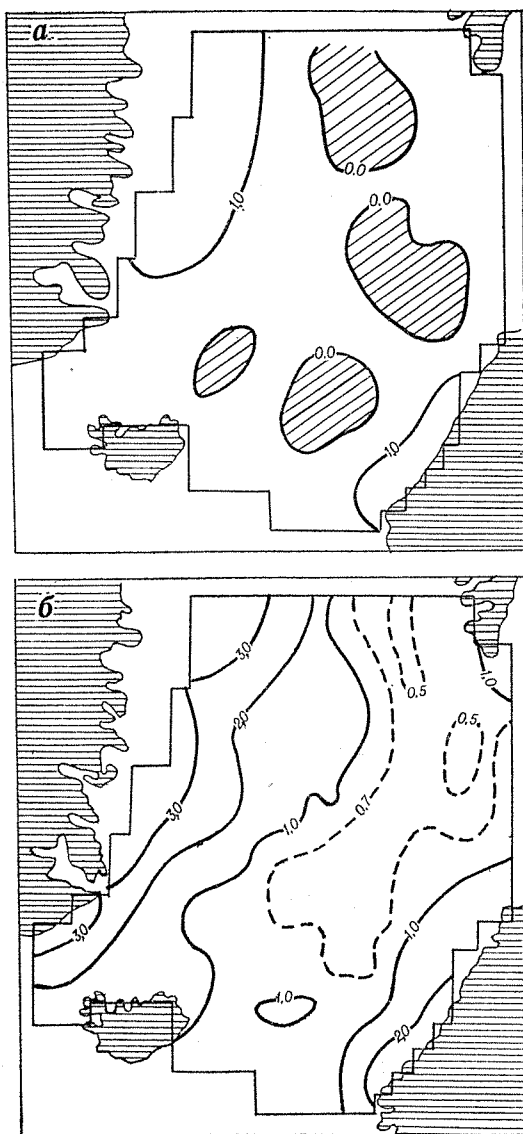


Рис. 1. Распределение потока аномалии плотности ($Q \cdot 10^7$ с. г. с.):

а — для зимнего сезона (февраль);
б — для летнего сезона (август).
Заштрихованные участки рисунка соответствуют отрицательным значениям Q .

В летний сезон по всей акватории Северо-Европейского бассейна получено устойчиво стратифицированное поле плотности. В зимний сезон появляются зоны с неустойчивой стратификацией, в которых возникают конвективные движения. Поскольку распределение $\kappa(\partial\rho/\partial z)$ на поверхности океана таково, что в отдельных

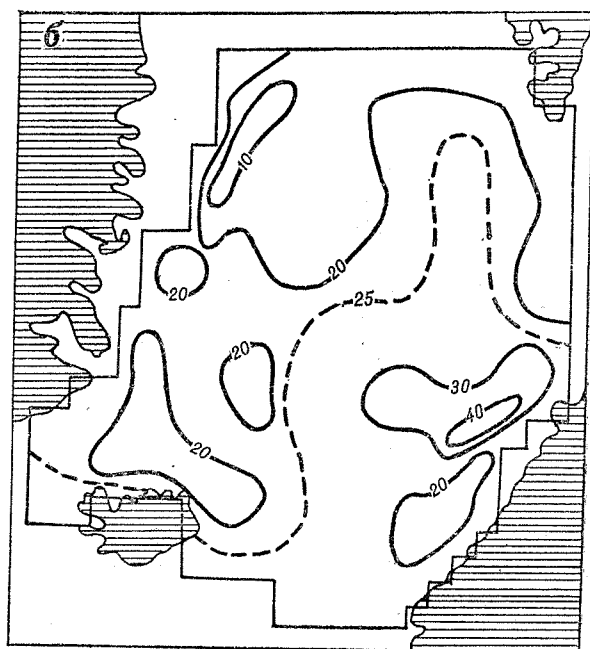
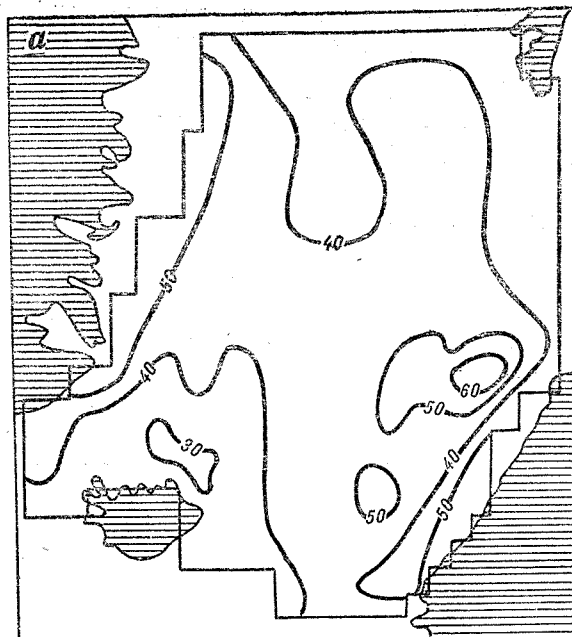


Рис. 2. Уровенная поверхность Северо-Европейского бассейна:

а — для летнего сезона (август); *б* — для зимнего сезона (февраль).

Таблица 1

**Расходы основных течений и круговоротов в Северо-Европейском бассейне
(прогностические расчеты, численный эксперимент 1)**

Течение, круговорот	Зима (вариант I)	Лето (вариант II)
Норвежское течение (между о-вом Исландия и Скандинавией по 65° с. ш.)	5,3	3,4
Антициклонический круговорот в Норвежском море	9,3	7,4
Восточно-Гренландское течение (по 75° с. ш.)	8,0	7,1
Восточно-Гренландское течение (между Гренландией и о-вом Ян-Майен по 71° с. ш.)	1,9	3,2
Западно-Шпицбергенское течение (по 75° с. ш.)	9,1	6,9
Циклонический круговорот в центре Гренландского моря	6,0	4,0

Примечание. Здесь и в табл. 2 расходы приведены в Свердрупах [$10^6 \text{ м}^3/\text{с}$].

районах генерирует неустойчивую стратификацию на протяжении всего промежутка интегрирования, то район расположения донной водной массы занимает несколько больший объем, чем принято считать на основании натурных данных [8]. Однако однородный слой, возникающий при помощи конвективного перемешивания, не проникает до дна даже в областях с максимально развитой неустойчивой стратификацией. Это происходит вследствие адвективного переноса масс. Для летнего сезона полученные результаты несколько хуже. Хотя конфигурация изолиний в поле плотности для летнего сезона хорошо совпадает с изопикнами «фактического» поля плотности, но величина условной плотности на всех расчетных горизонтах значительно расходится с наблюдаемой.

В численном эксперименте 2 имитируется годовой ход поля плотности и циркуляции в Норвежском, Гренландском и Исландском морях. Решается задача (1)—(5) с периодическими граничными условиями. На поверхности океана задается годовой ход потока аномалии плотности по косинусоидальному закону (9). На вертикальных боковых границах соответствующих проливам задается годовой ход аномалии плотности (18), который осуществляется только в верхнем 500-метровом слое океана. Ниже горизонта $z=500$ м задавались среднееголетние значения аномалии плотности. По вертикали использовалась расчетная сетка с 11-ю горизонтами: 0, 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 м. На твердых боковых границах и дне $z=H$ выполнялись условия (16), (13).

В начальный момент времени жидкость в исследуемом бассейне полагалась однородной (19). Задача была просчитана сроком на 50 лет модельного времени с шагом $\Delta t=5$ суток. Расчетные параметры для анализа результатов по сезонной изменчиво-

сти гидрофизических полей брались для момента времени, равного 49 годам от начала интегрирования.

Численный эксперимент 3 отличается от численного эксперимента 2 заданием граничного условия для тепло- и массообмена на поверхности океана. Вместо годового хода потока аномалии плотности задается сезонная изменчивость аномалии плотности по косинусоидальному закону (10). Для проведения численного эксперимента 2 потребовалось 30 часов машинного времени ЭВМ типа «ЕС — 1060», а для проведения численного эксперимента 3 — 12 часов.

Сезонные изменения уровня, полученные в результате решения задачи с периодическими граничными условиями, относительно невелики и не превышают 7 см. Максимальное значение уровня ζ отмечается в сентябре, а минимальное — в марте. Поток аномалии плотности (или плотность), соответствующий максимальному нагреву поверхности океана, задавался в августе, а минимальный — в феврале. Таким образом, выявляется запаздывание в реакции уровня поверхности на поступление тепла к океану из атмосферы сроком в один месяц. Наблюдаемое запаздывание годового хода уровня от годового хода потока аномалии плотности (или плотности) можно объяснить тем фактом, что формирование полей плотности на различных горизонтах в разной степени отстают от формирования поля плотности на поверхности океана. Летом перепад уровня на акватории Северо-Европейского бассейна в результате расчета составил 20 см. Максимального значения (55 см) ζ достигает в Норвежском море (центр антициклонического круговорота), а минимального (35 см) — в центре Гренландского циклонического круговорота. Зимой наблюдается такой же по величине перепад уровня, что и летом (20 см), однако наибольшее значение ζ составляет 48 см, а наименьшее $\zeta = 28$ см.

Сезонная изменчивость циркуляции, приведенная в табл. 2, показывает изменение расходов основных течений и круговоротов

Таблица 2

Расходы основных течений и круговоротов в Северо-Европейском бассейне (прогностический расчет, численный эксперимент 2)

Течение, круговорот	Зима (февраль)	Лето (август)
Норвежское течение (между о-вом Исландия и Скандинавией по 65° с. ш.)	2,9	1,5
Антициклонический круговорот в Норвежском море	14,0	12,6
Восточно-Гренландское течение (по 75° с. ш.)	12,0	11,0
Восточно-Гренландское течение (между Гренландией и о-вом Ян-Майен по 71° с. ш.)	2,9	4,0
Западно-Шпицбергенское течение (по 75° с. ш.)	13,6	10,5
Циклонический круговорот в центре Гренландского моря	9,0	7,1

в Северо-Европейском бассейне. Сезонная изменчивость поля плотности наиболее ярко выражена на поверхности океана и в верхнем слое (рис. 3). Амплитуда сезонных колебаний условной плотности весьма быстро затухает с глубиной.

На акватории Норвежского моря сезонные колебания в поле плотности отмечаются только в верхнем 100-метровом слое (эксперимент 3) и полностью затухают на горизонте 200 м. В районе Исландского моря годовой ход в поле плотности захватывает верхний 200-метровый слой и отсутствует на горизонте 500 м. На акватории Гренландского моря сезонная изменчивость σ_t проникает до 1000 м (район образования донных вод в циклоническом круговороте [8]). Столь мощная крупномасштабная перестройка поля плотности происходит за счет механизма конвективного обрушения.

На рис. 4 а представлен годовой ход условной плотности σ_t на различных глубинах для района циклонического круговорота в Гренландском море. В весенне-летний сезон по всей акватории Северо-Европейского бассейна устанавливается устойчиво стратифицированное распределение плотности. В верхнем слое океана вертикальный градиент плотности достигает максимальной величины в годовом ходе. На всей акватории бассейна верхний однородный слой отсутствует. Горизонтальный градиент плотности относительно невелик и уменьшается с глубиной весьма быстро. В распределении плотности летом хорошо прослеживается так называемый «купол» донной воды, расположенный в Гренландском море [8]. Прогиб изопикн к поверхности океана заметен, начиная с горизонта 500 м. В осенний период вертикальный градиент плотности постоянно уменьшается, достигая минимальных значений в зимний сезон. В течение осени устойчивость в верхнем слое океана уменьшается, и в начале зимы (декабрь) в некоторых районах Северо-Европейского бассейна возникает однородный слой толщиной 50 м. Это наблюдается прежде всего в районах к северо-востоку и юго-западу от о-ва Ян-Майен.

В январе площадь района, где возникает неустойчивая стратификация, значительно увеличивается. Максимальное развитие неустойчивой стратификации наблюдается в феврале—марте. За счет конвективного перемешивания глубина проникновения верхнего однородного слоя резко возрастает. Распределение по акватории Северо-Европейского бассейна толщины однородного слоя в зимний сезон крайне неравномерно. В феврале глубина проникновения однородного слоя колеблется от 50 до 100 м в Норвежском море; в районе между о-вом Ян-Майен и Гренландией — от 100 до 200 м, а в Гренландском море — от 50 до 500 м. Зимой в верхних слоях вертикальный градиент плотности в годовом ходе плотности минимальный; в местах возникновения неустойчивой стратификации принимает нулевые значения, а горизонтальный приобретает максимальные значения.

Таким образом, используя достаточно грубую численную модель (шаг расчетной сетки велик, численная схема имеет первый



Рис. 3. Рассчитанное поле условной плотности на горизонте 100 м. Сезонная изменчивость:

а — весна (май); б — лето (август); в — осень (ноябрь); г — зима (февраль).

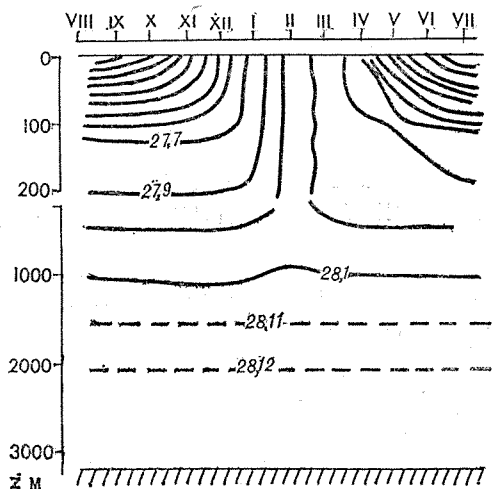


Рис. 4. Годовой ход условной плотности на разных глубинах в точке с координатами 75° с. ш., 4° в. д.

порядок аппроксимации) с идеализированными граничными условиями, нам удалось отразить характерные особенности в сезонной изменчивости поля плотности и циркуляции в Северо-Европейском бассейне.

Поступила 11 V 1986 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вазов В., Форсайт Д. Разностные методы решения дифференциальных уравнений в частных производных.— М.: Иностранная литература, 1963.— 487 с.
2. Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы.— М.: Наука, 1973.— 400 с.
3. Кочергин В. П., Щербаков А. В. Исследование разностных схем для эллиптического уравнения с малым параметром при старшей производной.— В сб.: Численные модели океанических циркуляций.— Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1972, с. 7—24.
4. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1980.— 286 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. Трешников А. Ф. Основные задачи и итоги национального эксперимента «ПОЛЭКС-Север-76», 1979, с. 3—15.
8. Coachmen L. K., Agaard K. Physical Oceanography of Arctic and Sub-Arctic Seas. Ch. 1. from Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer — Verlag New York. Heidelberg, Berlin, 1974, p. 1—72.

О ВОДООБМЕНЕ ЧЕРЕЗ ФАРЕРО-ШЕТЛАНДСКИЙ ПРОЛИВ

Изучение водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами является одной из важных задач океанологических исследований. Многие советские и зарубежные ученые занимались разработкой этого вопроса. Обзор полученных результатов и выдвинутых гипотез выполнен в работе [5]. Показано, что водообмен в основном осуществляется через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы. По инструментальным данным, приведенным В. Ф. Суховой [4], общая величина поступления вод в бассейн Северного Ледовитого океана составляет $75,4 \text{ км}^3/\text{ч}$, из них $59,9 \text{ км}^3/\text{ч}$ проходит через указанные проливы. В обратном направлении поступает соответственно $81,9$ и $50,4 \text{ км}^3/\text{ч}$. Однако отмечаются существенные расхождения различных авторов в оценке размеров и характере водообмена. Это связано с тем, что непосредственные измерения течений в проливах эпизодичны, короткопериодны и локальны, а вычисленные динамическим методом переносы характеризуются очень большой синоптической изменчивостью [6] и чаще всего не согласуются с инструментальными измерениями [3, 4].

Наибольшее количество данных получено в Фареро-Шетландском проливе. Главным образом это были измерения температуры и солености на стандартном разрезе через пролив. По этим данным А. В. Янес рассчитал динамическим методом от нижней границы атлантических вод среднесуточные переносы [7]. Полученный расход меняется от $19,7$ до $9,8 \text{ км}^4/\text{ч}$ (поток на север) и от $7,0$ до $2,2 \text{ км}^3/\text{ч}$ (поток на юг). В 1972 г. по наблюдениям на разрезе с разницей в четверо суток разность между полученными расходами составила $9,0 \text{ км}^3/\text{ч}$ (поток на север) и $7,4 \text{ км}^3/\text{ч}$ (поток на юг) [6]. Оказалось, что внутримесячная изменчивость превышает внутrigодовую. Объяснить такую большую изменчивость по данным одного разреза не представляется возможным. Большую роль в формировании режима разнонаправленной адвекции вод играют прилегающие участки Норвежского моря и Атлантического океана. Поэтому, начиная с 1983 г., наблюдения выполняются на мезомасштабном полигоне, что является качественно новым шагом в изучении водообмена в Фареро-Шетландском проливе и позволяет проследить изменение термодинамических характеристик вод в пространстве. Полигон реализуется в виде пяти параллельных разрезов, причем стандартный разрез через пролив является осевым. Пространственный шаг сетки полигона составляет от 15 до 20 миль.

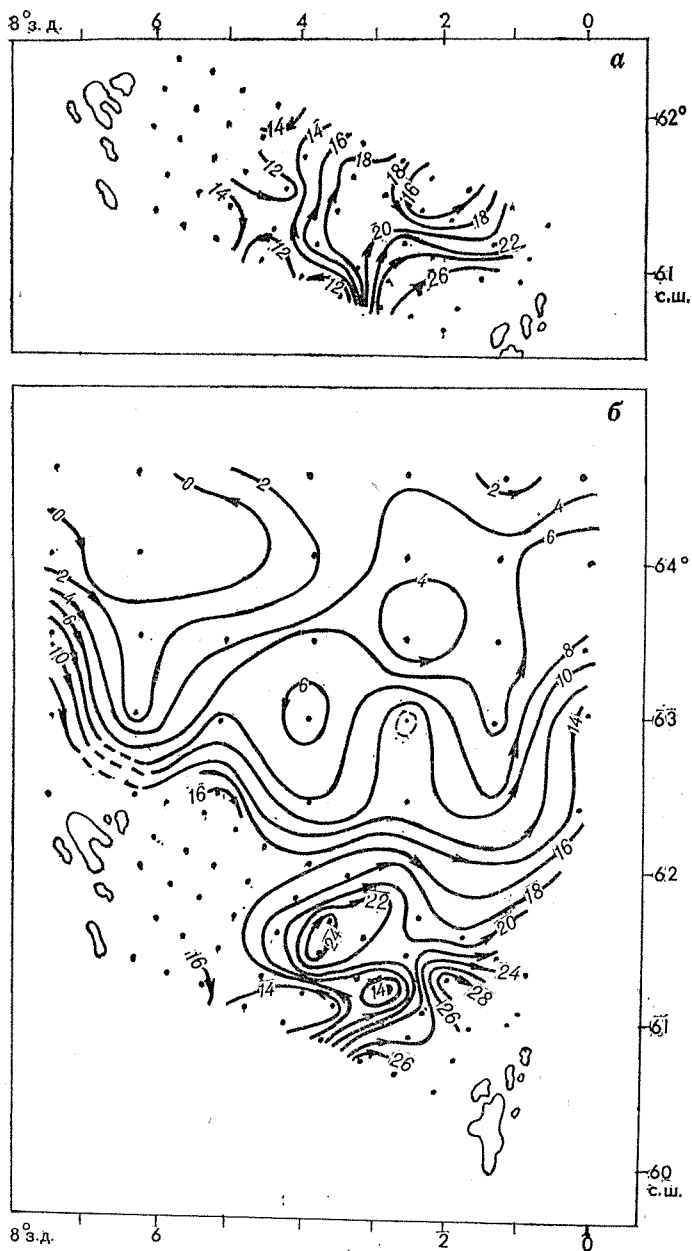


Рис. 1. Динамическая топография ($\times 10^{-2} + 485,88$) дкм поверхности моря от 500 дб 24—30 октября (а) и 8—16 декабря (б) 1984 г.

Наблюдения на полигоне, с одной стороны, подтвердили некоторые из существующих представлений о структуре вод в проливе, а с другой, — позволили получить новые сведения, уточняющие механизм водообмена и причины большой изменчивости расходов вод в Фареро-Шетландском проливе. Подтвердилось, что верхний слой всего пролива занят атлантическими водами, нижняя граница которых меняется от 300 до 600 м. Наибольшей толщины они достигают над свалом глубин материкового склона Шетландских островов, что объясняется существованием струи Северо-Атлантического течения, подтверждаемое максимальными значениями температуры и солёности в этом месте.

Заполнение атлантическими водами центральной и западной частей пролива объясняется ответвлением к северо-западу струи Северо-Атлантического течения, возвратным движением вокруг Фарерских островов и возвратом части атлантических вод, уже миновавших Фареро-Шетландский пролив. Например, в августе 1983 г. атлантические воды, обогнувшие Фарерские острова, поворачивают на юг, что хорошо прослеживалось западнее $4^{\circ}30'$ з. д. в Фареро-Шетландском проливе по ходу изодинам и подтверждается распределением изотерм. В октябре 1984 г. струя атлантического течения отклонялась от основного потока к западу и обнаруживалась на северном разрезе между 3 и 4° з. д. (рис. 1 а). В декабре 1984 г. в центральной части пролива образовался меандр атлантического потока (см. рис. 1 б), который, судя по распределению изодинам и гидрохимических характеристик, приводит к возвратному движению атлантических вод. Вряд ли заполнение центральной и западной частей пролива атлантическими водами осуществляется одним из предложенных способов, скорее они работают одновременно, но разделить вклад каждого в определенный промежуток времени можно пока только весьма приблизительно.

Промежуточные воды слоем толщиной 100—200 м подстилают атлантические, являясь зоной смешения между ними и донно-глубинными водами, которые занимают нижележащие слои до дна пролива. Поступление донно-глубинных вод в район происходит с севера, северо-запада из Норвежского моря. Колебания их верхней границы достигают 200 м.

Такова структура вод в проливе. Однако полученные данные указывают на нарушения указанного режима. Так, в верхнем слое во время выполнения почти всех съёмов полигонов были обнаружены ядра вод с характеристиками смешанных полярных и атлантических вод. Данные, полученные А. С. Цветухиным с буйковых станций, указывают на разнонаправленные течения на всех горизонтах, включая горизонт 1000 м. Ответственными за эти процессы являются вихревые возмущения, предположения о существовании которых в этом районе высказывались и ранее [2, 6].

Наблюдения на полигоне подтвердили предположение о большом вкладе вихрей в динамическую активность в Фареро-Шетландском проливе. В мае 1983 г. замкнутые изотермы в централь-

ной части пролива на горизонте 200 м хорошо иллюстрируют циклонический вихрь с горизонтальным размером около 80 км. Инструментальные данные, полученные в этот же период Г. В. Алексеевым с трех буйковых станций и микрополигонов, выполненных в центре пролива, позволили определить систему из циклонического и антициклонического вихрей размерами 20—25 км, смещающихся на восток-северо-восток со скоростью примерно 3—5 см/с. Последующие съемки полигона также показали наличие в Фареро-Шетландском проливе нескольких вихревых образований обоих знаков. Интересны для сравнения данные, полученные в проливе в конце декабря 1983 г. и начале января 1984 г.

В декабре динамический рельеф водной поверхности характеризуется наибольшими отметками уровня на юго-востоке, низкими в центральной части и некоторым повышением рельефа на северо-западе (рис. 2а). Фронт атлантического течения идентифицируется сгущением изолиний 8—12 (усл. ед.), справа от которого наблюдаются максимальные отметки уровня и признаки антициклонической завихренности вод. Минимальная отметка находится вблизи 4° з. д. и 62° с. ш.

Характер изодинам здесь свидетельствует о циклоническом вращении вод, определяя переднюю часть интенсивного вихря. Его ось, по-видимому, наклонена в сторону движения, поэтому в верхнем 100-метровом слое минимальные значения температуры (меньше 5,5 °С) и солёности (меньше 35 ‰) обнаруживаются в более южном районе, а глубже — в более северном. Понижение уровня в центральной части пролива в районе 3° з. д. также обусловлено наличием циклонического вихря, но с меньшими горизонтальными градиентами. Другая ложбина с циклоническим вращением отмечается к западу от фронта атлантического течения в районе 2° з. д.

В январе, через восемь суток после выполнения съемки полигона, произошло некоторое увеличение минимальных отметок (см. рис. 2б). Изменилась конфигурация фронта атлантического течения, которое занимает большую, чем в декабре, площадь полигона в его южной части, распространяясь к востоку тремя антициклоническими меандрами. Сходство гидрофизических характеристик дает некоторые основания предположить, что вихрь с минимальной отметкой уровня, обнаруженный 27—31 декабря 1983 г., сместился к 4—8 января 1984 г. на юго-запад. В этом случае скорость его перемещения была приблизительно 8—10 см/с. Сохранение в январе ложбины динамического рельефа в месте прежнего местонахождения вихря, возможно, связано с подходом нового циклонического образования. Другой циклонический вихрь, находившийся в декабре в центральной части пролива, через 8 суток на полигоне не прослеживался.

Анализ этих двух последовательных съемок показал большую синоптическую изменчивость динамической ситуации в проливе, а сравнение с другими наблюдениями, выполненными в Фареро-

Шетландском проливе, свидетельствует о ее разнообразии. Например, в мае 1983 г. в центральной части пролива находился циклонический вихрь, а в декабре 1984 г. приблизительно в том же месте находится антициклонический вихрь с диаметром около

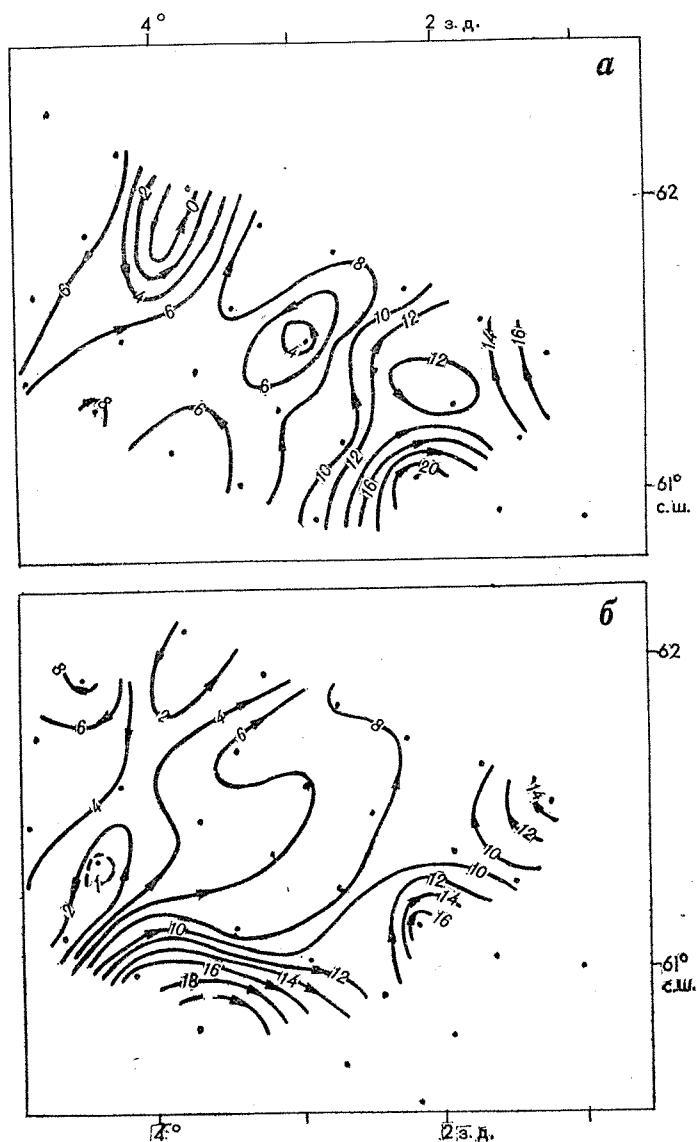


Рис. 2. Динамическая топография ($\times 10^{-2} + 485,90$) дкм поверхности моря от 500 дб 27—31 декабря 1983 г. (а) и 4—8 января 1984 г. (б).

90 км. Циклоническое вращение вод отмечалось к югу и юго-востоку от него.

Таким образом, не вызывает сомнений активная вихревая деятельность в проливе, подтверждаемая всеми выполненными наблюдениями на полигоне. Косвенные, а также инструментальные данные обнаруживают циклонические и антициклонические вихри различных размеров. Эти динамические образования приводят к значительной синоптической изменчивости скоростей течений, колебаниям нижней границы главного термоклина. Кроме того, горизонтальные градиенты, вызываемые переносом инородных вод внутри вихрей, могут являться причиной неверных вычислений скоростей и расходов воды (тепла) динамическим методом.

Для определения влияния обнаруженных вихревых возмущений на величину и характер водообмена в Фареро-Шетландском проливе необходимо выяснить природу их образования и определить их параметры. Как показывает анализ гидрофизических съемок полигона, в проливе присутствуют циклонические вихри различных размеров. Внутри некоторых образований в верхних 100—150 м находятся воды с характеристиками смешения полярных и атлантических вод, а под ними по куполообразным изолиниям видны восходящие движения промежуточных и глубинных вод. Логично предположить, что эти вихри образовались в районе фронтальной зоны, которая проходит вблизи Фареро-Шетландского пролива.

Результаты наблюдений на полигоне, выполненном в декабре 1984 г. севернее пролива, подтверждают такую возможность. На рис. 1 б видно, что наблюдениями охвачен участок фронтальной зоны, хорошо определяемой по сгущению изогипс. Их конфигурация указывает на меандры с теплыми и холодными ядрами. Замкнутые изогипсы оконтуривают зарождающиеся циклонические и антициклонические вихри, размеры которых меняются в довольно больших пределах. Исходя из волнового характера меандрирования фронтальной зоны, можно определить горизонтальный масштаб синоптических процессов как радиус деформации Россби, который для данного района составит 15—20 км.

Эта оценка совпадает с данными, полученными там же в мае-июне 1984 г. на судне ЛГМИ «Профессор Сергей Дорофеев». При помощи буксируемых датчиков выделены устойчивые возмущения в распределении температуры с характерными масштабами от 5 до 36 км.

После отрыва меандров циклонические образования смещаются на юг и попадают в пролив, перенося туда воды с пониженными значениями температуры и солености. Эти вихри согласно классификации, принятой в работе [1], называются фронтальными, т. е. образовавшимися в результате меандрирования полярной фронтальной зоны. Они обнаруживаются в западной и центральной частях полигона, так как в восточной части пролива их движению препятствует встречный атлантический поток.

По мере продвижения этих вихрей на юг в результате происходящей диссипации и под влиянием других причин воды, транспортируемые ими, перемешиваются с атлантическими, уменьшаются горизонтальные градиенты в поверхностных слоях. Подъем глубинных вод в крупных циклонах, возможно, приводит к переливанию их через порог Уайвилла-Томсона, что, вероятно, играет заметную роль в поступлении глубинных Норвежских вод в Северную Атлантику. Можно предположить, что аналогичный механизм перелива действует и в Фареро-Исландском проливе. По данным стандартного разреза через этот пролив, там тоже неоднократно отмечались воды смешения в верхних слоях и куполообразные изолинии в нижних.

Природу других вихревых образований, обнаруженных в Фареро-Шетландском проливе, определить сложнее. Они не создают значительных термохалинных неоднородностей в верхних слоях, но хорошо определяются по изгибу изотерм и изохалин, полям теплосодержания и динамической топографии. Данных наблюдений за ними пока недостаточно, но результаты наблюдений, полученные с микрополигонов, буйковых станций и полигонов в проливе подтверждают наличие антициклонических, циклонических или системы тех и других вихрей иного происхождения. Как уже упоминалось, Г. В. Алексеевым была определена система циклонических и антициклонических вихрей, перемещающихся на восток-северо-восток, т. е. параллельно фронтальной зоне. Приблизительно этого же направления придерживается поток атлантических вод, выходящих из пролива. Возможно, что их образование происходит в результате меандрирования струй атлантического течения, а перемещение связано с увлекающим действием крупномасштабного потока, как это указано в работе [1]. Тогда эти вихри можно интерпретировать как бароклинные волны Россби.

Наблюдения, выполненные на полигоне в Фареро-Шетландском проливе, помогают прояснить механизм водообмена в данном районе, но собранных данных недостаточно для обоснованных заключений о природе всех вихревых образований, наблюдаемых в проливе, их взаимодействии с постоянными течениями и влиянии на величину водообмена. Кроме того, сложность интерпретации карт температуры, солености, теплосодержания и динамической топографии связана с маскирующим действием вихрей масштаба меньше шага сетки на полигоне. Для их изучения следует использовать новые технические средства измерения (буксируемые датчики, отрывные зонды и др.). Кроме того, необходимы инструментальные долгопериодные наблюдения за течениями по всему сечению пролива и сопоставление их с данными полигонных наблюдений.

Поступила 10/VI 1986 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 263 с.
2. Параничев Л. Г., Беляков Ю. М. Гидрофизические условия в проливах Северо-Восточной Атлантики зимой 1969 г.— Морские гидрофизические исследования, 1969, № 4 (46), с. 229—235.
3. Пастухов А. Ф., Кирюхина И. М., Серебряков А. А. Водобмен через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы.— Морские гидрофизические исследования, 1969, № 4 (46), с. 220—228.
4. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 214 с.
5. Трешников А. Ф., Никифоров Е. Г. и др. О натуральных исследованиях водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами по программе «ПОЛЭКС».— Тр./ААНИИ, 1975, т. 321, с. 4—17.
6. Янес А. В. Изменения термохалинного и динамического состояния вод Фареро-Шетландского пролива в феврале-марте 1972 г.— Тр./ААНИИ, 1978, т. 349, с. 34—40.
7. Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива.— Тр./ААНИИ, 1972, т. 306, с. 61—67.

Сборник научных статей

Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 64

Редактор Ю. В. Виноградова. Технический редактор Н. Ф. Грачева.
Корректор А. В. Хюркес

Н/К

Сдано в набор 29.03.89. Подписано в печать 09.08.89. М-17669. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 10. Кр.-отт. 10,25. Уч.-изд. л. 10,68. Тираж 690 экз. Индекс ОЛ-163. Заказ № 95. Цена 55 коп. Заказное. Гидрометеиздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

Основные результаты, проблемы и перспективы экспериментальных и теоретических исследований океана и атмосферы в Северо-Европейском бассейне. Никифоров Е. Г., Романов В. Ф., Романцов В. А. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 6—23.

Обсуждены результаты изучения атмосферы и океана в Северо-Европейском бассейне, полученные при выполнении исследований по программе «ПОЛЭКС», в частности, по изучению энергетики атмосферы, океанографических проблем бассейна, а также по взаимодействию атмосферы и океана. Полученные результаты явились основой для количественных исследований атмосферы и океана в полярных областях, направленных на изучение специфики механизмов формирования климатических условий для совершенствования методов долгосрочного прогноза погоды и климата. Изложены основные проблемы таких исследований, направления их решения, а также намечены ближайшие перспективы развития исследований на этом пути.

Библ. 11.

Диагностическая вычислительная система для исследования энергетики атмосферы по данным натурных экспериментов «ПОЛЭКС». Арискина Н. В., Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 24—39.

Обсуждены вопросы организации геофизических натурных экспериментов. Для оперативного анализа информации и решения задач экспериментов предложена система методов обработки, объективного анализа данных и диагностических вычислений. Рассмотрены принципы построения такой системы. Обсуждены вопросы контроля точности результатов. В представленном варианте система направлена на диагностические исследования по экспериментальным данным энергообмена между атмосферой и океаном, атмосферных синоптических вихрей, особенностей энергетики среднесезонного состояния атмосферы. Подчеркнута возможность модификации системы для использования в натурных экспериментах с другими задачами.

Ил. 4, библ. 21.

Об энергетике атмосферы над Норвежским морем. Васильев В. Ф., Лагун В. Е., Романов В. Ф. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 40—56.

Показаны взаимосвязанные изменения параметров энергетики в пограничном слое, тропосфере и нижней стратосфере, обусловленные синоптическими вихревыми процессами. Исследованы осредненные за сезон эффекты горизонтального и вертикального энергообмена в синоптических вихрях, приводящие, в частности, к усилению крупномасштабных струйных течений. Отмечено, что в районах большой повторяемости синоптических вихрей в средней тропосфере формируется сезонный циклонический вихрь, определяющий уже особенности энергетического режима в климатических масштабах.

Ил. 4, библи. 25.

Исследование энергетики атмосферных синоптических вихрей по экспериментальным данным. Лагун В. Е., Романов В. Ф. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 57—73.

Сформулированы задачи изучения атмосферных синоптических вихрей по данным натурных экспериментов «ПОЛЭКС». Исследованы трехмерное строение и эволюция циклонического и антициклонического синоптических вихрей (СВ) над Норвежским морем. Отмечены особенности распределения упорядоченных вертикальных движений, кинетической энергии, турбулентного обмена теплом и импульсом между атмосферой и океаном в СВ.

Рассмотрено формирование бюджета внутренней, потенциальной и кинетической энергии циклона и антициклона. Показаны отличия процессов горизонтального и вертикального энергообмена в средней тропосфере от энергообмена в верхней тропосфере и нижней стратосфере, связанные с динамикой высотной фронтальной зоны и крупномасштабных струйных течений. Получены количественные оценки переноса энергии из синоптических вихрей в струйные течения, который является важным механизмом энергоснабжения крупномасштабной циркуляции.

Табл. 3, ил. 4, библи. 33.

Характеристики структуры и изменчивости крупномасштабных океанологических полей Норвежского и Гренландского морей. Алексеев Г. В., Амосов М. А., Кораблев А. А., Священников П. Н., Тимачев В. Ф. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 74—82.

Представлены оценки структуры и изменчивости полей температуры, солености, энтальпии и динамических толщин слоев, рассчитанные по данным архива крупномасштабных океанографических съемок морей по регулярной сетке станций за 1976—1985 гг. Оценивались средние значения, дисперсии, пространственные градиенты и корреляции полей. В распределениях средних значений выделяются основные структуры полей, связанные со стационарными круговоротами, струями течений, гидрологическими фронтами, поднятиями рельефа дна. Максимумы изменчивости отмечены в областях основных структур. Пространственная неоднородность полей испытывает заметный сезонный ход.

Табл. 2, ил. 3, библи. 8.

Исследования циркуляции вод Норвежского моря по данным инструментальных измерений течений. Алексеев Г. В., Богородский П. В., Цветухин А. С., Шувалов А. И. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 83—87.

На основе инструментальных измерений течений, выполненных в Норвежском море судами ААНИИ за 1978—1985 гг., обнаружены 12—15-суточные крупномасштабные колебания циркуляции вод и отмечена ее однородность по вертикали. Предложен подход к кинематическому анализу таких колебаний в присутствии локальных вихрей. Указано на возможность инструментальных наблюдений за изменчивостью циркуляции вод на системе редко расположенных буйковых станций.

Ил. 1, библи. 7.

Структура и циркуляция водных масс северной части Гренландского моря. Буб А. Ф., Попов А. В. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 88—97.

На материалах пяти съемок северной части Гренландского моря выполнены **выделение водных масс методом главных компонент и диагностические расчеты циркуляции по модифицированной модели Саркисяна.** Отмечены вариации распределения водных масс в районе Гренландского круговорота, определены их характеристики и генетические особенности. С помощью диагностических расчетов подтверждена двухслойная структура циркуляции в центральной части Гренландской котловины.

Ил. 2, библи. 9.

Трехмерная циркуляция вод в районе Гренландской котловины (диагностические расчеты). Никифоров Е. Г., Доронин Н. Ю., Попов А. В. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 98—109.

Предложен метод диагностического расчета течений, основанный на решении эллиптического дифференциального уравнения относительно денивеляции уроченной поверхности. Обеспечение требуемой для практического применения точности расчетов в условиях больших перепадов глубин достигнуто аппроксимацией в верхних пределах интегрирования рельефа дна ступенчатой функцией координат. При расчете вертикальной скорости учтены нелинейные члены и горизонтальный турбулентный обмен. Проведены расчеты трехмерной циркуляции вод в центральной части Гренландского моря.

Ил. 3, библи. 8.

УДК 551.465(268.4)

К вопросу о циркуляции вод Баренцева моря. Потанин В. А., Коротков С. В., Эрштадт Т. А. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 110—117.

Рассматриваются результаты расчетов и сравнительная оценка схем средних течений Баренцева моря. Приводятся расчетные схемы течений, полученных с использованием динамического метода и диагностической модели В. А. Буркова. Анализируется сходство и различие этих схем, а также аналогичной схемы ПИНРО. Делается вывод о возможности создания климатических схем установившейся циркуляции Баренцева моря.

Табл. 2, ил. 3, библи. 3.

УДК 551.465.45(269)

О переносе тепла океаническими течениями в Северо-Европейском бассейне. Семенов Г. А. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 118—129.

На основе климатических данных рассчитывается перенос тепла крупномасштабными течениями в изучаемой области. Используется прямой метод определения адвекции тепла. Скорости рассчитываются по диагностической модели.

Показано, что перенос тепла главным образом обусловлен баротропной и бароклининой составляющими, причем относительный вклад баротропного переноса уменьшается от 80 % на юге области до 30 % в центре, а вклад бароклининого соответственно возрастает от 20 до 70 %.

Табл. 4, ил. 1, библи. 15.

Численное моделирование сезонной изменчивости поля плотности и циркуляции в Северо-Европейском бассейне. Семенов Г. А. Проблемы Арктики и Антарктики, 1989, вып. 64, с. 130—143.

Построена численная прогностическая модель крупно-масштабной бароклинной циркуляции для Северо-Европейского бассейна. В рамках этой модели имитируется годовой ход поля плотности и циркуляции. На поверхности океана задается годовой ход потока аномалии плотности по косинусоидальному закону. На вертикальных боковых границах, соответствующих проливам, задается годовой ход аномалии плотности. Модель позволяет учитывать эффект конвективного обрушения.

Показано, что несмотря на использование достаточно грубой численной модели (шаг расчетной сетки велик, численная схема имеет первый порядок аппроксимации) с идеализированными граничными условиями, удалось отразить характерные особенности в сезонной изменчивости поля плотности и циркуляции в исследуемом бассейне.

Табл. 2, ил. 4, библи. 8.

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

По данным, полученным на полигонах, выполненных в Фареро-Шетландском проливе, описана структура вод, обнаружены вихревые образования. Прослеживается связь между синоптическими вихрями, образовавшимися в районе фронтальной зоны и выявленными в проливе. На примере двух последовательно выполненных полигонов проанализирована синоптическая изменчивость динамической ситуации, связанная с прохождением вихрей.

Ил. 2, библи. 7.