

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

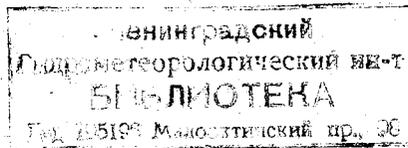
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени М. И. КАЛИНИНА

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СБОРНИК

Выпуск 60

А Н А Л И З
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
И ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ
В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Под редакцией доц. И. А. Баумана и доц. Е. И. Серякова



ЛЕНИНГРАД

1976

291477

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

В данном межведомственном сборнике, посвященном анализу гидрометеорологических процессов и долгосрочным прогнозам аномалий давления и температуры воздуха в Северной Атлантике, нашли отражение результаты научных исследований сотрудников кафедр метеорологических прогнозов и океанологии ЛГМИ, а также сотрудников АтлантНИРО (г. Калининград).

Статьи сборника объединены районом исследования — Северной Атлантикой — и рассмотрением вопросов, связанных с гидрометеорологическими условиями в районах рыбного промысла.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов, аспирантов и студентов, работающих над вопросами долгосрочного гидрометеорологического и промыслового прогнозирования, а также над проблемой взаимодействия океана и атмосферы.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник объединяет статьи, отражающие исследования сотрудников кафедр метеорологических прогнозов и океанологии ЛГМИ, а также сотрудников АтлантНИРО, посвященные гидрометеорологическим процессам в Северной Атлантике.

В ряде статей сотрудников кафедры метеорологических прогнозов рассмотрены атмосферные процессы над океаном. Особое место занимает статья с количественной оценкой интенсивности воздушных переносов на уровне 500-мбар поверхности. Рассмотрена также связь поля давления с полем ветра над большими водными акваториями на высотах 20—30 м от подстилающей поверхности. В других статьях этого цикла отражены результаты разработки методов долгосрочного прогнозирования полей температуры и давления по районам рыбного промысла и определены необходимые условия для создания единой классификации синоптических процессов.

Рассмотрены межгодовые изменения турбулентных потоков тепла и предприняты попытки установить синхронные и асинхронные статистические связи с индексами атмосферной циркуляции.

Приведены результаты расчетов трехмерной циркуляции в отдельных районах Атлантического океана на основе нелинейной модели А. С. Саркисяна. Предложена схема учета приливных течений в рыбопромысловых прогнозах.

Установлены общие закономерности распределения суммарных вертикальных движений в Северной Атлантике. С учетом продолжительности и повторяемости типов биологического развития выделены океанические районы, которые в определенные периоды благоприятны для интенсивного развития фито- и зоопланктона.

Произведена оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в толще моря и сделан вывод, что на характер циркуляции основное влияние оказывает изменение рельефа дна.

Статьи сотрудников АтлантНИРО посвящены взаимодействию между циркуляцией атмосферы и неперIODическими течениями, при этом выбраны предикторы и установлена теснота прогностических связей между векторами течений и коэффициентами разложения барического поля в ряд по естественным составляющим.

Проведен дисперсионный, автокорреляционный и взаимоспектральный анализы ежечасных наблюдений над течениями в трех

прибрежных точках тропической части океана. Установлено, что предикторами для прогноза элементов течений, а также придонной температуры могут служить поперечные составляющие прибрежных течений.

Выполнен комплексный анализ полей атмосферного давления и течений с целью прогноза элементов течений в восточной части Тропической Атлантики.

На основе натурных данных выполнен анализ пространственно-временной изменчивости глубины верхнего изотермического слоя вод Северной Атлантики. Исследованы существенные аномалии верхнего изотермического слоя в центральной части умеренных широт, в Северо-Западной Атлантике и в районе островов Зеленого Мыса.

К ВОПРОСУ О РАЗРАБОТКЕ ЕДИНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

К настоящему времени сложились следующие объективные условия, благоприятные для разработки единой — в масштабе полушария или земного шара — классификации атмосферных процессов.

1. Опыт проведения по материалам за большой ряд лет и по большим районам классификаций атмосферных процессов оказался положительным. Изучение преобразований различных типов процессов внесло важный вклад в методологию макрометеорологического анализа и долгосрочного предсказания погоды. Отечественные типизации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса, А. Л. Каца, Б. Л. Дзердзеевского широко используются в исследовательской и оперативной прогностической работе [4, 8, 9, 17, 20, 33]. Аналогичное заключение можно сделать о зарубежных классификациях макропроцессов Ф. Баура [36, 37], Эллиота [42], Лэма [38, 41].

Только в последние 10—15 лет были опубликованы каталоги макропроцессов за 90—100 лет в ФРГ и Англии [37, 38]; такие типизации широко используются в оперативной прогностической работе.

2. Наибольшие успехи в развитии гидродинамических методов прогноза проявились в предвычислении синоптического положения на несколько дней. При прогнозе расположения атмосферных фронтов и элементов погоды рациональным оказалось использование синоптического метода и, в частности, классификаций синоптических процессов. Ярким примером творческого объединения возможностей гидродинамического, статистического и синоптического методов является методика прогноза температуры воздуха и осадков на 5 и 10 дней по ЕТС и Западной Сибири, разработанная под руководством А. Л. Каца [21].

3. Прогресс современной вычислительной техники не только обеспечивает развитие гидродинамических исследований и расчетов статистических методов, но и расширяет возможности машин-

ного подбора аналогов (ситуаций и процессов), проведения объективных классификаций синоптических процессов, эмпирических оценок различных циркуляционных и энергетических характеристик макрометеорологических процессов. Теоретическая сторона и интересные примеры такого рода исследований достаточно хорошо представлены в целом ряде публикаций Н. А. Багрова, Г. В. Груза и других авторов [2, 3, 12—16, 35].

4. Важный вклад в познание общей циркуляции атмосферы внесли и вносят эксперименты с мощными гидродинамическими моделями атмосферной циркуляции. Совокупность таких моделей, их последовательное усложнение и совершенствование раскрывают и объясняют все новые особенности атмосферной циркуляции и ее отдельных звеньев [7, 11, 19, 23, 39, 40]. Более ясным становится значение преобразований различных видов энергии в поддержании балансов тепла, влаги, кинетической энергии, углового момента количества движения и т. д. [5, 6, 22, 26, 32, 39, 40]. Ценную познавательную информацию можно будет получить также в ходе реализации научных программ ПИГАП, в результате обобщения материалов таких экспериментов, как ТРОПЭКС, ПОЛЭКС и др. [7].

5. Все больший объем метеорологической информации дают ИСЗ: Наряду с использованием спутниковой информации в гидродинамических схемах прогноза со свойственной им конечно-разностной формой представления, необходимо стремиться к учету интегральных оценок облачности, теплового состояния подстилающей поверхности и т. д. Не раз уже ставился вопрос о включении в число предикторов в схемах ДПП спутниковых наблюдений за облачностью.

Перечисленные черты современного состояния метеорологии широко известны. Мы напоминаем о них в связи с вопросами о возможности и необходимости проведения классификации атмосферных процессов, основанной на обобщении опыта ранее реализованных классификаций, на учете новых знаний и новых видов информации.

Критериями классификации должны стать количественно определенные особенности интенсивности и географической локализации основных энергетически значимых объектов, определяющих закономерности сохранения и преемственности макрометеорологических процессов.

Как уже упоминалось, классификации атмосферных процессов играют важную роль в ведущих школах ДПП, входят в основной «арсенал» макросиноптического анализа. Каждая из классификаций относится к определенному району, выбор которого был чаще всего обусловлен прагматически: необходимостью составления прогнозов погоды на некоторой территории. Даже те классификации, которые предусматривают анализ процессов на полушарии (типизации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса и Б. Л. Дзержеевского), ограничиваются зоной умеренных и высоких широт. Известные трудности анализа процессов в тропической зоне пока не позволили

включить в сферу систематического рассмотрения такие важные синоптические объекты, как зона внутритропической конвергенции, пассаты, циркуляционные особенности тропической зоны над континентами.

Недостаточное внимание, по-видимому, уделяется и такому признаку, как наклон оси высотных ложбин и гребней по отношению к меридиану.

В классификациях Г. Я. Вангенгейма и А. Л. Каца ведущее значение имеет разделение зонального и меридионального состояния, причем последнее расчленяется на несколько вариантов, отличающихся географической локализацией высотных гребней и ложбин. Интересно, что « типовые размеры » высотных ложбин и гребней соответствуют как раз тем небольшим волновым числам, при которых, согласно эмпирическим исследованиям и экспериментам с гидродинамическими моделями, осуществляется значительная часть межзонального обмена теплом и количеством движения [19, 22, 40].

Заметим, что резкое изменение ориентировки высотных ложбин и гребней обычно диагностируется как смена тропосферных выносов тепла и холода и переход к новому элементарному синоптическому процессу. Между тем различия в наклоне осей высотных гребней и ложбин сопровождаются изменениями интенсивности и даже направления межзонального потока углового момента количества движения [32].

В этой связи представляется желательным количественно оценить интенсивность меридиональных потоков углового момента количества движения, обеспечивающих динамическую сопряженность западных и восточных переносов в приземном слое воздуха. Без поддержания баланса углового момента количества движения обычные циркуляционные системы не могли бы существовать даже в течение нескольких дней [19, 22, 26].

В качестве одной из возможных схем единой классификации атмосферной циркуляции на полушарии можно предложить следующую. По достаточно густой сетке отрезков меридианов и параллелей на нескольких уровнях (например, уровень моря, Н-500, Н-300, Н-100 мбар) рассчитываются индексы циркуляции, предложенные А. Л. Кацем [20]. При этом в отличие от варианта использования индексов, реализованного А. Л. Кацем в своей типизации, целесообразно вычислять и индексы, дающие оценку преобладающих зональных и меридиональных переносов (J'_z и J'_m), и индексы, характеризующие интенсивность зонального и меридионального воздухообмена (J_z и J_m). Индексы J_z и J_m будут увеличиваться в зонах, где барическое поле характеризуется большими градиентами, т. е. во фронтальных зонах. Соотношение $\frac{J_m}{J_z}$ дает надежную количественную оценку меридиональной и зональной циркуляции в любом заданном районе, так как индексы вычислены одинаковыми способами. В классификации А. Л. Каца в наших обозначениях исполь-

зуется соотношение индексов $\frac{J'_3}{J_M}$, порядок расчета и содержание которых не совпадают [20].

Подчеркнем, что предложенная система подсчета индексов на каждом отрезке меридианов и параллелей заданной сетки гораздо более трудоемка, чем вариант расчета, использованный в классификации А. Л. Каца. Однако полученная более полная и дифференцированная информация о воздушных переносах позволяет выявить и оценить количество движения, кинетическую энергию, угловой момент количества движения и т. д. Добавив к индексам циркуляции в качестве исходной информации данные о градиентах температуры по той же сетке меридианов и параллелей, можно обеспечить и количественную оценку макромасштабных потоков тепла и холода.

Анализ представленной таким образом метеорологической информации в сочетании со спутниковыми данными об основных очагах облачности, можно надеяться, позволит объективно выделить те несколько режимов, фазовых состояний атмосферной циркуляции, которые находят отражение в синоптических классификациях.

В крупных географических районах (секторах полушария или районах с однородными физико-географическими условиями) система индексов позволяет осуществить региональные классификации, вроде той, которая получена А. Л. Кацем для I ЕСР. Такие типизации, как показывает опыт ГМЦ, с успехом обобщают основные черты макропогоды района [4, 20].

И расчет индексов, и их последующее использование, вплоть до проведения объективной классификации по заданному алгоритму, возможны лишь на базе использования современной вычислительной техники и современных носителей информации. Главная трудность состоит как раз в создании многолетнего архива на современных носителях, в переходе от обычных ежедневных карт погоды к синоптической оценке характеристик энергетики атмосферы.

Главной задачей единой классификации на полушарии является объективное представление основных состояний атмосферной циркуляции в их непрерывном развитии и в энергетической детерминированности направления развития макрометеорологических процессов.

Понятно, что успех или неуспех предложенного подхода зависит не только от условий его технической реализации, но и от степени взаимосвязанности крупных особенностей атмосферной циркуляции в масштабе полушария. Если бы основные метеорологические поля не были взаимосвязаны, классификация, заданная большим числом параметров, при имеющемся объеме синоптического архива вряд ли была бы возможна. Однако результаты многочисленных исследований свидетельствуют в пользу другой точки зрения и можно надеяться на успех, на существенное уменьшение порядка

многомерных вектор-ситуаций, на сведение всего многообразия синоптических ситуаций к небольшому числу классов.

В рамках применения единой классификации проблема ДПП решалась бы в масштабе полушария как задача прогноза крупных очагов аномалий давления, температуры воздуха и, возможно, осадков. Характерные размеры очагов аномалий давления и температуры сравнимы с частями континентов и океанов [43]. Этот «фондовый» на полушарии прогноз мог бы объединять возможности гидродинамического, статистического и синоптического методов, подобно тому как это успешно реализовано А. Л. Кацем для ЕТС и Западной Сибири [21].

Заметим, что в тропической зоне, там, где геострофическое приближение некорректно, для количественной оценки воздушных переносов необходимо привлечь данные непосредственных наблюдений за ветром.

Даже в случае, если предложенная классификация окажется невозможной по организационно-техническим или методическим причинам, подробный пространственно-временной анализ воздушных переносов в масштабе полушария должен выявить новые зависимости или конкретизировать ранее известные закономерности. Особенности проявления таких явлений, как квазидвухлетняя цикличность [27, 28, 34 и др.], Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское колебания, воздухообмен северного и южного полушарий [29, 30 и др.], при анализе материалов многолетних наблюдений могут дать ценную информацию для познания общей циркуляции атмосферы и совершенствования методов ДПП.

Ясно, что соответствующая подготовка необходимых исходных материалов является весьма трудоемкой и не может быть выполнена «попутно» или усилиями какой-либо группы специалистов, или одного научного учреждения. Принимаются меры по созданию многолетнего архива данных на современных носителях для обеспечения научных исследований по проблеме ДПП.

Как и на основе каких принципов, в какой очередности будет создаваться архив — не ясно. Встав на путь выполнения «по мере возможности» заявок отдельных авторов и учреждений, мы, по всей видимости, теряем общую перспективу, сужаем фронт исследований общей циркуляции атмосферы. Привлекая внимание к проблеме классификации и создания необходимого для ее современной постановки архива, отражающего главные энергетические компоненты общей циркуляции атмосферы, можно более рационально организовать работу по совершенствованию синоптических и физико-статистических методов долгосрочного прогноза погоды.

Остановимся еще на одной проблеме, примыкающей к кругу рассмотренных вопросов и имеющей непосредственное отношение к развитию синоптических методов ДПП. Многие понятия и определения, предложенные классиками долгосрочной синоптики и используемые в научных исследованиях и оперативной работе, нуждаются в проверке, уточнении или пересмотре [2, 4, 8, 17, 18, 25, 28,

33 и др.] Формулировка этих понятий исходила из определенного, исторически обусловленного уровня знаний об атмосфере, опираясь на определенные методы обработки и оценки метеорологической информации.

Новая информация — и количественно и качественно, — новый уровень познания, новые методы обработки должны быть использованы для «вторичного открытия» и обоснования таких понятий, как синоптический район, синоптический период, элементарный процесс, форма циркуляции, ритмы, гомологи и т. д. Подобная проверка, переосмысливание образов и понятий долгосрочной синоптики, ее опыта и достижений не могут принести вреда, если эта работа будет проводиться при активном и непременном участии синоптиков, последовательно и на основе данных многолетнего архива. Предварительное обсуждение «вопросов», которые надо «задать природе», привлечение многолетних данных и использование ЭВМ позволяют получить надежные корректные «ответы» и, следовательно, отказаться от малообеспеченных правил, уточнить методические основы синоптических методов ДПП. В этом один из резервов улучшения оперативных прогнозов погоды на средние и большие сроки.

Таким образом, мы видим, что проблема единой классификации не отделима от других коренных проблем долгосрочного прогнозирования. Речь в конечном счете идет о поиске рационального пути использования тех «точных интегралов» системы уравнений, определяющих атмосферную циркуляцию, которые «взяты» самой природой, но «записаны с ошибками», соответствующими точности наблюдений. Наша способность пользоваться этими «табличными интегралами» — архивом — исторически обусловлена, но она будет возрастать пропорционально уровню знания законов общей циркуляции атмосферы.

Не исключено, что именно научно обоснованное использование архива обеспечит серьезный вклад в решение проблемы ДПП уже в ближайшие годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин А. В., Зверев Н. И. Годовой ход аналогичности полей аномалий средней месячной температуры воздуха на северном полушарии. Тр. ГМЦ, 1973, вып. 122.
2. Багров Н. А. О принципе аналогичности и его использовании в практической работе. Тр. ЦИП, 1964, вып. 132.
3. Багров Н. А. О классификации синоптических процессов. «Метеорология и гидрология», 1969, № 5.
4. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебания климата Казахстана. Л., Гидрометеиздат, 1964, 1965.
5. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л., Гидрометеиздат, 1960.
6. Борисенков Е. П., Осипов Б. А. Оценка сезонных особенностей энергетического баланса верхней атмосферы северного полушария. Тр. ААНИИ, 1964, вып. 1, т. 271.

7. Бугаев В. А. Прогнозирование погоды в недавнем прошлом, в настоящее время и в ближайшем будущем. «Метеорология и гидрология», 1972, № 9.
8. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Тр. ААНИИ, 1962, т. 34.
9. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1971.
10. Гирс А. А. О создании единой классификации макросиноптических процессов северного полушария. «Метеорология и гидрология», 1964, № 4.
11. Гаврилин Б. Л. Численные эксперименты по общей циркуляции атмосферы (обзор зарубежных исследований). Изв. АН СССР, Физика атмосферы, 1965, т. 1, № 12.
12. Груза Г. В. Некоторые общие вопросы теории прогноза погоды на основе статистических данных. Тр. САНИГМИ, 1967, вып. 29 (44).
13. Груза Г. В., Солдаткина А. М. О принципах построения метода прогноза погоды по аналогии. Тр. САНИГМИ, 1967, вып. 29 (44).
14. Груза Г. В. Интегральные характеристики общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1965.
15. Груза Г. В., Казначеева В. Д. Статистическая структура барического поля северного полушария. Тр. САНИГМИ, 1968, вып. 38 (53).
16. Груза Г. В., Раньков Е. Я., Ранькова Э. Я. Некоторые вопросы машинной классификации метеорологических объектов и типы температурного режима зимой в Ташкенте. Тр. САНИГМИ, 1970, вып. 47 (62).
17. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. Изд. Института географии АН СССР, М., 1968.
18. Дулетова Т. А., Пагава С. Т., Рождественский А. А., Ширкина Н. А. Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М.—Л., Гидрометеиздат, 1940.
19. Е Ду Чжен, Чжу Бао Чжень. Некоторые важнейшие вопросы общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961.
20. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1960.
21. Кац А. Л. Схема синоптико-гидродинамико-статистического прогноза погоды на 3—10 дней. «Метеорология и гидрология», № 6, 1973.
22. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970.
23. Марчук Г. И. Численные методы решения задач прогноза погоды и теории климата. Новосибирск, 1965.
24. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Часть I. М., Изд. ЦУЕГМС, 1933.
25. Пагава С. Г., Аристов Н. А., Блюмина Л. И., Туркетти З. Л. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1966.
26. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1973.
27. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1969.
28. Покровская Т. В. Синоптико-статистические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969.
29. Сидоренков Н. В., Стехновский Д. И. Общая масса атмосферы и ее сезонное перераспределение. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971, вып. 19, с. 979—982.
30. Сидоренков Н. В., Стехновский Д. И. Сезонное перераспределение массы воздуха между материками и океанами северного и южного полушарий. Тр. ГМЦ, 1972, вып. 107.
31. Сонечкин Д. М. Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ. «Метеорология и гидрология», 1968, № 5.
32. Халтинер Д., Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. М., Изд. иностр. лит., 1960.

33. Чаплыгина А. С. Колебания зональной циркуляции атмосферы северного полушария в первой половине XX столетия. «Вопросы географии», сб. 79, 1970.
 34. Чучкалов Б. С. Особенности развития квазидвухлетнего цикла в связи с переносом массы воздуха в экваториальной атмосфере. Тр. ГМЦ, 1972, вып. 107.
 35. Юдин М. И. О принципиальных вопросах физико-статистической методики долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности. Тр. ГГО, 1968, вып. 201.
 36. Вауг F. Grosswetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage. Frankfurt a. M., Akademie, Verlagsgesellschaft, 1963.
 37. Hess P., Brezowsky H. Katalog der Grosswetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 1969, Nr. 113, Band 15, Offenbach a. M.
 38. Lamb H. British Isles Weather types and a register of the daily Sequence of circulation pattern, 1861—1971. Geophys. Mem., London, 1972, 16, № 116.
 39. Manabe S., Smagorinsky J. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. II. Analysis of the tropical atmosphere. Month. Weath. Rev., 1967, vol. 95, № 4.
 40. Mijakoda K., Smagorinsky J., Strickler R., Hembree G. Experimental extended predictions with a nine-level hemisphere model. Month. Weath. Rev., 1969, vol. 97, № 1.
 41. Murray R. Monthly mean temperature related to synoptic types over Britain specified by PSCM indic. Meteor. Mag., 1972, vol. 101.
 42. Namias J. Long range Weather forecasting — history, current status and outlook. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1968, vol. 49, № 5.
 43. Sandstrom J. W. World temperature anomalies. Arkiv för matematik, astronomi, och fysik, 1946, vol. 23, № 4.
-

К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗЕ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ В ФЕВРАЛЕ И МАРТЕ НА ОСНОВЕ УЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ТИПОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В условиях отсутствия теории общей циркуляции атмосферы (ОЦА) основой для большинства современных оперативных методов долгосрочных прогнозов погоды (ДПП) у нас и за рубежом является изучение истории атмосферных макропроцессов по материалам наблюдений за прошлые годы, позволяющим получить информацию об особенностях циркуляции, характера погоды, ответственности и т. п.

В большинстве методов, с нашей точки зрения, не учитывается очень важная сторона вопроса. При анализе истории атмосферных макропроцессов далеко не полностью используется свойство взаимной обусловленности комплекса характеристик основных долей метеорологических элементов друг с другом и с условиями циркуляции на полушарии и в изучаемом районе в их непрерывной последовательности. Именно эти принципы, на наш взгляд, нашли наиболее полное развитие в макроциркуляционном методе ААНИИ [2]. Под таким углом зрения представляется целесообразным проследить за формированием конкретных типов полей месячного давления и связанных с ними особенностей, в распределении аномалий давления и температуры в Северной Атлантике.

Известно, что каждый макропроцесс характеризуется наличием вполне определенных связей, свойств и стадий, которые являются его элементами. Развитие макропроцессов можно представить как последовательность стадий во времени. При этом, если последующие стадии развивающихся макропроцессов рассматривать как следствия их предшествующих стадий, то вся история развития макропроцесса может быть представлена незамкнутой цепью взаимосвязанных стадий, каждая из которых выступает в качестве причины одной и следствия другой. Далее, если считать, что формирование конкретного типа барического поля находится в причин-

но-следственной связи с развитием ОЦА в предшествующих месяцах, то и аномалии макропроцессов в предшествующих месяцах должны отражаться на особенностях типа в изучаемом месяце. Иными словами, в нашу задачу входит предвидение того, как те или иные изменения в характере ОЦА в исходных месяцах могут отразиться на формировании типов барических полей в Северной Атлантике в прогностическом месяце, а также оценка степени вероятности этих изменений. Вот почему, разрабатывая метод прогноза, мы придаем большое значение рассмотрению процессов над Северной Атлантикой на фоне процессов ОЦА и связываем решение поставленной задачи с принципом исторической последовательности, с вниманием к генезису изучаемых процессов.

С одной стороны, принцип исторической последовательности ассоциируется с идеей закономерного развития и повторяемости процессов, которая, безусловно, присуща и чисто статистическому (исторически первому) методу ДПП. Исследователи статистического направления исходят из представления, что существует единый глобальный процесс развития ОЦА, подчиненный одним и тем же законам, и что эмпирически наблюдаемые различия, многообразие аномалий могут быть соответствующим образом сведены к единому генетическому ряду. Такая идея закономерности и повторяемости оборачивается полным пренебрежением к особенностям конкретных процессов, т. е. к факту генетически различных макропроцессов.

Но, с другой стороны, принцип исторической последовательности в синоптическом методе не ограничивается указанием на закономерность развития процессов в целом, он ориентирует на конкретное изучение особенностей каждого данного макропроцесса, его собственных стадий развития, причем стадии развития макропроцессов выводятся на конкретном материале наблюдений, а не из некоторых общенаучных априорных положений.

Тем не менее, совершенно ясно, что совокупность метеорологической информации за прошлые годы, ничем не объединенная, проливает слабый свет на закономерности формирования конкретных типов распределения аномалий метеорологического режима в данном районе. Нужна система фактов, путь к которой лежит через обобщение фактического материала наблюдений, например через классификацию макропроцессов по признакам сходства в развитии.

Таким образом, рациональным способом выделения прогностических связей, по нашему мнению, может служить классификация типов распределения аномалий месячного давления и температуры над Северной Атлантикой в зависимости от вызывающих их причин. Процессы, сходные по генетическим признакам, Г. Я. Вангенгейм предложил назвать гомологами циркуляции [1], в отличие от аналогов, имеющих сходство по внешним признакам.

Мы полагаем, что такая классификация должна проводиться только по одноименным календарным периодам. Тем самым косвенно удастся учесть подобие составляющих теплового и радиационного балансов и их однотипные изменения в годовом ходе. Исходя

из этих общих принципов нами решается задача прогноза поля давления на месяц для Северной Атлантики. При этом представляется наиболее перспективным проведение комплексно-генетической классификации барических полей и связанных с ними полей аномалий давления и температуры над Северной Атлантикой для каждого месяца отдельно, рассматривая установленные типы как результат проявления процессов основных форм атмосферной циркуляции (по типизации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса) и как естественное продолжение эволюции соответствующих характеристик процессов в предшествующих нескольких месяцах. Генетические признаки установленных типов можно, по нашему мнению, положить в основу прогностической схемы [2—4].

В данной работе решается задача прогноза поля давления для Северной Атлантики на февраль и март. В основу исследования положен анализ непрерывного развития макропроцессов пятимесячной продолжительности (четыре месяца исходных и один прогностический). Руководствуясь этой гипотезой, можно в особенностях преобразования атмосферной циркуляции и связанных с ними погодных условий на полушарии в предшествующих перед прогнозируемым четырех месяцах искать указания к прогнозу типа барического поля на следующий месяц.

При решении поставленной задачи была выполнена классификация преобразований макропроцессов на полушарии и в Северной Атлантике отдельно по периодам с октября по февраль и с ноября по март за 75 лет (1900—1974 гг.). При этом периоды с октября по январь и с ноября по февраль принимались как исходные, а следующие за ними месяцы — соответственно февраль и март — как прогностические. С этой целью в каждом году ряда 1900—1974 гг. анализировалось развитие процессов в северном полушарии на указанных пятимесячных периодах с учетом данных о повторяемости форм атмосферной циркуляции — W, C, E, Z, M₁, M₂ в каждом месяце, карт аномалий среднемесячных значений давления и температуры и интегральных кривых аномалий давления. По этим данным сопоставлялись друг с другом все годы и выделялись группы лет с аналогичным характером процессов и режимом погоды в указанных пятимесячных периодах. Таких групп оказалось 8 для периода октябрь — февраль и 9 для периода ноябрь — март, каждая из которых характеризуется формированием в прогностическом месяце конкретного типа барического поля и связанных с ним полей аномалий давления и температуры. Распределение лет по этим группам приведено в табл. 1 и 2. Принципы классификации и критерии аналогичности использовались те же, что и ранее [3, 4, 6].

Осреднив данные о повторяемости форм W, C, E, Z, M₁ и M₂ в каждом месяце определенной группы, мы получили графики преобразований форм циркуляции этой группы. Анализ графиков показал, что каждая группа однородного развития макросиноптических процессов характеризуется определенной направленностью преобразования атмосферной циркуляции в северном полушарии.

Группы однородных процессов февраля и характер преобразования форм атмосферной циркуляции в предшествующих четырех месяцах (октябрь — январь)

| Группа | Октябрь | Ноябрь | Декабрь | Январь | Февраль | Годы, вошедшие в группу |
|--------|---------------|-----------------|-----------------|---------------|---------------|--|
| I | E_3 | W_{M_2} | E_{M_2} | $(W+C)_{M_2}$ | W_{3+M_2} | 1905, 1907, 1918, 1920, 1921, 1935, 1939 |
| II | N_{M_1} | W_3 | $(W+C)_{M_2}$ | C_{M_1+3} | W_{M_2} | 1904, 1906, 1914, 1915, 1916, 1919, 1925, 1937, 1941, 1950, 1957, 1958, 1970 |
| III | C_3 | $(E+C)_3$ | C_3 | W_{M_2} | $(W+C)_{M_2}$ | 1903, 1911, 1913, 1928, 1934, 1938, 1943, 1949, 1959, 1961 |
| IV | $(C+W)_{M_1}$ | $(C+W)_{3+M_1}$ | $(C+W)_{3+M_1}$ | $(E+C)_{M_1}$ | E_{3+M_1} | 1923, 1926, 1927, 1929, 1942, 1954, 1956, 1964, 1972, 1974 |
| V | $C_{M_1+M_2}$ | E_{M_1+3} | $(C+W)_{M_1+3}$ | E_{M_1} | E_3 | 1900, 1924, 1933, 1940, 1947, 1951, 1952, 1955, 1960, 1963, 1966, 1968, 1969, 1973 |
| VI | E_{M_2} | E_{M_1} | E_{3+M_1} | E_3 | E_3 | 1910, 1922, 1931, 1945, 1953, 1967, 1971 |
| VII | E_3 | $(E+C)_{M_1}$ | $C_{M_1+M_2}$ | $(C+W)_{M_1}$ | $C_{M_1+M_2}$ | 1901, 1908, 1917, 1944, 1946, 1962, 1965 |
| VIII | W_3 | C_{M_2} | E_{M_2} | W_{M_2} | C_3 | 1902, 1909, 1912, 1930, 1932, 1936, 1948 |

Примечание. N — повторяемость процессов форм и типов близка к норме.

2.91477

Таблица 2

Группы однородных процессов марта и характер преобразования форм атмосферной циркуляции
в предшествующих четырех месяцах (ноябрь — февраль)

| Группа | Ноябрь | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Годы, вошедшие в группу |
|--------|---------------|-----------------|-----------------|---------------|---------------|--|
| I | W_{3+M_1} | W_{M_2} | W_{M_1} | W_{M_2} | W_{M_1+3} | 1903, 1907, 1910, 1913, 1914, 1920, 1921, 1923, 1938, 1959, 1968 |
| II | E_3 | W_{3+M_1} | $(E+C)_{M_2}$ | $(E+W)_3$ | $(W+C)_3$ | 1906, 1922, 1926, 1929, 1935, 1943, 1945, 1950, 1953, 1961, 1973 |
| III | E_{M_1} | $(E+C)_3$ | E_{M_2+3} | C_{3+M_1} | $(E+W)_{M_2}$ | 1912, 1927, 1930, 1933, 1934, 1947, 1967 |
| IV | $(C+E)_{M_2}$ | E_{M_2} | W_{M_1} | E_{M_2} | E_{M_2} | 1902, 1909, 1916, 1936, 1937, 1951 |
| V | C_3 | $(W+C)_{3+M_1}$ | E_{M_1} | E_{3+M_1} | E_{M_1} | 1924, 1952, 1954, 1957, 1958, 1960, 1962, 1965, 1969 |
| VI | $(W+C)_{M_1}$ | C_3 | $(C+W)_{M_2+3}$ | N_{M_1} | E_{M_1+3} | 1904, 1905, 1908, 1918, 1928, 1946, 1948, 1949, 1956, 1964, 1972, 1974 |
| VII | W_{M_1} | E_3 | E_3 | E_{M_2} | $(E+C)_{M_2}$ | 1900, 1919, 1939, 1955, 1970, 1971 |
| VIII | $W_{M_1+M_2}$ | $(C+W)_{3+M_1}$ | C_{M_1+3} | N_{3+M_1} | C_{M_1+3} | 1911, 1925, 1941, 1942, 1944, 1966 |
| IX | E_3 | W_{M_2} | C_3 | $C_{M_1+M_2}$ | C_{M_2} | 1901, 1915, 1917, 1931, 1932, 1940, 1963 |

Характер преобразования циркуляции от месяца к месяцу каждой группы рассматриваемых периодов схематично показан в табл. 1 и 2.

В ходе исследования построены карты вероятностей положительных и отрицательных аномалий давления и температуры в последовательные месяцы периодов всех 17 групп и карты средних групповых аномалий давления и температуры для прогнозистических месяцев. В настоящей работе не представляется возможным поместить и рассмотреть полученный картографический материал. Примеры такого рода вероятностных связей исходных макросиноптических процессов на полушарии с последующим типом процессов в Северной Атлантике приведены нами в работах [3, 4], там же дано описание способов их построения.

Здесь лишь отметим, что путем осреднения характеристик макросиноптических процессов оценивается не сглаженная картина многолетнего фона, а типовые схемы процессов на полушарии перед наступлением прогнозируемого события, которые позволяют проследить за основными ведущими закономерностями в развитии макропроцессов, характерными для данной группы, и получить в качестве прогноза наиболее вероятный из возможных типов атмосферных процессов в Северной Атлантике за февраль и март после исходных месяцев.

Как известно [2], в рассматриваемом ряду лет были установлены четыре циркуляционные эпохи: 1900—1928 (W) — 1929—1939 (E) — 1940—1948 (C) — 1949 — (E+C) и до настоящего времени (1975). Обращаясь к приведенным выше таблицам и анализируя структуры полученных групп, можно заметить, что в некоторых из них преобладают годы одной или двух эпох, что сказалось на особенностях повторяемости и преобразований форм циркуляции, характерных для данных групп. Так, годы, вошедшие в первые группы, относятся в основном к эпохе W формы циркуляции, в пятые группы — к эпохе E+C, в четвертую группу февраля — к эпохам E и E+C. Однако имеются группы (например, вторые), которые составляют годы из всех эпох. Это обстоятельство, с одной стороны, свидетельствует о неустойчивости процессов при смене одной эпохи другой, т. е. в каждой циркуляционной эпохе наблюдаются, как правило, лишь определенные типовые процессы. Вместе с тем, с другой стороны, можно заключить, что изменчивость циркуляционного фона не представляет собой основного фактора, определяющего сложный процесс формирования аномалий метеорологического режима в Северной Атлантике в конкретном году. Другими словами, наблюдается статистическая устойчивость типовых процессов, которая заключается в том, что характер их развития одинаков в различные циркуляционные эпохи, т. е. просматривается синхронность взаимно не связанных процессов.

Таким образом, выявленные особенности, тенденции в развитии процессов на материале наблюдений за прошлые годы в одних эпохах продолжают действовать и в других. Следовательно, про-

гнозирование по выявленным тенденциям с необходимыми коррективами надежно в меру исследования устойчивости развития соответствующего типового процесса. Эксперименты на зависимом и независимом материалах наблюдений, проведенные при реализации прогностической модели типовых процессов для Северной Атлантики [5, 6], показали успешность предложенной методики решения задачи и возможность ее применения в оперативной практике прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Тр. АНИИ, 1952, т. 34, 314 с.
2. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1974, 488 с.
3. Савичев А. И. Некоторые особенности атмосферных процессов в марте — мае и прогноз барического поля на июнь для Северной Атлантики. Тр. ЛГМИ, 1968, вып. 30, с. 143—156.
4. Савичев А. И. Долгосрочный прогноз барического поля для Северной Атлантики на месяцы теплого времени года. «Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна», Мурманск, изд. ПИНРО, 1969, вып. 14, с. 160—170.
5. Савичев А. И. Некоторые результаты проверки обеспеченности и эффективности асинхронных связей применительно к прогнозу поля давления в Северной Атлантике на месяцы теплого периода года. Тр. ЛГМИ, 1971, вып. 43, с. 102—110.
6. Савичев А. И. Прогноз барического поля по району Северной Атлантики в месяцы переходных сезонов на основе учета особенностей развития макропроцессов над северным полушарием. Тр. ЛГМИ, 1975, вып. 53, с. 105—110.

В. В. ЛЫКОВА, А. А. ЛЫКОВ, Р. П. РЕПИНСКАЯ, К. В. КОНДРАТОВИЧ

О КЛИМАТИЧЕСКИХ ТРЕНДАХ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Наиболее примечательным событием в развитии гидрометеорологических макропроцессов в XX, в., по-видимому, является потепление, охватившее в 30—40-х годах значительную часть северного полушария [3; 10, 12, 15, 16]. Крупные положительные аномалии воздуха наблюдались в Арктике, причем максимальных значений они достигали в Западной Гренландии. В Северной Атлантике отмечены существенные изменения в термике вод, имеющие характер многолетних положительных тенденций [9, 13, 14]. Установлено, что эти тенденции сопряжены с соответствующими колебаниями атмосферной циркуляции, представленной классификациями макропроцессов Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса [4, 5], Б. Л. Дзержевского [6], Лэма [16] и других авторов. В настоящее время многими исследователями признаётся, что изучение колебаний различных гидрологических характеристик совместно с изменениями, происходящими в атмосфере, поможет выяснить механизм взаимодействия океана и атмосферы.

Целью данного исследования явилось сопоставление длительных многолетних изменений температуры воды по квадратам Смита с количественными характеристиками воздушных переносов на уровне моря в Северной Атлантике.

На кафедре метеорологических прогнозов ЛГМИ проведена количественная оценка воздушных переносов по данным ежедневных карт погоды за 1900—1970 гг. По каждому элементу сетки отрезков меридианов и параллелей, охватывающей акваторию Северной Атлантики 30—85° с. ш., подсчитаны индексы атмосферной циркуляции А. Л. Каца [7]. В соответствии с методикой вычисления индексов, разработанной в ЛГМИ, определялись количественные характеристики преобладающих воздушных переносов и воздухообмена [2]. Многолетние количественные оценки зонального и меридионального воздухообмена получены впервые.

Индексы зонального и меридионального воздухообмена определялись по формулам

$$J_z = \frac{b(n_z + n_w)}{\varphi_2 \varphi_1},$$

$$\frac{b(m_{ю} + m_c)}{(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi},$$

где $b=5$ мбар — величина, характеризующая перепад давления между соседними изобарами;

n_z — число изобар, пересекающих отрезок меридиана с запада на восток, а n_w — с востока на запад;

φ_1 и φ_2 — широты параллелей, ограничивающих отрезок меридиана;

$m_{ю}$ и m_c — числа пересечений отрезка параллели φ изобарами южного и северного направления; λ_1 и λ_2 — меридианы, ограничивающие отрезок параллели;

$\frac{1}{\cos \varphi}$ — множитель, учитывающий сходимость меридианов.

В качестве исходных данных использованы таблицы средних январских и июльских значений индекса зонального воздухообмена J_z на десятиградусных отрезках меридианов и индекса меридионального воздухообмена J_M на двадцатиградусных отрезках параллелей за 1900—1970 гг. Поле температуры воды t_w в Северной Атлантике характеризовалось месячными данными по 9 квадратам Смеда в январе и 14 квадратам в июле за период 1884—1970 гг., взятыми из работы А. Н. Крындина [8]. Для выявления наиболее долгопериодных изменений исходные ряды J_z , J_M , t_w сглажены скользящим осреднением по 21 члену. Затем к каждой совокупности полей осреднённых значений J_z , J_M , t_w применен метод разложения по эмпирическим (естественным) ортогональным функциям — ЭОФ. Этот метод получил в последние годы широкое распространение и его особенности хорошо освещены в научной литературе [1, 11].

Оценка точности сходимости разложений рядов J_z , J_M и t_w по эмпирическим ортогональным функциям

| Исходные данные | Месяц | α_1 | α_2 | α_3 | $\sum_{j=1}^3 \alpha_j$ |
|-----------------|--------|------------|------------|------------|-------------------------|
| J_z | Январь | 53 | 27 | 9 | 89 |
| | Июль | 44 | 25 | 14 | 83 |
| J_M | Январь | 51 | 24 | 10 | 85 |
| | Июль | 62 | 18 | 9 | 89 |
| t_w | Январь | 84 | 10 | 3 | 97 |
| | Июль | 70 | 15 | 7 | 92 |

α_j — вклад j -го члена разложения (в %) в общую фактическую дисперсию.

В данном случае разложение по ЭОФ позволяет выявить наиболее информативные и крупномасштабные вековые изменения полей соответствующих характеристик в Северной Атлантике.

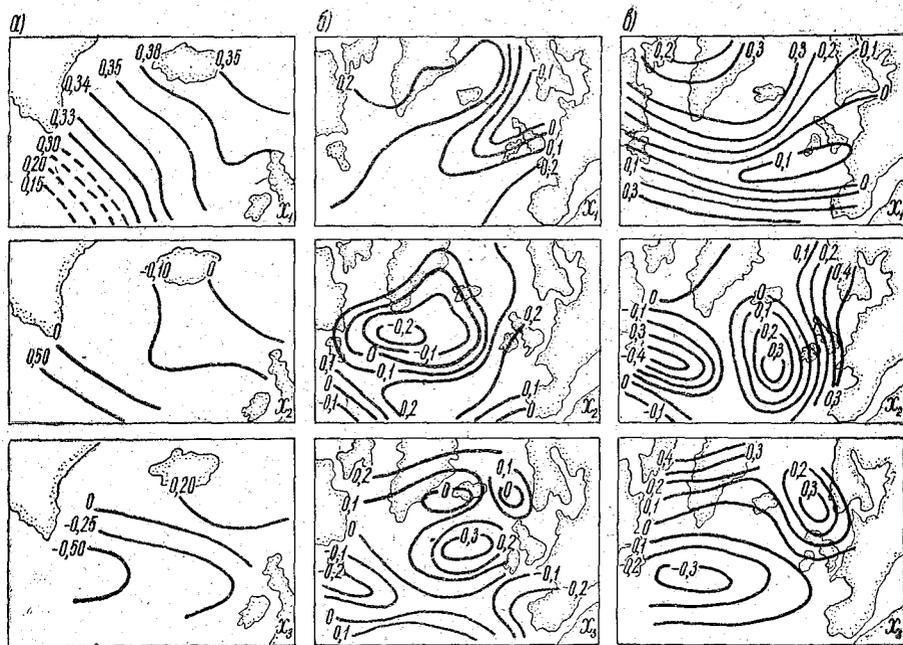


Рис. 1. Поля естественных ортогональных функций в январе: а — температуры воды t_w в квадратах Смеда; б — зональных индексов Каца J_z ; в — меридиональных индексов Каца J_M .

В таблице приведена оценка точности сходимости выполненных разложений. Уже первые три ЭОФ обеспечивают учет 83—89% общей дисперсии поля зимой и 85—89% летом для индексов зонального и меридионального воздухообмена. Первые три члена разложения полей температуры воды описывают 97% общей дисперсии в январе и 92% в июле. Для практических целей можно ограничиться лишь одним первым членом разложения X_1 , обеспечивающим 84% фактической дисперсии зимой и 70% летом.

Из рис. 1, а видно, что в акватории Северной Атлантики, охваченной квадратами Смеда, температура в январе в рассматриваемом интервале времени изменялась согласованно (см. поле X_1).

Характер изменения естественного колебания X_1 во времени определяется ходом первого коэффициента (главного компонента) T_1 (рис. 2, а). Периоду 1890—1930 гг. свойственен пониженный температурный фон, а с 1930 г. наблюдается потепление. Тренд потепления начинается в 1913 г. и продолжается до 1950 г.

Поле первой ЭОФ X_1 температуры воды в июле в общем тоже однородно. Максимальные значения наблюдаются в центре Северной Атлантики. Климатический тренд потепления в июле также отчетливо проявляется в изменениях коэффициента T_1 (см. рис. 2, б). Начиная с 1915 до 1960 г. происходит общий рост T_1 от отрицательных значений, близких к -6° , до положительных — около $+4^\circ$. Однако кривая хода коэффициента T_1 в июле менее плавная и включает много короткопериодических колебаний по сравнению с кривой T_1 в январе. Определенные особенности проявляются и в

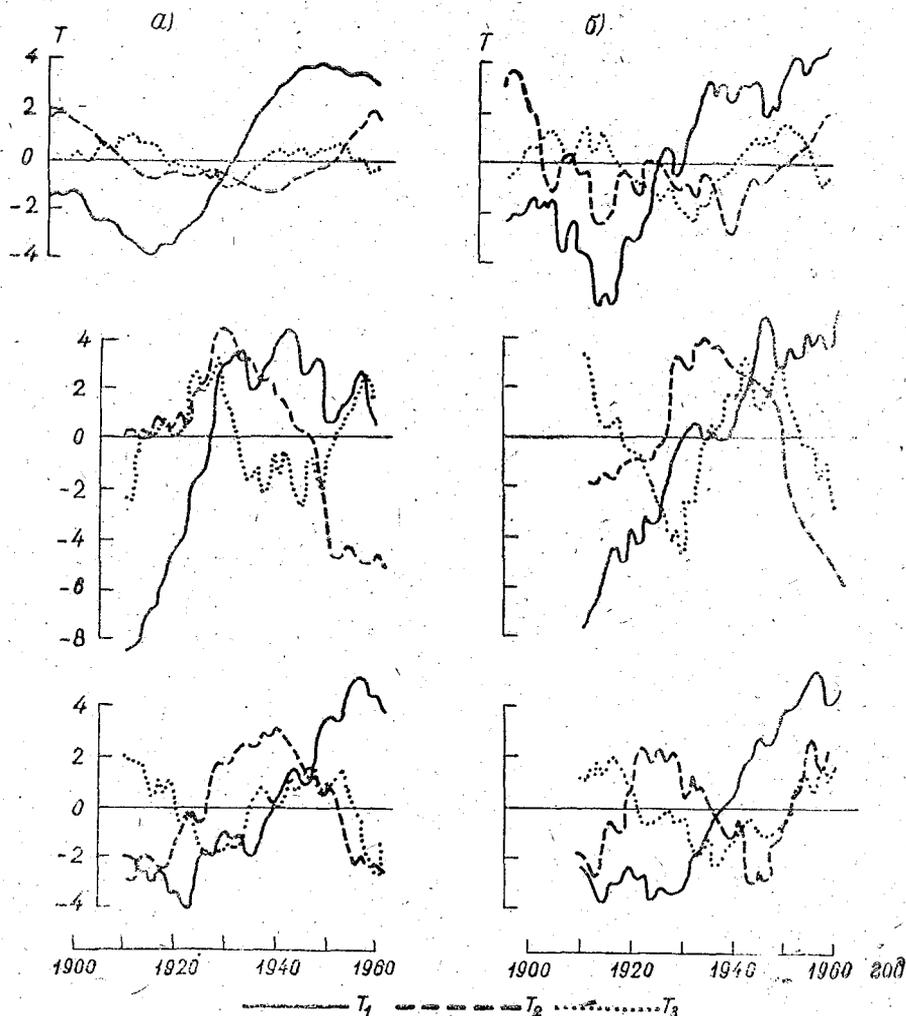


Рис. 2. Вековые изменения коэффициентов разложения T :
 а — в январе; б — в июле.

ходе коэффициентов T_2 и T_3 как январских, так и июльских температур.

Рассмотрим наиболее крупномасштабные пространственно-временные изменения зонального и меридионального воздухообмена на уровне моря в Северной Атлантике. Для зональных индексов эти изменения прежде всего представлены первым естественным колебанием X_1 , обеспечивающим 53% общей дисперсии в январе и 44% — в июле (см. рис. 1, б и 3, б). Почти вся акватория охвачена

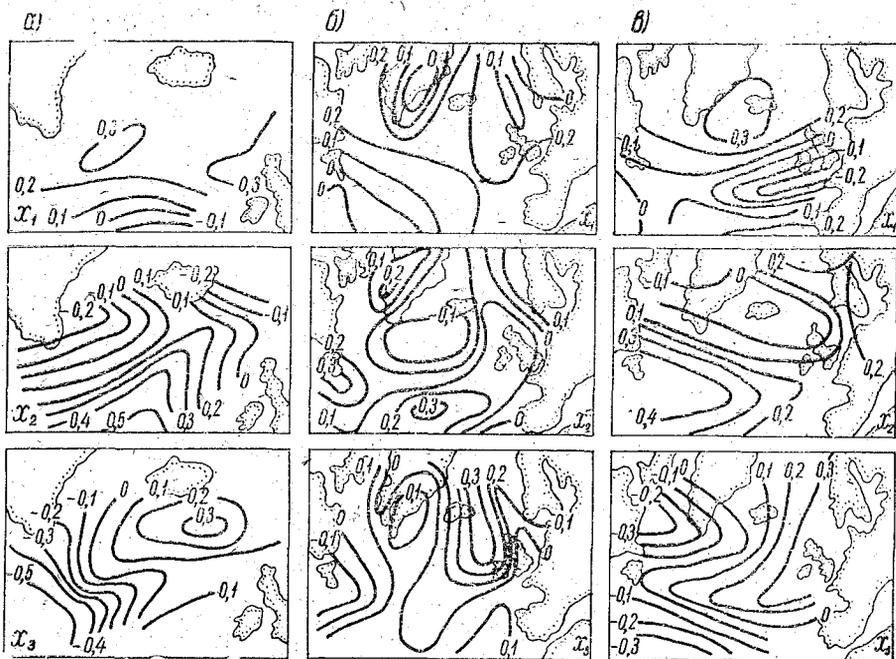


Рис. 3. Поля естественных ортогональных функций в июле:

a — температуры воды t_w в квадратах Смеда; *б* — зональных индексов Каца J_3 ; *в* — меридиональных индексов Каца J_M .

колебанием одного знака, причем и летом и зимой наибольшие изменения локализованы в районе Исландии и к югу от Гренландии. Поля ЭОФ X_2 и X_3 менее крупномасштабны, и на рассматриваемой акватории наблюдаются очаги противоположных изменений. В ходе коэффициентов разложения T_1 и T_2 для января и июля наибольший интерес представляет нарастание интенсивности зонального воздухообмена в период 1910—1930 гг. Коэффициент T_1 в январе увеличился от -8° в 1910 г. до $+3^\circ$ в 1930 г. и, в последующем колебался в диапазоне $1-4^\circ$. Максимальное усиление этой компоненты зонального воздухообмена приходится на 1942 г. Летний зональный воздухообмен также обнаруживает резко выраженные тренды. Зональная циркуляция, описываемая полем ЭОФ X_1 , усиливалась

в период 1910—1960 гг. Максимальные значения коэффициента T_1 были в 1945 и 1960 гг. Естественное колебание X_2 в январе и июле, главной особенностью которого являются противоположные изменения интенсивности зонального воздухообмена в зоне 50—70° с. ш. между 20 и 40° з. д. и в других районах Северной Атлантики, усиливалось с 1910 до 1931 г., после чего сначала медленно, а затем быстро перешло в противоположную фазу. Выраженные переходы от одной фазы к другой свойственны и ходу коэффициентов T_3 .

Поле ЭОФ X_1 индекса меридионального воздухообмена в январе обладает следующей интересной особенностью (рис. 1, в). При усилении меридионального воздухообмена на параллелях 70, 60 и 40° с. ш. на параллели 50° он ослабевает, и наоборот. Однако эта тенденция к оппозиции выражена не очень четко, поскольку значения X_1 на отрезках 50-й параллели сравнительно невелики. Летом и зимой в наиболее явной оппозиции к меридиональному воздухообмену в других районах находится участок 50-й параллели от 30° з. д. до Гринвичского меридиана (Британские о-ва и квадрат Е). Зимой поле X_1 обуславливает 51% общей дисперсии, летом — 62%. Зимняя меридиональная циркуляция, представленная полем X_1 , усиливалась с 1922 (T_1 порядка — 4°) до 1956 г. (T_1 около +5°). В июле рост интенсивности меридиональной циркуляции, описываемой естественным колебанием X_1 , начинается с 1930 г. и также имеет максимум в 1956 г. Ход коэффициентов T_2 и T_3 и зимой и летом обнаруживает колебания меньшей длительности (см. рис. 2). В январе положительные значения T_2 приходятся на 1927—1952 гг. Согласно рис. 1, в, на котором изображено поле ЭОФ X_2 , в указанные годы меридиональный воздухообмен был усилен к югу от Гренландии и над Северным морем и ослаблен в Исландском секторе. В июле максимумы T_2 приходятся на середину 20-х и 50-х годов, а минимумы — на 1913 г. и середину 40-х годов. Заметим, что в те периоды, когда коэффициенты T_1 зонального и меридионального воздухообмена были положительны, происходило общее усиление воздухообмена. Можно утверждать, что в целом возрастала интенсивность атмосферной циркуляции в Атлантическом секторе полушария. В январе положительные значения T_1 меридиональной циркуляции наблюдаются с 1940 г., зональной — с 1927 г. Коэффициент T_1 температуры воды переходит в область положительных значений с 1930 г. Следовательно, положительные климатические тренды температуры воды по акватории Северной Атлантики, представленной квадратами Смёда, и общей интенсивности атмосферной циркуляции в основном совпадают. Аналогичное заключение можно сделать и о временной сопряженности положительных аномалий t_w и усиления меридионального и зонального воздухообмена в исследуемом районе. Однако переход коэффициента T_1 температуры воды в июле в область положительных значений происходит несколько раньше, чем индексов циркуляции.

Представляется, что рациональное объяснение указанных черт

временной сопряженности характеристик интенсивности атмосферной циркуляции и термичеки вод Северной Атлантики возможно с позиций термического и динамического взаимодействия океана и атмосферы. Для раскрытия особенностей крупномасштабных процессов взаимодействия, приводящих к формированию климатических трендов, необходимо привлечение более полных материалов и различных способов их обработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—25.
2. Бауман И. А., Кондратович К. В. Некоторые особенности воздушных переносов на уровне моря в Северной Атлантике. Сб. «Океанологические исследования в Атлантике». Тр. АтланНИРО, Калининград, 1972, вып. 48, с. 3—12.
3. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеониздат, 1974, 280 с.
4. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеониздат, 1971, 280 с.
5. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1974, 488 с.
6. Дзердзевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. — Материалы метеорологических исследований. Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, М., 1968, 240 с. и 1970, 175 с.
7. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеониздат, 1960, 270 с.
8. Крындин А. Н. Среднемесячные данные температуры воды и их аномалии в Северной Атлантике (1881—1969 гг.). М., 1969, 264 с.
9. Максимов И. В. Вековой цикл солнечной деятельности и североатлантическое течение. «Океанология», 1961, т. I, вып. 2, с. 206—212.
10. Рождественский А. А. Температура воздуха как индикатор изменения интенсивности общей циркуляции атмосферы. Тр. ГГО, 1938, вып. 25; 1939, вып. 27.
11. Рубинштейн Е. С. О применении в климатологии метода разложения температурных полей по ортогональным функциям для исследования структуры полей. Тр. ГГО, 1970, вып. 269, с. 74—133.
12. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современные изменения климата. Л., Гидрометеониздат, 1966, 268 с.
13. Серяков Е. И., Гулов О. А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике. Тр. ЛГМИ, 1970, вып. 41, сб. 4, с. 34—44.
14. Смирнов Н. П. К вопросу о многолетних колебаниях температуры поверхностных вод Северной Атлантики. Тр. ПИРО, 1966, вып. 17, с. 287—291.
15. Dickson R. R., Lamb H. H. A review of Recent Hydrometeorological Events in the North Atlantic Sector. — «Spec. Publ. Int. Commis. Northwest Atlant. Fish», 1972, № 8, pp. 35—62.
16. Lamb H. H. British Isles Weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861—1971. — Geophys. Mem., London, 1972, vol. 16, № 116.

ПОЛЕ ДАВЛЕНИЯ И ПОЛЕ ДВИЖЕНИЯ В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

При изучении горизонтального движения на некотором уровне в слое трения обнаруживается, что обмен с вышележащими слоями приводит в северном полушарии к повороту вектора ветра вправо, в южном — влево и к возрастанию скорости. Обмен с нижележащими слоями дает обратный эффект.

До уровня нескольких десятков метров от подстилающей поверхности отмечается заметное возрастание модуля ветра почти без изменения его направления. По-видимому, в нижнем слое направление ветра с высотой изменяется, но изменения настолько малы, что мы их практически не обнаруживаем. Эти эмпирические данные позволяют рассматривать силу трения на любом нижнем, заранее выбранном уровне в виде суммы трех векторов — \bar{R}_1 , \bar{R}_2 и \bar{R}_3 . Первые два вектора направлены вдоль вектора скорости и описывают эффект торможения (\bar{R}_1) и ускорения (\bar{R}_2). Третий вектор \bar{R}_3 направлен перпендикулярно вектору скорости вправо от него в северном полушарии и влево — в южном. При таком подходе перенос количества движения снизу на выбранный уровень характеризуется только торможением (\bar{R}_1), в то время как перенос количества движения сверху вызывает увеличение скорости (\bar{R}_2) и поворот вектора скорости \bar{R}_3 .

Вектора \bar{R}_1 , \bar{R}_2 , \bar{R}_3 можно рассматривать как величины, пропорциональные скорости. Тогда:

| | | |
|-----------------------------|-----------------------------|-----|
| северное полушарие | южное полушарие | |
| $\bar{R}_1 = -K_1(Ui + Vj)$ | $\bar{R}_1 = +K_1(Ui + Vj)$ | (1) |
| $\bar{R}_2 = K(Ui + Vj)$ | $\bar{R}_2 = K(Ui + Vj)$ | |
| $\bar{R}_3 = -K_2(Uj - Vi)$ | $\bar{R}_3 = K_2(Uj - Vi)$ | |

Изменение знака вектора \bar{R}_3 для южного полушария обусловлено тем, что перенос количества движения сверху вниз здесь приводит к повороту вектора ветра влево.

Коэффициенты K_1 и K_2 в общем случае являются переменными величинами, зависящими от пространственного распределения ветра и вертикальных градиентов температуры.

При вертикальном перемешивании такие субстанции, как модуль ветра и его направления, переносятся одновременно, поэтому коэффициенты при векторах \bar{R}_2 и \bar{R}_3 следует брать одинаковыми. Результирующая сила трения теперь запишется:

$$\left. \begin{aligned} \bar{R} &= [-K_1 U + K_2 (U + V)] i + [-K_1 V + K_2 (V - U)] j \\ \text{северное полушарие;} \\ \bar{R} &= [-K_1 U + K_2 (U - V)] i + [-K_1 V + K_2 (U + V)] j \\ \text{южное полушарие.} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Кроме силы трения на каждом уровне действуют сила барического градиента и силы трения. Поэтому уравнения, описывающие горизонтальное движение на рассматриваемом уровне, примут вид:

северное полушарие

$$\left. \begin{aligned} \frac{dU}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + lV - K_1 U + K_2 (U + V); \\ \frac{dV}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - lU - K_1 V + K_2 (V - U); \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

южное полушарие

$$\left. \begin{aligned} \frac{dU}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - lV - K_1 U + K_2 (U - V); \\ \frac{dV}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + lU - K_1 V + K_2 (U + V). \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Введя обозначения $l + K_2 = l'$; $K_1 - K_2 = K$, получим для северного полушария:

$$\left. \begin{aligned} V &= \frac{1}{l'} \left(U' + KU + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right); \\ U &= \frac{1}{l'} \left(-V' - KV - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right), \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где

$$\frac{dU}{dt} = U', \quad \frac{dV}{dt} = V'.$$

Дифференцируя выражения (5) по времени, находим:

$$\left. \begin{aligned} U' &= \frac{1}{l'} [-V'' - KV']; \\ V' &= \frac{1}{l'} [U'' + KU']. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

При этом допускаем, что слагающие силы барического градиента не изменяются во времени. Используя систему (5) и (6), удастся разделить переменные. В результате этого получаем систему двух линейных уравнений второго порядка:

$$\left. \begin{aligned} U'' + 2KU' + (K^2 + l'^2)U + \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= 0; \\ V'' + 2KV' + (K^2 + l'^2)V - \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Наиболее просто интегрирование можно выполнить путем введения неизвестной комплексной функции

$$W = U + Vi,$$

где $i = \sqrt{-1}$.

Умножив второе уравнение системы (7) на i и сложив с первым, получим одно уравнение относительно функции W :

$$\begin{aligned} W'' + 2KW' + (K^2 + l'^2)W + \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \\ + \left(\frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right) i. \end{aligned} \quad (8)$$

Решение характеристического уравнения, соответствующее однородному уравнению

$$S^2 + 2KS + K^2 + l'^2 = 0,$$

дает

$$S_1 = -K + l'i; \quad S_2 = -K - l'i.$$

Это позволяет записать решение однородного уравнения в виде

$$W_1 = C_1 l^{S_1 t} + C_2 l^{S_2 t} = C_1 l^{-\kappa t} l^{l'it} + C_2 l^{-\kappa t} l^{-l'it}.$$

Преобразуя решение по формулам Эйлера

$$e^{l'it} = \cos l't + i \sin l't; \quad e^{-l'it} = \cos l't - i \sin l't,$$

получаем

$$W_1 = e^{-\kappa t} [(C_1 + C_2) \cos l't + (C_1 - C_2) i \sin l't].$$

Пусть $C_1 = A_1 + B_1 i$ и $C_2 = A_2 + B_2 i$, тогда после несложных преобразований найдем:

$$W_1 = e^{-\kappa t} [(A_1 + A_2) \cos l't - (B_1 - B_2) \sin l't + (B_1 + B_2) i \cos l't + (A_1 - A_2) i \sin l't].$$

Если вместо четырех произвольных постоянных A_1, A_2, B_1, B_2 ввести новые произвольные постоянные по формулам

$$\begin{aligned} A_1 + A_2 &= A \sin \delta; & B_2 - B_1 &= A \cos \delta; \\ B_1 + B_2 &= B \sin \delta'; & A_1 - A_2 &= B \cos \delta', \end{aligned}$$

то наше решение приобретет более простой вид:

$$W_1 = e^{-\kappa t} [A \sin (l't + \delta) + Bi \sin (l't + \delta')]. \quad (9)$$

Общее решение полного уравнения (8) будет отличаться от выражения (9) только еще одной комплексной постоянной $-M + Ni$.

Следовательно,

$$W = e^{-\kappa t} [A \sin (l't + \delta) + Bi \sin (l't + \delta')] + M + Ni.$$

Разделив вещественную и мнимую части, получим значения обеих слагающих скорости:

$$U = Ae^{-\kappa t} \sin (l't + \delta) + M;$$

$$V = Be^{-\kappa t} \sin (l't + \delta') + N.$$

Значения постоянных M и N легко определить простой подстановкой значений U и V и их производных в исходные уравнения (7). Это позволяет записать решения в виде

$$\begin{aligned} U &= Ae^{-\kappa t} \sin (l't + \delta) - \frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]; \\ V &= Be^{-\kappa t} \sin (l't + \delta') + \frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]. \quad (10) \end{aligned}$$

Из выражений (10) очевидно, что через достаточно большой интервал времени ($t \rightarrow \infty$) слагающие скорости приобретают те значения, которые получаются из исходных уравнений (4) для случая стационарности:

$$\begin{aligned} U &= -\frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]; \\ V &= \frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]; \\ V &= \frac{1}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (11) \end{aligned}$$

Для определения постоянных интегрирования A , B , δ , δ' необходимо для двух моментов времени знать значения слагающих скоростей U и V или для одного момента времени, t_0 — слагающих скоростей и ускорения.

Начальное значение скорости и направления ветра может быть весьма различно даже над поверхностью океана, где вследствие однородности условий трения вместо двух значений скоростей индивидуальных частиц мы можем взять два последовательных значения вектора скорости в выбранной точке пространства. При этом мы получим четыре уравнения, решение которых дает численные значения постоянных интегрирования. Нас интересует аналитическое выражение для A , B , δ и δ' , с тем чтобы получить возможность определить интервал времени, в течение которого движение нельзя считать установившимся. Поэтому рассмотрим частный случай, когда в начальный момент времени $t=0$, $U=V=0$. Однако при этом имеется сила барического градиента и ускорение частиц не равно 0. Выражения (10) позволяют для $t=0$ записать:

$$\begin{aligned} A \sin \delta &= \frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]; \\ B \sin \delta' &= -\frac{1}{K^2 + l'^2} \left[\frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right]. \end{aligned} \quad (12)$$

Значение постоянных интегрирования не может зависеть от ориентировки осей координат. В случае, когда ось Y' совпадает по направлению с горизонтальной слагающей силы барического градиента, выражения (12) примут вид

$$\left. \begin{aligned} A \sin \delta &= \frac{1}{K^2 + l'^2} \frac{l'}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}; \\ B \sin \delta' &= \frac{1}{K^2 + l'^2} \frac{K}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Слагающие ускорения находим из выражений (10) путем их дифференцирования:

$$\left. \begin{aligned} U' &= -K A e^{-\kappa t} \sin(l't + \delta) + A l' e^{-\kappa t} \cos(l't + \delta); \\ V' &= -K B e^{-\kappa t} \sin(l't + \delta') + B l' e^{-\kappa t} \cos(l't + \delta'). \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

В момент $t=0$ при $U=V=0$ на частицы действует только сила барического градиента направления по оси Y' . Это означает, что в этот момент времени $U'=0$, а $V' \neq 0$. С помощью выражения (14) и исходной системы (4) запишем:

$$\left. \begin{aligned} 0 &= -A K \sin \delta + A l' \cos \delta; \\ V'_{t=0} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = -K B \sin \delta' + B l', \end{aligned} \right\}$$

откуда следует:

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{tg} \delta &= \frac{l'}{K}; \text{ значит, } \sin \delta = \frac{l'}{\sqrt{K^2 + l'^2}}; \\ B(-K \sin \delta' + l' \sin \delta') &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \end{aligned} \right\} (15)$$

Исключая B с помощью выражений (12), находим

$$\operatorname{tg} \delta' = -\frac{K}{l'}$$

Следовательно,

$$\delta' = -\frac{\pi}{2} + \delta. \quad (16)$$

Определяя теперь A и B с помощью формул (13), (15) и (16), получаем

$$A = B = \frac{1}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

Таким образом, решение (10) уравнений (7) примет вид

$$\left. \begin{aligned} U &= \frac{1}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \left[e^{-\kappa t} \sin(l't + \delta) - \frac{l'}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \right], \\ V &= \frac{1}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \left[e^{-\kappa t} \cos(l't + \delta) - \frac{K}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \right] \end{aligned} \right\} (17)$$

при $\operatorname{tg} \delta = \frac{l'}{K}$.

Выражения для определения модуля ветра и угла отклонения ветра от изобар будут:

$$\left. \begin{aligned} V &= \frac{1}{\sqrt{K^2 + l'^2}} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \sqrt{e^{-2\kappa t} - 2e^{-\kappa t} \cos l't + 1}; \\ \operatorname{tg} \alpha &= \frac{e^{-\kappa t} \sqrt{K^2 + l'^2} \cos(l't + \delta) - K}{e^{-\kappa t} \sqrt{K^2 + l'^2} \sin(l't + \delta) - l'}. \end{aligned} \right\} (18)$$

В каждый момент времени, ввиду преобладания в атмосфере неустановившихся движений, ветер может по модулю и направлению значительно отличаться от установившихся условий, описываемых формулами (11). Однако эти отклонения должны иметь разные знаки и в среднем (для большого числа наблюдений) их роль окажется несущественной. Это позволяет определить значения $K = K_1 - K_2$ и $l' = l + K_2$, входящих в расчетные формулы, с помощью средних значений величины $a = \frac{V}{V_r}$ и угла отклонения ветра от изобар — α .

Если выражения (3), записанные для установившегося движения, умножить на U и V , соответственно, и сложить, то получим,

$$-\frac{U}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{V}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = KV^2.$$

Учитывая, что левая часть этого уравнения представляет собой работу силы барического градиента $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} V \sin \alpha$, находим

$$l \sin \alpha = \frac{V}{V_r} K = aK, \quad (19)$$

где

$$a = \frac{V}{V_r} \text{ и } V_r = -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Второе уравнение, связывающее угол отклонения ветра от изобар для случая, когда ось Y направлена вдоль силы барического градиента, получим в виде

$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{V'}{K}. \quad (20)$$

На основании большого ряда эмпирических данных для разных широт океанических территорий, полученных разными авторами и дополненных нашими исследованиями [1, 2, 3, 4], выяснено:

1. Коэффициент K_1 , характеризующий эффект замедления потока за счет переноса количества движения снизу, является для условий океана величиной постоянной:

$$K_1 \cong 2 \omega \cdot 0,470.$$

2. Зависимость $a = \frac{V}{V_r}$, угла α и угла отклонения силы трения β , коэффициента K_2 от широты при установившемся движении

для уровня 10—20 м характеризуется значениями:

| φ | a | α | K_2 | β |
|-----------|------|----------|------------------------|---------|
| 70° | 0,77 | 10° | $2 \omega \cdot 0,265$ | 52° |
| 60° | 0,75 | 10°,5 | $2 \omega \cdot 0,258$ | 51° |
| 50° | 0,74 | 12° | $2 \omega \cdot 0,254$ | 50° |
| 40° | 0,71 | 14° | $2 \omega \cdot 0,250$ | 49° |
| 30° | 0,65 | 17° | $2 \omega \cdot 0,245$ | 48° |
| 20° | 0,54 | 21° | $2 \omega \cdot 0,242$ | 47° |
| 10° | 0,38 | 40° | $2 \omega \cdot 0,195$ | 35° |
| 5° | 0,23 | 56° | $2 \omega \cdot 0,155$ | 26° |
| 0° | 0,00 | 90° | 0,000 | 0° |

Данные таблицы позволяют вычислить значения U и K , входящие в виде параметров в формулы (17) и (18) для всего диапазона широт.

Вычисления, выполненные по формулам (18) режима неустановившегося движения, показывают, что на широте 60° модуль скорости достигает наибольшего значения через 5 ч после начала движения. Причем скорость в этот момент превышает соответствующую скорость установившегося движения в 1,66 раза и скорость геострофического ветра — в 1,25 раза. Минимальное значение модуля скорости наступает через 11 ч. Оно равно 0,6 модуля установившегося потока или 0,45 скорости геострофического ветра. В последующем отмечается медленное затухание колебаний скорости и ветер приобретает установившийся режим через сутки после начала движения. Угол отклонения ветра от изобар становится минимальным

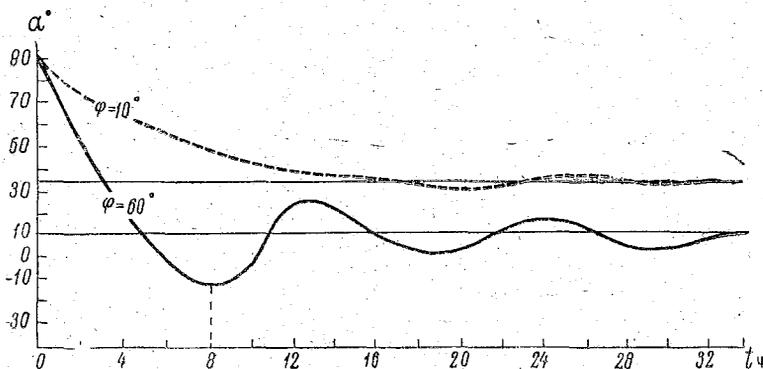


Рис. 2. Изменение угла отклонения ветра от изобар над акваториями при неустановившемся движении на широтах 60° и 10° (высота 20—30 м).

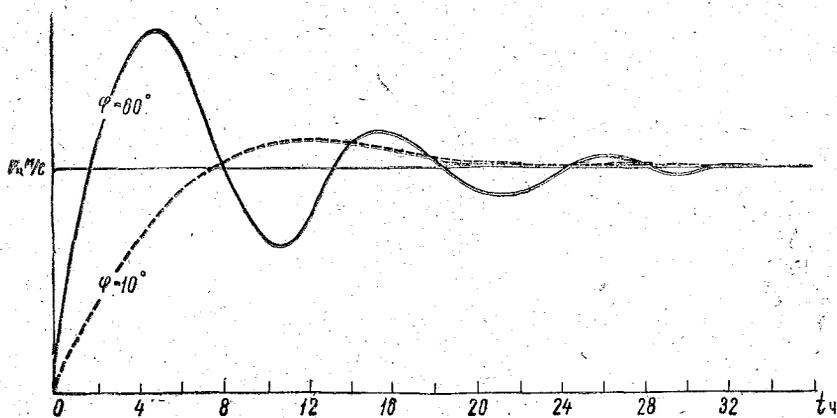


Рис. 1. Изменение модуля скорости над акваториями при неустановившемся движении на широтах 60° и 10° (высота 20—30 м).

через 8 ч после начала движения. В этот момент вектор ветра пересекает изобары в сторону высотного давления под углом около 12° . Направление ветра становится установившимся с точностью $3-5^\circ$ через 24—26 ч. На широте 10° тот же процесс приспособления ветра в нижних слоях поля давления происходит более плавно. Здесь очень слабо выражены затухающие колебания модуля и направления. Практически поток становится стационарным через 24—25 ч по модулю и через 17—18 ч по направлению (рис. 1 и 2).

Приведенные расчеты позволяют объяснить, почему в умеренных широтах отмечаются случаи, когда ветер в нижних слоях превышает геострофическую скорость. Это должно отмечаться тогда, когда происходит достаточно быстрое изменение градиентов давления за счет нестационарности движения в первые 5—7 ч от момента нарастания скорости.

Результаты наших расчетов (см. рисунки) в известной мере объясняют также существенное различие в режиме ветров умеренных и низких широт. Постоянное изменение градиентов давления в умеренных широтах приводит к возникновению заметного несоответствия между полем давления и полем ветра. В низких широтах такие же изменения силы барического градиента приводят к заметному несоответствию полей только в первые несколько часов. Кроме того, в низких широтах сила барического градиента и ее измерения, как правило, меньше, чем в умеренных.

Обращает на себя внимание сдвиг по фазе изменения модуля ветра и его направления. На первый взгляд кажется, что максимальная скорость ветра должна соответствовать наибольшему смещению частиц в сторону низкого давления, т. е. моменту, когда угол достигает минимального значения.

Вычисления показывают, что сдвиг волны в ходе модуля ветра и угла α достигает 4 ч для широты 60° (см. рис. 1 и 2). На широте 10° это тоже заметно, так как здесь максимальная скорость достигается через 17—12 ч после начала движения, а минимальные значения угла через 20—21 ч. Указанное обстоятельство объясняется тем, что сила Кориолиса и сила трения пропорциональны скорости ветра, причем коэффициенты пропорциональности различны по значению и их изменению с широтой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1944.
2. Рупперт Л. Л. Связь между полем давления и полем ветра в нижних слоях атмосферы. Тр. ЛГМИ, 1975, вып. 58.
3. Количественная оценка воздушных переносов и описание метеорологических процессов в тропической зоне Атлантики. Научно-технический отчет № 3, ЛГМИ, 1975.
4. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., 1953.

О ПРОГНОЗЕ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ДЛЯ РАЙОНОВ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ СИНОПТИКО-СТАТИСТИЧЕСКИМ СПОСОБОМ

На кафедре метеорологических прогнозов ЛГМИ ведутся исследования по разработке способов долгосрочного прогнозирования среднего месячного давления и температуры. В настоящей статье отражены лишь некоторые результаты синоптико-статистического подхода к решению проблемы долгосрочного прогнозирования аномалий средней месячной температуры по основным районам Северной Атлантики.

Выбор синоптико-статистического подхода для решения задачи прогнозирования температуры воздуха был обусловлен обширностью районов прогнозирования, малым числом опорных станций с продолжительными рядами наблюдений и сравнительно малой изменчивостью средних месячных температур над океаном по сравнению с Американским и Евразийским материками.

Анализ режимных характеристик средней месячной температуры воздуха и барико-циркуляционных особенностей Северной Атлантики показал, что разработку прогностических методик целесообразно проводить отдельно для северо-западного, центрального и северо-восточного районов рассматриваемой акватории океана.

Отметим, что имеется определенная связь рассматриваемых районов с шестью районами, выделенными К. В. Кондратовичем по барико-циркуляционным признакам [7].

Анализ режимных характеристик температуры в трех районах Атлантики, а также барико-циркуляционных особенностей этих районов [1, 2] привел к выводу, что все прогностические разработки для прогноза аномалий средней месячной температуры необходимо проводить отдельно для каждого из двенадцати календарных месяцев.

Основным материалом для получения режимных характеристик температуры и прогностических разработок послужили карты отклонений температуры от средней месячной температуры воздуха за 1900—1960 гг., изданные в ГГО [6].

С целью изучения пространственного распределения аномалий средней месячной температуры воздуха для каждого из трех выделенных районов была проведена их типизация. В зависимости от

географического расположения и площади, занимаемой положительными и отрицательными аномалиями температуры в каждом районе, было выделено семь типов распределения термических аномалий [1, 2]. Наибольшее значение при разработке прогностических связей имели случаи сравнительно однородного распределения аномалий первого и второго типов. При этом к первому типу относились случаи, когда не менее чем 75% рассматриваемой площади занимали положительные аномалии температуры, а ко второму — случаи аналогичного преобладания отрицательных аномалий.

В целом для большинства календарных месяцев было обнаружено преобладание повторяемости однородных термических аномалий первого и второго типов по сравнению с отдельными типами аномалий [1, 2]. При этом, как правило, аномалиями первого и второго типов соответствовали наиболее крупные по величине.

В качестве основной рабочей гипотезы нами было принято предположение, что формирование крупных аномалий температуры (первого и второго типов) в каждом из трех исследуемых районов не только определяется текущими макропроцессами, но и связано с периодом длительной подготовки, причем для северо-восточного района (II и III районы, по К. В. Кондратовичу) в этот период было включено двенадцать предшествующих месяцев. Для северо-западного (III и IV) и центрального (V—VI, по К. В. Кондратовичу) районов интервал длительной подготовки, предшествующий формированию крупных аномалий, был увеличен до 28 мес., что дало возможность учесть влияние двухлетней цикличности (Северо-Атлантического колебания) [8]. Особенности циркуляции в предшествующий период изучались на основе типизации макропроцессов по Г. Я. Вангенгейму [3], в соответствии с рабочими приемами, рекомендованными Т. В. Покровской [8]. Однако в отличие от Т. В. Покровской в исходных месяцах мы рассматривали в качестве крупных аномалий не величины аномалий температуры на определенных станциях, а осредненные аномалии по площади (первый и второй типы), что позволило нам исключить погрешности в данных отдельных станций.

Для выявления месяцев и типов циркуляции, которые целесообразно использовать в качестве предикторов, строились графики осредненного хода трех форм циркуляции — W, C и E в течение 28 (12) мес., предшествующих отобранной группе лет с крупными положительными аномалиями первого типа и отрицательными — второго. В качестве прогностических признаков на этих кривых отбирались те месяцы и формы циркуляции, где наблюдались расхождения в характере кривых, построенных для аномалий первого и второго типов, не менее чем на три дня.

Подобный прием получил название способа узлов и основывается на допущении, что не все предшествующие 28 (12) мес. имеют прогностическое значение, а лишь отдельные из них. К числу достоинств такого подхода следует отнести возможность во многих случаях получать прогностические указания с большой заблаговре-

менностью. Отобранные таким путём месяцы получили условное название «прогностических», а число дней в этих месяцах с соответствующими формами атмосферной циркуляции в различных комбинациях использовались нами в качестве предикторов по первому варианту прогностической методики в каждом из трех районов.

Найденные прогностические связи для первого варианта закреплялись путем непосредственного построения корреляционных (координационных) графиков, где по координатным осям откладывалось среднее число дней с определенной комбинацией отобранных «прогностических» месяцев и соответствующих форм атмосферной циркуляции. Поле этих графиков заполнялось точками пересечений средних значений комбинаций предикторов с обозначением знака аномалий и года, после чего с помощью демаркационной линии выделялись участки с преобладанием положительных и отрицательных аномалий. Вероятность появления аномалий преобладающего знака определялась путем отношения числа случаев аномалий этого знака к общему числу всех аномалий данного участка графика [1].

На заключительном этапе на эти графики помимо аномалий первого и второго типов наносились все остальные случаи аномалий, что снизило вероятность появления преобладающего знака аномалий, но тем не менее она осталась достаточно высокой, что дало возможность использовать графики для прогнозирования по первому варианту. Как правило, в этом случае для каждого календарного месяца принималось во внимание несколько графиков с использованием независимых друг от друга предикторов. Окончательный прогноз аномалий температуры производился в соответствии со знаком; на который указывало большинство прогностических графиков.

Нами также была предпринята попытка использовать табличный способ выявления прогностических связей, который основан на корреляции знака аномалий температуры отдельных станций с характером циркуляции в выявленных прогностических месяцах [8]. Однако этот прием для обширных районов Северной Атлантики себя не оправдал.

Поскольку диагностика форм атмосферной циркуляции не всегда является объективной, было решено во втором варианте предикторов использовать характеристики воздухообмена, в качестве которых были выбраны интегральные кривые ежедневных аномалий давления для десяти репрезентативных пунктов северного полушария [2].

Исследования А. А. Гирса [3] показали, что интегральные кривые хорошо отображают основные черты развития макросиноптических процессов на больших географических пространствах. При этом рост кривых чаще всего связан с развитием в данном районе антициклогенеза, а понижение — циклогенеза. Анализ хода кривых в Лондоне, Усть-Цильме, Омске, Иркутске, Николаевске-на-Амуре, Датч-Харборе, Сан-Франциско, а также на Аляске, в Центральной Америке и на о. Ньюфаундленд позволил выявить определенные

закономерности в характере воздухообмена, предшествующего формированию крупных аномалий температуры в Северной Атлантике [3].

Прогностические связи в этом случае устанавливались путем сопоставления характера интегральных кривых (подъем, спад, ровный ход) в каждом из десяти перечисленных пунктов для найденных в первом способе «прогностических» месяцев со знаком аномалий температуры в прогнозируемом месяце. Оценка надежности

связи проводилась с помощью известного критерия:
$$\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$$
, где в данном случае n_+ — число совпадений знака сравниваемых характеристик, n_- — число его несовпадений, $n_+ + n_-$ — общее число рассматриваемых случаев.

В качестве значимой связи принимались значения ρ не менее 0,3; при этом положительные значения ρ указывают на прямую, а отрицательные — на обратную связь сравниваемых характеристик.

В целях доказательства выявленных закономерностей и объяснения некоторых особенностей в характере циркуляции, предшествующей формированию крупных аномалий температуры в Северной Атлантике, для некоторых «прогностических» месяцев строились карты вероятностей (повторяемости) распределения аномалий давления по северному полушарию. При этом вероятности распределения знака аномалий давления существенно отличаются для случаев формирования положительных и отрицательных аномалий температуры. Это обстоятельство можно использовать для уточнения прогноза термических аномалий.

Анализ прогностических связей показал, что прогноз знака температуры целесообразно давать на основе комплексирования значимых прогностических указаний [2].

В целях совершенствования рассмотренных выше прогностических связей по первому и второму вариантам использования предикторов нами выявлялись характеристики сопряженности термических полей двенадцати календарных месяцев в Северной Атлантике с термическими аномалиями «прогностических» месяцев, найденных в первом варианте прогнозирования. При этом в качестве рабочей гипотезы было принято, что формирование аномалий температуры прогнозируемых месяцев в Северной Атлантике во многом определяется термическим состоянием северного полушария в найденных ранее «прогностических» месяцах. Поскольку степень этого воздействия на Северную Атлантику различных районов северного полушария неодинакова, то одной из задач являлось определение районов наиболее активного влияния, то есть нахождение динамически значимых районов, влияющих на формирование термических аномалий в прогнозируемом районе. Возможность использования аномалий средней месячной температуры в качестве предикторов определяется тем, что температура воздуха у поверхности земли по сути дела является интегральным показателем влияния

ряда факторов и в первую очередь термических условий подстилающей поверхности и особенностей атмосферной циркуляции [4, 5, 8].

В этом случае в качестве исходного материала для исследования послужили карты отклонения средних месячных температур воздуха от многолетних средних за 1901—1960 гг. [6]. С этих карт снимались данные аномалий температур с точностью $0,5^\circ$ для 55 пунктов северного полушария. В их число вошли и десять репрезентативных пунктов, для которых в ААНИИ строятся интегральные кривые ежедневных аномалий давления.

Асинхронные связи между 22 пунктами Северной Атлантики и каждым из 55 пунктов северного полушария устанавливались с по-

мощью критерия $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$, где n_+ — число совпадений сопоставляемых аномалий температуры по знаку, n_- — число несовпадений по знаку сравниваемых аномалий; $n_+ - n_-$ — общее число случаев. Как правило, для каждого из двенадцати календарных прогнозируемых месяцев в исследуемых районах выявлялась степень связанности термических аномалий с тремя ранее найденными «прогностическими» месяцами.

Помимо общей связи ($\rho_{\text{общ}}$) исследовалась степень связанности аномалий температуры отдельно с положительными и отрицательными аномалиями температуры «прогностических» месяцев. Для каждого вида этих связей вычислялись значения ρ_+ и ρ_- , т. е. связи устанавливались как при положительных (ρ_+), так и при отрицательных аномалиях (ρ_-). Результаты подсчетов $\rho_{\text{общ}}$, ρ_+ и ρ_- были сведены в таблицы, которые дали представление о связи пунктов северного полушария и опорных пунктов прогнозируемых районов.

В качестве критерия, позволяющего использовать полученные связи для прогноза, были выбраны значения $\rho \geq 0,3$.

Для наглядности найденные асинхронные связи во многих случаях оформлены в виде карт распределения ρ между аномалиями температуры воздуха «прогностических» месяцев ряда пунктов северного полушария и аномалиями прогнозируемого месяца одного из пунктов рассматриваемого района.

Способ выявления пространственно-временных связей между термическими аномалиями Северной Атлантики и аномалиями температуры в других районах северного полушария с помощью показателей $\rho_{\text{общ}}$, ρ_+ и ρ_- оказался весьма эффективным и позволил выявить районы активного термического состояния, оказывающие определенное влияние на формирование температуры воздуха в исследуемых районах. При этом было установлено, что районы активного влияния меняют от одного календарного месяца к другому свою активность и местоположение. Анализ показал, что надёжность связи не зависит от интервала времени между «прогностическими» и прогнозируемыми месяцами. При окончательном отборе прогностических связей принимались во внимание величины аномалий температуры в динамически значимых районах. Как правило, отбирались только те асинхронные связи, которые сопровождалась

относительно большей повторяемостью крупных аномалий температуры по сравнению с другими динамически значимыми районами.

Прогнозирование знака аномалий по третьему варианту с использованием в качестве предикторов аномалий температуры воздуха в динамически значимых районах ряда «прогностических» месяцев сводится к следующему.

В рассматриваемых районах Северной Атлантики дается прогноз знака аномалий в каждом репрезентативном пункте в зависимости от характера найденных связей (прямых или обратных). Если в результате такого прогноза в каждом из пунктов прогнозируемого района будет получено m указаний на положительную аномалию и n — на отрицательную из общего числа прогностических указаний ρ , то при $m > n$ следует прогнозировать положительную, а при $n > m$ — отрицательную аномалию температуры. В тех редких случаях, когда $m = n$ (например, в одном из динамически значимых районов температура воздуха соответствовала многолетней норме), прогноз соответствующего знака термической аномалии производится с учетом величин ρ и статистической значимости этого критерия (числа случаев, определяющих параметр ρ).

В качестве прогноза величин аномалий температуры использовалась также (как и в двух предшествующих вариантах прогнозирования) средняя величина прогнозируемого знака, характерная для данного пункта в прогнозируемом календарном месяце.

Таким образом, для центрального и северо-восточного районов Северной Атлантики нами разработано три варианта прогнозирования, где в качестве предикторов используются число дней с формами циркуляции по Г. Я. Вангенгейму (первый вариант), особенности воздухообмена в репрезентативных районах (второй вариант) и термическое состояние атмосферы «прогностических» месяцев в динамически значимых областях северного полушария (третий вариант). Для северо-западного района Атлантики предусмотрено использование в целях прогноза аномалий температуры предикторов первого и третьего вариантов.

Чтобы выявить эффективность прогнозирования термических аномалий, с помощью каждого из вариантов использования предикторов проводилось опытное прогнозирование знака термических аномалий за период 1961—1973 гг. За 13 лет каждым вариантом прогнозирования было составлено 156 прогнозов знака аномалий температуры. Для оценки прогнозов в северо-западном районе использовалось 30 пунктов, в центральном — 26 и северо-восточном — 17 пунктов, равномерно расположенных в рассматриваемых районах. Оценка успешности прогноза знака аномалий проводилась с

помощью критерия $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$. В данном случае n_+ — число пунктов, на которых прогноз оправдался, n_- — число пунктов, где он не оправдался, $n_+ + n_-$ — общее число рассматриваемых пунктов.

**Результаты оправдываемости прогноза знака аномалий
средней месячной температуры с использованием различных вариантов
предикторов по районам Северной Атлантики за 1961—1973 гг. ($\rho_{\text{ср}}$ *)
по месяцам**

| Вариант | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| <i>Северо-западный район</i> | | | | | | | | | | | | |
| III | $\frac{0.49}{1}$ | $\frac{0.26}{1}$ | $\frac{0.13}{4}$ | $\frac{0.50}{—}$ | $\frac{0.12}{3}$ | $\frac{0.40}{—}$ | $\frac{0.13}{4}$ | $\frac{0.40}{—}$ | $\frac{0.36}{—}$ | $\frac{0.28}{1}$ | $\frac{0.33}{2}$ | $\frac{0.33}{2}$ |
| <i>Центральный район</i> | | | | | | | | | | | | |
| I | $\frac{0.24}{5}$ | $\frac{0.10}{5}$ | $\frac{0.05}{5}$ | $\frac{0.15}{4}$ | $\frac{0.34}{1}$ | $\frac{0.32}{4}$ | $\frac{0.43}{2}$ | $\frac{0.08}{5}$ | $\frac{0.02}{6}$ | $\frac{0.26}{5}$ | $\frac{-0.13}{7}$ | $\frac{0.10}{5}$ |
| II | $\frac{0.20}{6}$ | $\frac{0.25}{3}$ | $\frac{0.10}{3}$ | $\frac{0.17}{4}$ | $\frac{0.29}{2}$ | $\frac{0.10}{5}$ | $\frac{0.51}{1}$ | $\frac{0.26}{2}$ | $\frac{0.23}{3}$ | $\frac{-0.02}{6}$ | $\frac{0.10}{4}$ | $\frac{0.14}{3}$ |
| III | $\frac{0.28}{3}$ | $\frac{0.26}{2}$ | $\frac{0.17}{5}$ | $\frac{0.19}{3}$ | $\frac{0.33}{2}$ | $\frac{0.25}{4}$ | $\frac{0.27}{2}$ | $\frac{0.32}{2}$ | $\frac{0.15}{5}$ | $\frac{0.17}{4}$ | $\frac{0.16}{5}$ | $\frac{0.42}{2}$ |
| IV | $\frac{0.50}{1}$ | $\frac{0.43}{1}$ | $\frac{0.29}{3}$ | $\frac{0.41}{1}$ | $\frac{0.53}{—}$ | $\frac{0.34}{1}$ | $\frac{0.49}{1}$ | $\frac{0.42}{—}$ | $\frac{0.36}{3}$ | $\frac{0.30}{2}$ | $\frac{0.26}{4}$ | $\frac{0.50}{—}$ |
| <i>Северо-восточный район</i> | | | | | | | | | | | | |
| I | $\frac{0.25}{5}$ | $\frac{0.21}{5}$ | $\frac{0.07}{5}$ | $\frac{0.13}{3}$ | $\frac{-0.07}{6}$ | $\frac{-0.07}{6}$ | $\frac{0.07}{6}$ | $\frac{0.00}{8}$ | $\frac{0.16}{6}$ | $\frac{0.00}{6}$ | $\frac{-0.16}{9}$ | $\frac{-0.21}{10}$ |
| II | $\frac{0.04}{6}$ | $\frac{0.08}{6}$ | $\frac{0.34}{4}$ | $\frac{0.34}{3}$ | $\frac{0.40}{2}$ | $\frac{0.30}{3}$ | $\frac{0.18}{3}$ | $\frac{0.13}{6}$ | $\frac{0.30}{3}$ | $\frac{0.14}{5}$ | $\frac{0.10}{7}$ | $\frac{0.08}{6}$ |
| III | $\frac{0.23}{3}$ | $\frac{0.36}{4}$ | $\frac{0.37}{2}$ | $\frac{0.19}{4}$ | $\frac{0.21}{5}$ | $\frac{0.03}{6}$ | $\frac{0.20}{4}$ | $\frac{0.45}{2}$ | $\frac{0.29}{2}$ | $\frac{0.24}{3}$ | $\frac{0.04}{7}$ | $\frac{0.23}{2}$ |
| IV | $\frac{0.40}{2}$ | $\frac{0.44}{2}$ | $\frac{0.45}{1}$ | $\frac{0.41}{2}$ | $\frac{0.51}{1}$ | $\frac{0.36}{2}$ | $\frac{0.21}{4}$ | $\frac{0.43}{1}$ | $\frac{0.49}{2}$ | $\frac{0.39}{2}$ | $\frac{0.18}{2}$ | $\frac{0.35}{1}$ |

* В числителе $\rho_{\text{ср}}$, в знаменателе — число неудачных прогнозов.

В таблице приведены результаты оправдываемости опытных прогнозов знака аномалий температуры для каждого календарного месяца каждым из трех вариантов прогнозирования, а также избирательного использования вариантов предикторов в отдельных месяцах года (четвертый вариант). Помимо осредненных за 13 лет величин $\rho_{\text{ср}}$ для каждого района в нижней строке указано общее число неудачных прогнозов, когда ρ имели отрицательные значения. Для северо-западного района оценка оправдываемости за 13 лет проводилась только для третьего варианта.

Из таблицы видно, что наиболее эффективным оказалось использование в качестве предикторов характеристик сопряженности термических аномалий в Северной Атлантике и динамически значимых районах (третий вариант). Однако в некоторых месяцах, например в июне и ноябре, для северо-восточных районов Атлантики к лучшему результату привело использование предикторов первого и второго вариантов.

Для центрального района наибольший прогностический эффект по сравнению с другими вариантами предикторов дало использование числа дней с формами атмосферной циркуляции в мае, июне и октябре. В остальные месяцы года лучший результат дало использование предикторов второго и особенно третьего вариантов.

В целом анализ оправдываемости прогнозов аномалий температуры по всем трем районам Северной Атлантики за отдельные годы периода испытания (1961—1973 гг.) обнаружил наибольшую устойчивость прогностических связей третьего варианта, где в качестве предикторов использовались аномалии температуры в динамически значимых районах.

Нами исследовалась также эффективность использования найденных прогностических связей (всех трех вариантов) по сравнению с инерционными прогнозами температуры. С этой целью для трех выделенных районов Северной Атлантики составлялись инерционные прогнозы аномалий температуры воздуха с заблаговременностью нулевой и один месяц за период 1961—1973 гг.

Для северо-западного и центрального районов инерционные прогнозы с нулевой заблаговременностью в отдельные календарные месяцы теплого полугодия дали сравнительно хорошую оправдываемость знака аномалии $r_{\text{ср}} = 0,20—0,30$. Однако при заблаговременности в один месяц в большинстве календарных месяцев индекс $r_{\text{ср}}$ принимал отрицательные значения или не превышал 0,10. Аналогичный результат был получен и для северо-восточного района Атлантики.

Поскольку одним из главных достоинств всех трех вариантов предикторов является большая заблаговременность (3—17 мес.), то использование их имеет значительные преимущества по сравнению с инерционными прогнозами.

Анализ эффективности отдельных предикторов в трех вариантах прогнозирования обнаружил, с одной стороны, в некоторых случаях их малую эффективность, а, с другой — ряд пунктов в соответствующих районах, где оправдываемость прогнозов знака аномалий температуры значительно ниже, чем в соседних районах. Чаще всего такими пунктами были прибрежные станции на побережье Америки, Гренландии или Европы. В связи с этим были уточнены прогностические рекомендации по использованию трех вариантов предикторов в отдельных календарных месяцах, что дало основание для их избирательного (комплексного) использования с учетом лучшей оправдываемости за период 1961—1973 гг.

Результаты прогнозирования аномалий температуры с учетом

этих рекомендаций (четвертый вариант комплексного использования предикторов) для двенадцати календарных месяцев для центрального и северо-восточного районов приведены в таблице. Нетрудно увидеть, что комплексное использование предикторов (четвертый вариант) существенно повысило эффективность прогностических связей, причем для большинства календарных месяцев средние значения r были не ниже 0,3.

Оценка оправдываемости прогнозов знака аномалий температуры по отдельным годам периода 1961—1973 гг. в этом случае также обнаружила эффективность предложенных рекомендаций и устойчивость во времени прогностических связей комплексного варианта по сравнению с использованием какого-либо одного из трех вариантов предикторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауман И. А. К прогнозу аномалий средней месячной температуры воздуха в центральных районах Северной Атлантики. Тр. ЛГМИ, 1975, вып. 53, с. 97—104.
2. Бауман И. А. Учет характеристик воздухообмена на северном полушарии с целью прогноза аномалий средней месячной температуры над северо-восточными районами Атлантики. Тр. ЛГМИ, 1976, вып. 58, с. 130—134.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеоздат, 1974, 487 с.
4. Дуйцева М. А., Педь Д. А. Метод прогноза аномалий средней месячной температуры с учетом информации северного полушария. Тр. ЦИП, 1966, вып. 147, с. 61—76.
5. Дуйцева М. А., Педь Д. А. Использование некоторых характеристик сопряженности термических полей для прогноза. Тр. ГМЦ, 1968, вып. 28, с. 64—72.
6. Карты отклонения средних месячных температур воздуха от многолетних средних. Изд. ГГО, 1966, вып. 1—4.
7. Кондратович К. В. Возможности долгосрочного предсказания поля атмосферного давления в районе Северной Атлантики. Материалы конференции по итогам МГГ. М., 1964, с. 89—91.
8. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеографические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеоздат, 1969, 254 с.

И. А. БАУМАН, К. В. КОНДРАТОВИЧ, А. И. САВИЧЕВ

ОСОБЕННОСТИ ВОЗДУШНЫХ ПЕРЕНОСОВ В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ НАД УМЕРЕННЫМИ ШИРОТАМИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В последние годы (1972—1975) на кафедре метеорологических прогнозов была произведена количественная оценка интенсивности воздушных переносов на уровне моря путем вычисления индексов Каца по данным ежедневных карт погоды за 60 лет [1]. В дальнейшем были получены дополнительные ряды индексов Каца для уровня моря, что позволило выявить интересные особенности интенсивности воздушных переносов в различных широтных поясах Северной Атлантики и получить многолетние «нормы» интенсивности зональных и меридиональных переносов для десятиградусных отрезков меридианов и широт [2].

Анализ индексов Каца, вычисленных для уровня моря, привел к выводу, что во многом интенсивность воздушных переносов у поверхности океана зависит от интенсивности переносов вышележащих слоев воздуха, и в первую очередь от зональных и меридиональных переносов воздуха на уровне поверхности 500-мбар. Поэтому, чтобы выявить характер взаимосвязи воздушных переносов на уровне моря и 500-мбар поверхности, нами была произведена количественная оценка интенсивности переносов в средней тропосфере.

В качестве исходного материала использовались ежедневные карты барической топографии 500-мбар поверхности за 06 ч синоптического бюллетеня ЦИП и ГМЦ за период 1949—1970 гг. Район исследования с запада был ограничен 80° , а с востока — 20 и 0° з. д. При этом индексы зональной циркуляции вычислялись в зоне 30 — 40° с. ш. для меридианов 80 , 60 , 40 и 20° з. д.; в зоне 40 — 50° с. ш. — для участков меридианов 60 , 40 и 20° з. д.; в зоне 50 — 60° с. ш. — для участков меридианов 60 , 40 , 20 и 0° .

Индексы меридиональной циркуляции рассчитывались для широт 30 , 40 , 50 и 60° на трех двадцатиградусных участках: 70 — 50° , 50 — 30 и 30 — 10° з. д., характеризующих западный, центральный и

восточный секторы исследуемого района Северной Атлантики. Кроме того, для 60° с. ш. были получены индексы меридиональной циркуляции на участке 10° з. д.—10° в. д.

При вычислении индексов зональной циркуляции подсчитывалось общее число пересечений изогипс с соответствующими меридианами. При этом пересечения с запада на восток (n_3) принимались за положительные, а с востока на запад (n_B) — за отрицательные. Все расчеты месячных значений индексов зональной циркуляции проводились по формулам:

$$J'_3 = \frac{b(n_3 - n_B)}{(\varphi_2 - \varphi_1) i k} \text{ дкм } 1^\circ \text{ мерид.}; \quad (1)$$

$$J_3 = \frac{b(n_3 + n_B)}{(\varphi_2 - \varphi_1) i k} \text{ дкм/} 1^\circ \text{ мерид.}, \quad (2)$$

где n_3 и n_B — число пересечений изогипсами соответствующих меридианов с запада на восток и с востока на запад;

$b = 4$ дкм, величина, через которую проводятся изогипсы на картах 500-мбар поверхности;

$\varphi_2 - \varphi_1$ — разность широт (10°), ограничивающая участки соответствующих меридианов;

Таблица 1

Средние величины индексов зональной циркуляции J'_3 на различных долготах в трех широтных зонах за 1949—1970 гг. по месяцам

| Западн. долгота, град. | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 30 — 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 0,97 | 1,02 | 1,23 | 0,95 | 0,95 | 0,74 | 0,56 | 0,54 | 0,71 | 0,76 | 0,88 | 0,82 |
| 40 | 1,59 | 1,75 | 1,90 | 1,51 | 1,22 | 0,92 | 0,55 | 0,46 | 0,68 | 1,01 | 1,00 | 1,36 |
| 60 | 2,35 | 2,48 | 2,42 | 1,91 | 1,42 | 1,05 | 0,81 | 0,73 | 0,75 | 1,16 | 1,57 | 2,21 |
| 80 | 2,53 | 2,50 | 2,40 | 1,81 | 1,07 | 0,65 | 0,67 | 0,59 | 0,71 | 1,12 | 2,06 | 2,47 |
| 40 — 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 1,50 | 1,49 | 1,21 | 1,25 | 1,29 | 1,28 | 1,17 | 1,53 | 1,52 | 1,54 | 1,48 | 1,79 |
| 40 | 2,20 | 2,04 | 1,82 | 2,00 | 1,72 | 1,85 | 1,48 | 1,79 | 1,94 | 2,18 | 2,02 | 2,18 |
| 60 | 2,72 | 2,50 | 1,95 | 1,98 | 1,82 | 1,80 | 1,75 | 1,90 | 2,03 | 2,17 | 2,30 | 2,65 |
| 50 — 60° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 0 | 1,42 | 1,26 | 1,17 | 1,22 | 0,88 | 1,12 | 1,30 | 1,20 | 1,32 | 1,51 | 1,22 | 1,58 |
| 20 | 1,83 | 1,42 | 1,29 | 1,51 | 1,14 | 1,49 | 1,68 | 1,62 | 1,72 | 1,90 | 1,77 | 2,19 |
| 40 | 1,57 | 1,43 | 1,08 | 1,25 | 1,13 | 1,34 | 1,64 | 1,70 | 1,88 | 2,04 | 2,02 | 2,06 |
| 60 | 1,29 | 1,21 | 0,89 | 0,96 | 1,00 | 1,29 | 1,30 | 1,37 | 1,94 | 1,93 | 1,72 | 1,37 |

i — число меридианов, для которых подсчитываются пересечения (в нашем случае $i=1$, так как вычисления проводились отдельно для каждого участка меридиана);

k — число дней в календарном месяце, для которого подсчитывался соответствующий индекс.

Положительные значения индекса J'_3 наблюдаются при $(n_a - n_b) > 0$ и соответствуют преобладанию западного переноса, отрицательные — при $(n_a - n_b) < 0$ и соответствуют преобладанию восточных переносов.

Индекс J_3 , подсчитанный по формуле (2), характеризует общую интенсивность зонального воздухообмена и поэтому его значения будут всегда положительными.

Полученные ежемесячные значения индексов J'_3 и J_3 по формулам (1) и (2) для указанных участков меридианов за 1949—1970 гг. позволили вычислить их средние многолетние нормы, приведенные в табл. 1 и 2.

Таблица 2

Средние величины индексов зонального воздухообмена J_3 на различных долготах в трех широтных зонах за 1949—1970 гг. по месяцам

| Западн. долгота, град. | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 30 — 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 1,27 | 1,29 | 1,47 | 1,22 | 1,08 | 0,90 | 0,75 | 0,71 | 0,85 | 0,91 | 1,10 | 1,15 |
| 40 | 1,69 | 1,75 | 2,00 | 1,60 | 1,32 | 1,02 | 0,74 | 0,62 | 0,80 | 1,11 | 1,16 | 1,43 |
| 60 | 2,48 | 2,49 | 2,44 | 1,96 | 1,47 | 1,12 | 0,95 | 0,88 | 0,91 | 1,26 | 1,63 | 2,26 |
| 80 | 2,54 | 2,52 | 2,40 | 1,87 | 1,21 | 0,94 | 0,87 | 0,79 | 0,96 | 1,29 | 2,15 | 2,49 |
| 40 — 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 2,31 | 2,12 | 2,02 | 1,98 | 1,88 | 1,76 | 1,64 | 1,75 | 2,02 | 2,22 | 2,18 | |
| 40 | 2,42 | 2,39 | 2,17 | 2,23 | 1,95 | 1,96 | 1,58 | 1,83 | 2,06 | 2,34 | 2,22 | 2,42 |
| 60 | 2,96 | 2,69 | 2,42 | 2,28 | 2,06 | 1,97 | 1,86 | 1,99 | 2,25 | 2,46 | 2,52 | 2,70 |
| 50 — 60° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 0 | 1,83 | 1,72 | 1,60 | 1,62 | 1,44 | 1,52 | 1,60 | 1,51 | 1,61 | 1,82 | 1,72 | 1,94 |
| 20 | 2,22 | 2,06 | 1,92 | 1,96 | 1,76 | 1,88 | 1,94 | 1,88 | 2,14 | 2,27 | 2,20 | 2,55 |
| 40 | 2,26 | 2,16 | 1,91 | 1,94 | 1,71 | 1,87 | 1,85 | 1,92 | 2,18 | 2,38 | 2,38 | 2,53 |
| 60 | 2,08 | 2,04 | 1,74 | 1,70 | 1,75 | 1,73 | 1,59 | 1,67 | 2,12 | 2,23 | 2,14 | 1,96 |

Вычисление месячных значений индексов меридиональной циркуляции проводилось в соответствии с формулами:

$$J'_M = \frac{b(m_{ю} - m_{с})}{(\lambda_2 - \lambda_1) j k} \frac{1}{\cos \varphi} \text{ дкм/1}^\circ \text{ широты;} \quad (3)$$

$$J_m = \frac{b(m_{ю} + m_{с})}{(\lambda_2 - \lambda_1) j k} \frac{1}{\cos \varphi} \text{ дкм/1}^\circ \text{ широты,} \quad (4)$$

где $b = 4$ дкм;

$(\lambda_2 - \lambda_1)$ — разность долгот (20°), ограничивающих участки параллелей, для которых проводились подсчеты числа пересечений изогипсами;

$m_{ю}$ и $m_{с}$ — число пересечений изогипсами соответствующих двадцатиградусных участков параллелей. При этом пересечения с юга на север ($m_{ю}$) принимались за положительные, а с севера на юг ($m_{с}$) — за отрицательные;

k — число дней в календарном месяце, для которого подсчитывался соответствующий индекс меридиональной циркуляции;

j — число участков параллелей, для которых подсчитываются пересечения с изогипсами (в нашем случае $j = 1$, так как вычисления проводились отдельно для каждого участка широт);

$\frac{1}{\cos \varphi}$ — множитель, показывающий отношение длины дуги 1° на экваторе к длине дуги 1° на широте параллели ($30, 40, 50$ и 60° с. ш.).

Положительные значения индекса J'_m наблюдаются при $(m_{ю} - m_{с}) > 0$ и соответствуют преобладанию южных переносов, отрицательные — при $(m_{ю} - m_{с}) < 0$ и соответствуют преобладанию северных переносов. Индекс J_m , подсчитанный по формуле (4), характеризует общую интенсивность меридионального воздухообмена, и его значения всегда положительные.

Полученные таким образом месячные значения индексов J'_m и J_m для участков $30, 40, 50$ и 60° с. ш. позволили вычислить их средние значения за 22 года, которые приведены в табл. 3 и 4.

Анализ средних многолетних значений индексов зональной циркуляции на уровне поверхности 500-мбар с учетом направления переноса (J'_3) для всех календарных месяцев выявил ряд особенностей в годовом ходе интенсивности зональных переносов.

В целом на всех меридианах южной широтной зоны $30-40^\circ$ с. ш. отмечено преобладание западно-восточных переносов с максимумом в месяцы холодного полугодия и минимумом — теплого. Летний минимум интенсивности зональных переносов в широтном поясе $30-40^\circ$ с. ш. наблюдается в августе, причем в западных районах (80 и 60° з. д.) их интенсивность соответствует $0,75$ и $0,85$ дкм/ 1° мерид., а на 40 и 20° з. д. — $0,60$ и $0,70$ дкм/ 1° мерид.

Максимальные западные переносы отмечены в западных районах в январе — феврале на 80 и 60° з. д., где они достигают $2,55$ и $2,45$ дкм/ 1° мерид., соответственно.

Для широтного пояса $40-50^\circ$ с. ш. были обнаружены те же особенности годового хода индекса J'_3 , что и для южной широтной зоны. Однако для всех календарных месяцев здесь отмечено возрастание интенсивности западных переносов по сравнению с южными широ-

Средние величины индексов меридиональной циркуляции J'_M
на различных участках 30, 40, 50 и 60° параллели за 1949—1970 гг. по месяцам

| Участки— з. д., град. | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 30° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,09 | 0,11 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,16 | 0,07 | 0,11 |
| 50—30 | -0,10 | -0,06 | -0,02 | -0,01 | 0,03 | 0,08 | 0,05 | -0,01 | -0,06 | -0,10 | -0,12 | -0,18 |
| 30—10 | -0,19 | -0,12 | -0,04 | -0,19 | -0,13 | -0,07 | -0,01 | -0,02 | -0,11 | -0,08 | -0,13 | -0,21 |
| 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,26 | 0,14 | 0,04 | 0,12 | 0,09 | 0,07 | 0,15 | 0,11 | 0,07 | 0,20 | 0,30 | 0,53 |
| 50—30 | 0,38 | 0,32 | 0,37 | 0,35 | 0,19 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,13 | 0,35 |
| 30—10 | -0,10 | 0,12 | 0,16 | -0,18 | -0,11 | -0,06 | -0,16 | -0,09 | -0,12 | -0,10 | -0,23 | -0,20 |
| 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,49 | 0,55 | 0,21 | 0,15 | 0,12 | -0,05 | 0,28 | 0,22 | 0,15 | 0,16 | 0,62 | 0,73 |
| 50—30 | 1,07 | 1,05 | 0,89 | 0,92 | 0,42 | 0,25 | 0,29 | 0,20 | 0,22 | 0,41 | 0,61 | 0,97 |
| 30—10 | 0,54 | 0,40 | 0,45 | 0,22 | 0,00 | 0,29 | -0,10 | 0,04 | 0,21 | 0,40 | 0,17 | 0,09 |
| 60° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,78 | 0,68 | 0,44 | 0,24 | 0,27 | 0,09 | 0,17 | 0,18 | 0,13 | 0,12 | 0,54 | 0,52 |
| 50—30 | 0,90 | 1,07 | 0,75 | 0,58 | 0,36 | 0,16 | 0,16 | 0,13 | 0,32 | 0,44 | 0,61 | 0,68 |
| 30—10 | 0,77 | 0,55 | 0,70 | 0,44 | 0,29 | 0,26 | 0,07 | 0,17 | 0,54 | 0,92 | 0,37 | 0,11 |
| 10° з. д. — 10° в. д. | 0,04 | -0,35 | -0,16 | 0,03 | 0,14 | 0,37 | 0,29 | 0,45 | 0,46 | 0,57 | 0,19 | 0,15 |

Таблица 4

Средние величины индексов меридионального воздухообмена J_M
на различных участках 30, 40, 50 и 60° параллели за 1949—1970 гг. по месяцам

| Участки — з. д., град. | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 30° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,67 | 0,69 | 0,66 | 0,61 | 0,53 | 0,39 | 0,33 | 0,32 | 0,39 | 0,47 | 0,57 | 0,79 |
| 50—30 | 0,56 | 0,55 | 0,62 | 0,53 | 0,42 | 0,32 | 0,28 | 0,25 | 0,27 | 0,38 | 0,46 | 0,50 |
| 30—10 | 0,73 | 0,62 | 0,68 | 0,68 | 0,57 | 0,50 | 0,41 | 0,35 | 0,44 | 0,53 | 0,64 | 0,72 |
| 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 1,31 | 1,30 | 1,30 | 1,25 | 1,06 | 0,93 | 0,67 | 0,71 | 0,77 | 1,02 | 1,25 | 1,38 |
| 50—30 | 1,20 | 1,16 | 1,23 | 1,09 | 0,98 | 0,79 | 0,57 | 0,59 | 0,70 | 0,87 | 1,02 | 1,09 |
| 30—10 | 1,12 | 1,12 | 1,13 | 1,04 | 1,00 | 0,82 | 0,68 | 0,68 | 0,84 | 0,94 | 1,12 | 1,16 |
| 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 1,65 | 1,66 | 1,57 | 1,57 | 1,57 | 1,28 | 1,19 | 1,18 | 1,41 | 1,60 | 1,73 | 1,67 |
| 50—30 | 1,73 | 1,79 | 1,66 | 1,68 | 1,50 | 1,22 | 1,10 | 1,14 | 1,36 | 1,57 | 1,66 | 1,70 |
| 30—10 | 1,57 | 1,51 | 1,42 | 1,36 | 1,37 | 1,17 | 1,04 | 1,16 | 1,28 | 1,50 | 1,53 | 1,52 |
| 60° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 1,68 | 1,69 | 1,61 | 1,59 | 1,51 | 1,33 | 1,26 | 1,21 | 1,38 | 1,45 | 1,62 | 1,57 |
| 50—30 | 1,95 | 1,88 | 1,77 | 1,71 | 1,56 | 1,47 | 1,38 | 1,33 | 1,51 | 1,62 | 1,65 | 1,68 |
| 30—10 | 1,89 | 1,82 | 1,70 | 1,62 | 1,64 | 1,46 | 1,35 | 1,32 | 1,66 | 1,76 | 1,58 | 1,79 |
| 10° з. д.— | | | | | | | | | | | | |
| 10° в. д. | 1,54 | 1,68 | 1,56 | 1,60 | 1,43 | 1,33 | 1,30 | 1,24 | 1,51 | 1,59 | 1,59 | 1,60 |

тами. При этом в обоих широтных поясах 30—40 и 40—50° с. ш. их интенсивность для всех месяцев была большая в западных районах (80 и 60° з. д.) по сравнению с центральными (40° з. д.) и восточными (20° з. д.) районами Атлантики, что объясняется особенностями высотного термобарического поля и наличием больших контрастов температуры в западной части океана на побережье Америки по сравнению с восточными районами.

В широтном поясе 50—60° с. ш. наблюдаются примерно те же особенности годового хода J'_3 , что и для более низких широт. Однако в северном широтном поясе, ввиду большой изменчивости циркуляционных процессов, годовой ход преобладающих западных переносов выражен менее ярко. При этом их минимум наблюдается в июле, а максимум — в декабре в восточном и центральном районах.

Максимальные значения индекса J'_3 были обнаружены в широтных зонах 40—50 и 50—60° с. ш. в восточной части Северной Атлан-

тики на 20° з. д., где они достигали 3,61—3,73 дкм/1° мерид. Наибольшая изменчивость индекса J'_3 наблюдалась в центральном и восточном секторах в тех же широтных зонах.

Экстремальные восточные переносы встречались у побережья Европы в широтном поясе 40—50° с. ш. (—0,46 дкм/1° мерид.).

Для суммарного индекса J_3 были выявлены те же самые особенности годового хода интенсивности зональных переносов, что и для индекса J'_3 . Для трех широтных зон на всех долготах характерно увеличение интенсивности зональных переносов в зимние месяцы и их ослабление — в месяцы теплого полугодия. Наиболее ярко выражен годовой ход интенсивности для зоны 30—40° с. ш., в которой максимум интенсивности суммарных зональных переносов отмечен в западных районах на меридианах 80 и 60° з. д., где он достигал 2,55 и 2,50, соответственно. Летом интенсивность зональных переносов существенно уменьшается, и средние значения J_3 на долготах 80 и 60° не превышают 0,80—0,90 дкм/1° мерид.

В широтных поясах 40—50 и 50—60° с. ш. интенсивность суммарных зональных переносов возрастает на всех долготах по сравнению с широтным поясом 30—40° с. ш. Особенно это справедливо для месяцев теплого полугодия. В связи с этим годовой ход выражен слабее в более высоких широтах. Однако и здесь обнаруживается максимум интенсивности суммарных зональных переносов в зимние месяцы и их минимум — в летние.

Таблица 5

Средние многолетние значения индекса устойчивости i_3 на различных участках между 30—40 и 40—50° с. ш. по месяцам

| Участки з. д., град. | Средние многолетние значения индекса устойчивости i_3 на различных участках между 30—40 и 40—50° с. ш. по месяцам | | | | | | | | | | | |
|----------------------|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
| 30 — 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 0,76 | 0,79 | 0,84 | 0,78 | 0,88 | 0,82 | 0,75 | 0,76 | 0,84 | 0,84 | 0,80 | 0,71 |
| 40 | 0,94 | 1,00 | 0,95 | 0,94 | 0,92 | 0,90 | 0,74 | 0,74 | 0,85 | 0,92 | 0,86 | 0,95 |
| 60 | 0,95 | 1,00 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 0,94 | 0,85 | 0,83 | 0,82 | 0,92 | 0,96 | 0,98 |
| 80 | 1,00 | 0,99 | 1,00 | 0,97 | 0,89 | 0,69 | 0,77 | 0,75 | 0,74 | 0,87 | 0,96 | 0,99 |
| 40 — 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 0,83 | 0,81 | 0,69 | 0,75 | 0,79 | 0,82 | 0,82 | 0,91 | 0,86 | 0,88 | 0,78 | 0,78 |
| 40 | 0,91 | 0,91 | 0,84 | 0,90 | 0,88 | 0,95 | 0,94 | 0,98 | 0,94 | 0,93 | 0,91 | 0,90 |
| 60 | 0,92 | 0,93 | 0,81 | 0,87 | 0,88 | 0,91 | 0,94 | 0,96 | 0,91 | 0,88 | 0,91 | 0,98 |

Об устойчивости зональных переносов можно судить путем вычисления индекса $i_3 = \frac{J'_3}{J_3}$.

В табл. 5 в качестве примера приведены значения I_3 на различных долготах для двух широтных поясов. Легко заметить, что на долготах 80, 60 и 40° с. ш. отношение $I_3 = \frac{J'_3}{J_3}$, являющееся мерой изменчивости зональных переносов, принимает значения, близкие к единице, что указывает на большую устойчивость западных переносов в западных и центральных районах по сравнению с восточными.

Сравнение средних многолетних значений J'_3 с особенностями зональных переносов за отдельные годы привело к выводу о наличии больших аномалий в интенсивности зональных переносов, которые особенно ярко проявляются в восточной и частично в центральной частях Атлантики в месяцы холодного полугодия. Примером подобного рода аномалий индекса J'_3 являются 1949 и 1966 гг.

Согласно данным А. Л. Каца [3], связь зональных переносов далеко неоднозначна как для различных широт, так и для различных высот. Поэтому нами была проведена сравнительная характеристика интенсивности зональных переносов на уровне поверхности 500-мбар и на уровне моря. С этой целью за период 1949—1970 гг. на основе месячных данных J'_3 были вычислены средние значения зональных переносов на уровне моря, которые сопоставлялись с аналогичными характеристиками годового хода J'_3 на высотах поверхности 500-мбар.

Такое сопоставление особенностей годового хода индекса J'_3 показало, что на вышележащем уровне годовой ход интенсивности зональных переносов выражен более ярко. Причем на уровне поверхности 500-мбар во все сезоны года доминирующим является западно-восточный перенос. В отличие от этого на уровне моря в отдельные месяцы в широтном поясе 30—40° с. ш. отмечалось преобладание восточных переносов. Так, на 80° з. д. с сентября по ноябрь, а на 20° з. д. с июня по сентябрь определяющими были восточные переносы. В более высоких широтах (40—50 и 50—60° с. ш.) для центральных и западных районов на уровне 500-мбар обнаружена тенденция к обратному годовому ходу зональных переносов по сравнению с уровнем моря, где максимум J'_3 наблюдается летом, а минимум — зимой.

Сравнение изменчивости зональных переносов вдоль широтных поясов на различных долготах для двух уровней обнаружило существенные различия в их интенсивности при движении воздуха с запада на восток. На уровне поверхности 500-мбар максимум зональных переносов как зимой, так и летом наблюдается в западном районе, а их минимум — в восточном. На уровне моря минимум зональных переносов отмечается у берегов Америки и Европы, а максимум — в центральных районах Атлантики.

Сопоставление аномалий индексов зональных переносов (J'_3), вычисленных для поверхности 500-мбар и уровня моря за отдель-

ные годы соответствующих календарных месяцев, обнаружило достаточно тесную связь знака аномалий на ниже- и вышележащем уровнях, причем для отдельных календарных месяцев обеспеченность подобных связей достигала 90—100% и была, как правило, не ниже 70%. Значимые связи между знаком аномалий индекса J_3 на двух уровнях открывают перспективу восстановления особенностей интенсивности зональных переносов на уровне поверхности 500-мбар по данным индексов J_3 на уровне моря за прошлые годы, когда карты барической топографии не составлялись.

Оценка меридиональных переносов с помощью индекса J'_m , полученных по средним данным (см. табл. 3) за период 1949—1970 гг., привела к выводу о существенных различиях как в особенностях годового хода, так в интенсивности меридиональных переносов на 30, 40, 50 и 60° с. ш.

Наиболее слабо выражен годовой ход J'_m в субтропических районах Атлантики на 30° с. ш. Здесь в восточном и центральном районах была выявлена тенденция к преобладанию северных переносов, а в западном районе — южных с их максимумом в теплую половину года.

На 40° с. ш. интенсивность межширотного обмена возрастает по сравнению с 30° с. ш.; и в западном (70—50° з. д.) и в центральном (50—30° з. д.) районах можно проследить проявления годового хода с максимумом южных переносов в месяцы холодного полугодия и их ослаблением в месяцы теплого. Однако в восточной части Атлантики (30—10° з. д.), где во всех месяцах (за исключением февраля-марта) преобладают северные переносы, выявить характерные черты годового хода индекса J'_m не удалось.

Годовой ход меридиональных переносов, выраженный индексом J'_m , наиболее ярко проявляется на 50 и 60° с. ш. в центральном районе (50—30° з. д.) Атлантики с максимумом южных переносов в месяцы холодного полугодия и их значительным ослаблением в теплое полугодие. В западном районе (70—50° з. д.) на 50 и 60° с. ш. годовой ход J'_m аналогичен ему для центральных районов, однако средняя интенсивность преобладающих южных переносов по сравнению с переносами в центральных районах ослабевает в два раза. В восточной части Атлантики на участке 30—10° з. д. в целом обнаруживается для большинства месяцев холодного полугодия тенденция к преобладанию южных переносов и их ослаблению в месяцы теплого полугодия. Таким образом, наибольшее значение в межширотном обмене имеют меридиональные переносы на 50 и 60° с. ш. и наименьшее — на 30° с. ш.

Самые интенсивные северные переносы для всех широт наблюдались в восточном секторе Атлантики, а южные — в западном и центральном районах. Наибольшая изменчивость меридиональных переносов наблюдалась у побережья Европы на 50 и 60° с. ш., наименьшая — в западной части Атлантики на широте 30°. Максималь-

ная интенсивность северных переносов ($-1,40$ дкм/ 1° экв.) наблюдалась в восточном секторе Атлантики на 50° с. ш., а южных ($2,28$ дкм/ 1° экв.) — на центральном участке той же широты. Эти данные подтверждают заключение о том, что на всех широтах интенсивность зональных переносов превосходит интенсивность меридиональных.

Оценка суммарных меридиональных переносов (J_m), данные которой приведены в табл. 4, позволила сделать вывод о тождественности годового хода для всех участков широт $30, 40, 50$ и 60° с. ш. При этом отчетливо прослеживается максимум меридиональных переносов в месяцы холодного полугодия и их ослабление в месяцы теплого. Однако на 50 и 60° с. ш. интенсивность суммарных меридиональных переносов, определяемых с помощью индекса J_m , на всех участках в три раза превышает интенсивность меридиональных переносов в низких широтах ($30-40^\circ$ с. ш.), причем в восточной части Атлантики она ослабевает по сравнению с центральными и западными районами. Последнее обстоятельство связано с наличием больших контрастов температуры в средней тропосфере у берегов Америки по сравнению с побережьем Европы.

Максимумы суммарных меридиональных переносов возрастают с юга на север, и их максимальная интенсивность была отмечена на центральном участке 50° с. ш. ($2,42$ дкм/ 1° экв.), а минимальная ($0,11$ дкм/ 1° экв.) — в центральной части Атлантики на 30° с. ш.

Степень устойчивости меридиональных переносов для соответствующих участков широт определялась по средним многолетним

данным путем вычисления величин $i_m = \frac{J'_m}{J_m}$.

Значения индекса устойчивости ($i_m = \frac{J'_m}{J_m}$) приведены в табл. 6.

Как видно из этой таблицы, изменчивость меридиональных переносов по сравнению с изменчивостью зональных очень велика. Особенно она велика на 30° с. ш. Устойчивость меридиональных переносов возрастает с юга на север и наибольших значений достигает в месяцы холодного полугодия в центральных районах.

Сравнение интенсивности меридиональных переносов за отдельные годы с их средними многолетними характеристиками обнаружило значительные аномалии, которые на отдельных участках сохранялись в течение ряда месяцев. Так, к числу лет с повышенным меридиональным обменом следует отнести 1955, 1962, 1968 гг., а с ослабленным — 1949, 1967 и 1969 гг. Поскольку изменчивость меридиональных переносов очень велика, то было решено за аномальные месяцы принимать случаи, когда аномалии этих переносов превышали 20% амплитуд J'_m .

Сопоставление меридиональных переносов на двух уровнях для $30, 40, 50$ и 60° с. ш. привело к выводу о существовании определенных различий в их характере, которые увеличиваются по мере движения с юга на север. Почти на всех участках рассматриваемых

Таблица 6

Характер устойчивости меридиональных переносов i_M
на различных участках 30, 40 и 50° параллели по месяцам

| Участки— з. д., град. | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 30° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,61 | 0,00 | 0,01 | 0,10 | -0,17 | 0,28 | 0,21 | 0,28 | 0,18 | 0,34 | 0,12 | 0,14 |
| 50—30 | 0,00 | -0,07 | 0,03 | 0,02 | -0,05 | -0,16 | 0,00 | -0,08 | -0,04 | -0,03 | -0,04 | -0,02 |
| 30—10 | -0,26 | -0,19 | -0,06 | -0,28 | -0,23 | -0,14 | 0,02 | -0,06 | -0,25 | -0,15 | -0,20 | -0,29 |
| 40° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,20 | 0,11 | 0,03 | 0,10 | 0,00 | 0,08 | 0,22 | 0,25 | 0,10 | 0,20 | 0,24 | 0,38 |
| 50—30 | 0,32 | 0,28 | 0,29 | 0,33 | 0,19 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,00 | 0,13 | 0,32 |
| 30—10 | -0,09 | -0,12 | 0,14 | -0,17 | -0,11 | -0,07 | -0,24 | -0,13 | -0,14 | -0,11 | -0,21 | -0,17 |
| 50° с. ш. | | | | | | | | | | | | |
| 70—50 | 0,30 | 0,33 | 0,13 | 0,10 | 0,08 | -0,04 | 0,24 | 0,19 | 0,11 | 0,10 | 0,36 | 0,44 |
| 50—30 | 0,62 | 0,59 | 0,54 | 0,55 | 0,28 | 0,21 | 0,26 | 0,18 | 0,16 | 0,26 | 0,37 | 0,57 |
| 30—10 | 0,35 | 0,27 | 0,32 | 0,16 | 0,00 | 0,25 | -0,10 | 0,03 | 0,16 | 0,27 | 0,11 | 0,06 |

широт на уровне поверхности 500-мбар обнаруживается обратный годовой ход J_m по сравнению с уровнем моря. При этом наибольшие различия в характере меридиональных переносов наблюдаются в западных районах для 50 и 60° с. ш.

Сопоставление аномалий меридиональных переносов на уровне моря и поверхности 500-мбар обнаружило определенную связь между знаком аномалий индексов J_m двух сравниваемых уровней. Для центральной части Северной Атлантики обеспеченность этой связи достигала 90%. Однако в западных и восточных районах обеспеченность связи знака аномалий меридиональных переносов не превышала 60—70%.

Таким образом, количественная оценка зональных переносов на уровне 500-мбар для 30—60° с. ш. Северной Атлантики дала возможность выявить ряд закономерностей в интенсивности воздушных переносов средней тропосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Некоторые особенности воздушных переносов на уровне моря в Северной Атлантике по данным ежедневных карт погоды за 60 лет. Тр. ЛГМИ, 1975, вып. 53, с. 21—81.
2. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Особенности интенсивности воздушных переносов над Северной Атлантикой в меридиональную эпоху циркуляции. Тр. ЛГМИ, 1976, вып. 58, с. 3—62.
3. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1960, 270 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВЕТРОВОГО И ТЕРМОХАЛИННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

В формировании трехмерной суммарной циркуляции в океане, состоящей из горизонтальных и вертикальных движений, принимают участие и ветровые, и термохалинные течения. Авторами [5, 6] была подробно исследована структура горизонтальных течений ветрового и термохалинного происхождения, получены оценки их относительной роли в общей циркуляции океана.

Вертикальные движения были рассмотрены лишь в самых общих чертах. Вместе с тем результаты, полученные авторами для трехмерной суммарной циркуляции в Северной Атлантике, требуют специального анализа этих движений.

Такой анализ тем более необходим, что вертикальные движения, несмотря на малые абсолютные значения (10^{-3} — 10^{-4} см·с⁻¹), играют важную роль в различных процессах, происходящих в океане. Особенно велика их роль в обеспечении питательными солями (фосфатами, нитратами) верхнего эфотического слоя и создании там условий, благоприятных для высокой биологической продуктивности. В настоящее время установлены достаточно четкие зависимости между концентрациями первичной продукции (фитопланктон, макрофиты) и интенсивностью процесса подъема глубинных вод.

В данной работе приводится распределение вертикальных движений ветрового и термохалинного происхождения на разных уровнях в Северной Атлантике. Ветровые вертикальные движения получены для трех подтипов атмосферных процессов: W_5 (декабрь 1957 г.), E_5 (апрель 1958 г.), E_4 (август 1958 г.). Термохалинные вертикальные движения определены для трех сезонов среднего года (зимы, весны и лета).

Скорости вертикальных движений получены на основании линейной модели бароклинного слоя П. С. Линейкина, в которой уравнение турбулентной диффузии плотности учитывает только вертикальный турбулентный обмен. Эта модель была дополнена не-

которыми новыми положениями. Так, были предложены приближенный метод расчета градиентного течения в поверхностном слое [4] и новый вид граничного условия для основного дифференциального уравнения при расчете термохалинных течений [5]. Особенностью использованной в работе теоретической модели является возможность выполнения расчетов ветровой и термохалинной циркуляций по одной и той же схеме, что обеспечивает сравнимость их результатов.

Расчет вертикальной составляющей скорости ветровых и термохалинных течений производился на основе использования уравнения неразрывности:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{R \cos \Theta} \left[\frac{\partial}{\partial \Theta} (\sin \Theta \cdot u) + \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right],$$

где u, v — найденные ранее значения горизонтальных составляющих скорости течения (остальные обозначения общеизвестны); используется сферическая система координат.

Если учесть малость значений отклонения уровенной поверхности океана от невозмущенного положения по сравнению с толщиной поверхностного слоя и глубиной нулевой изобарической поверхности, то выражение для вертикальной составляющей скорости течения на каждом горизонте z может быть записано:

$$w_z = -\frac{1}{R \cos \Theta} \left[\int_0^z \frac{\partial}{\partial \Theta} (\sin \Theta \cdot u) dz + \int_0^z \frac{\partial v}{\partial \lambda} dz \right].$$

Это выражение записывается отдельно для поверхностного и для глубинного слоев. В него могут быть включены значения как ветровой и термохалинной составляющих горизонтальной скорости течения, так и суммарных течений.

Расчетные значения скорости вертикальных движений аналогично скорости горизонтальных течений, полученных ранее, следует рассматривать как крупномасштабные, поскольку шаг сеточной области был взят равным 5° .

Расчетные схемы вертикальных движений ветрового происхождения показывают довольно сложное их распределение (рис. 1). Это особенно заметно в верхнем слое океана, например на глубине 100 м. При подтипе W_5 области нисходящих и восходящих движений по площади примерно одинаковы. При подтипе E_5 преобладают нисходящие, а подтипе E_4 — восходящие движения. Скорости вертикальных движений в среднем равны $(1 \div 5) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. С глубиной величина вертикальной скорости увеличивается, а расположение зон подъемов и опусканий вод упорядочивается. В глубинном слое, например на 2000 м, при всех трех подтипах преобладают восходящие движения со скоростями $(20 \div 40) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ при подтипе W_5 и $(10 \div 20) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ при подтипах E_5 и E_4 ; наибольших значений скорости достигают $(100 \div 120) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

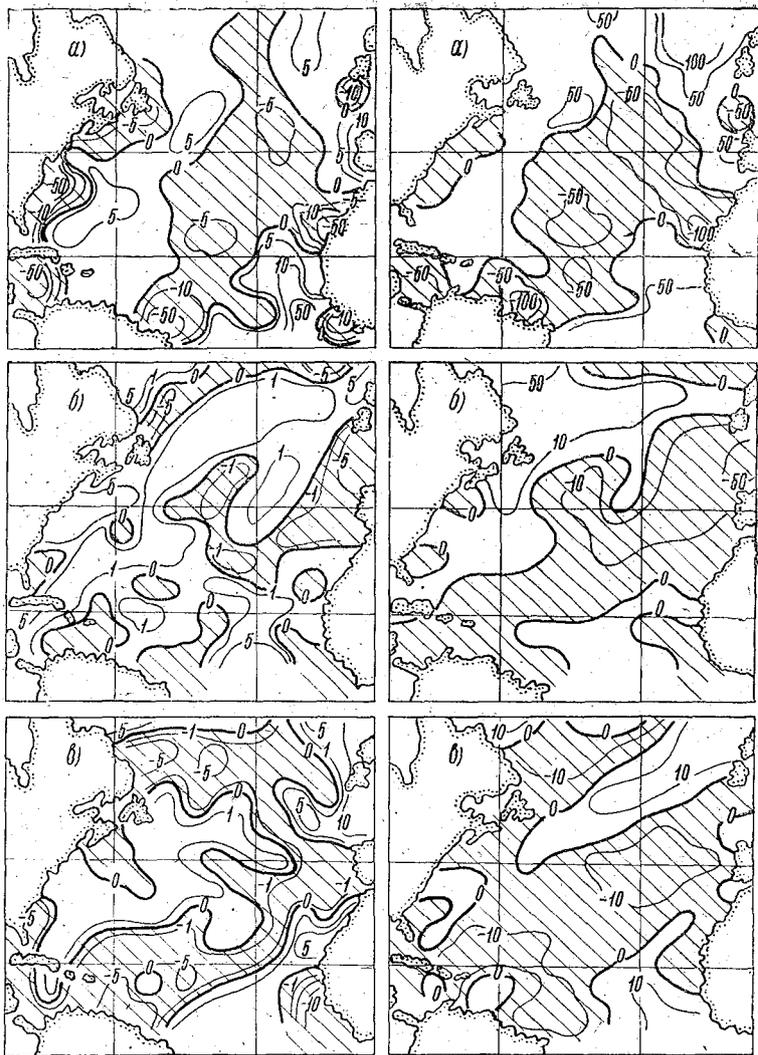


Рис. 1. Расчетные схемы вертикальных движений (в $10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$) ветрового происхождения на глубине 100 м (слева) и 2000 м (справа) для трех подтипов макросиноптических процессов:
a— W_3 (декабрь 1957 г.); *б*— E_3 (апрель 1958 г.); *в*— E_1 (август 1958 г.).
 Области подъема вод заштрихованы.

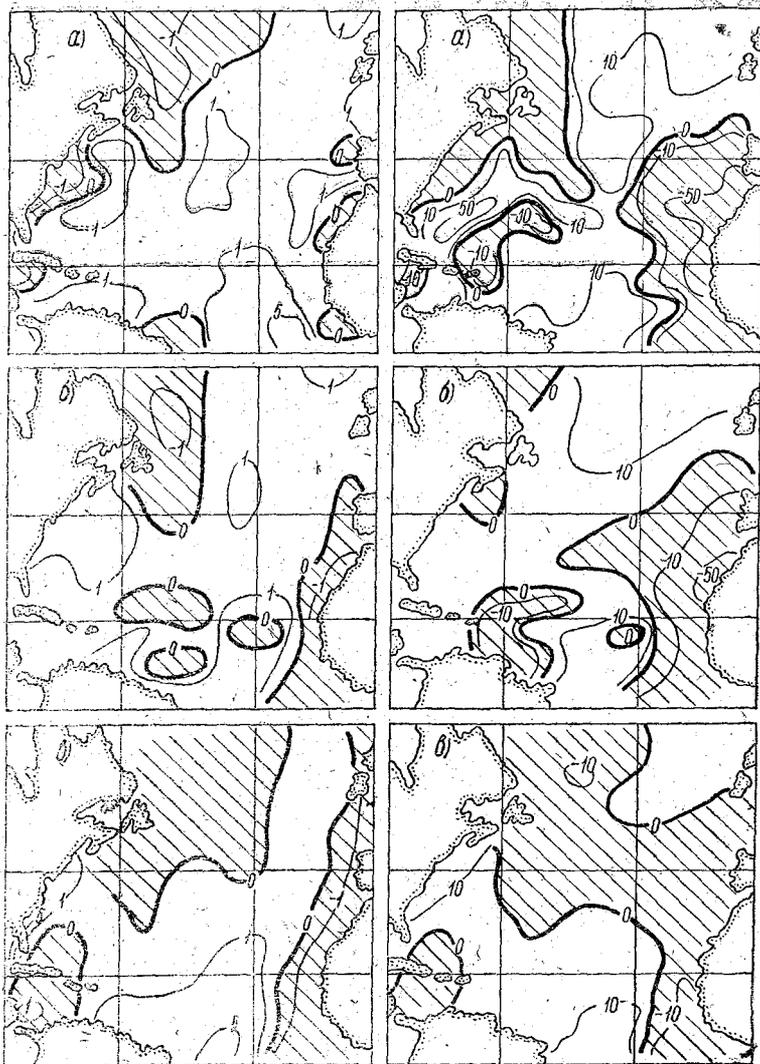


Рис. 2. Расчетные схемы вертикальных движений (в 10^{-4} см·с $^{-1}$) термохалинного происхождения на глубине 100 м (слева) и 2000 м (справа) для различных сезонов среднего года:

а — зима; *б* — весна; *в* — лето.

Области подъема вод заштрихованы.

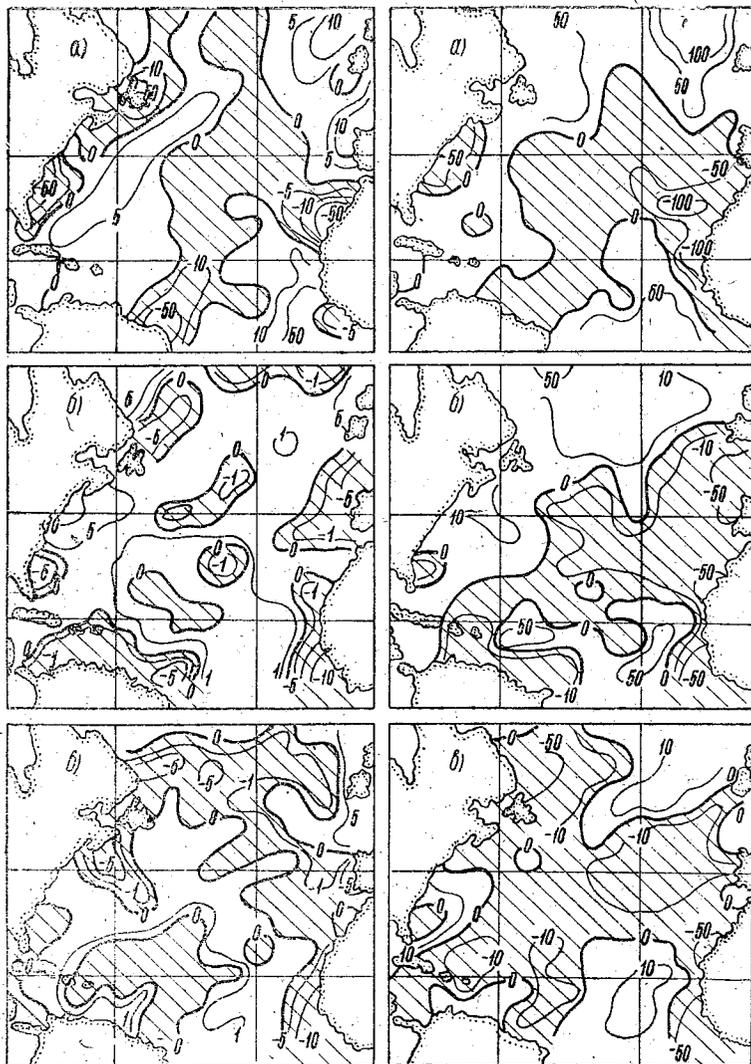


Рис. 3. Расчетные схемы суммарных вертикальных движений (в 10^{-4} см·с $^{-1}$) на глубине 100 м (слева) и 2000 м (справа) для трех подтипов:

a – зимнего W_5 ; *b* – весеннего E_5 ; *в* – летнего E_1 .
Области подьема вод заштрихованы.

Ветровые вертикальные движения подвержены изменчивости, которая обусловлена изменениями макросиноптических процессов в атмосфере и является одним из следствий крупномасштабного динамического взаимодействия атмосферы и океана.

Вертикальные движения термохалинного происхождения, в отличие от ветровых, обнаруживают более простое распределение (рис. 2). В верхнем слое Северной Атлантики преобладают нисходящие движения, занимающие центральные районы океана. Подъем вод сосредоточен вдоль его восточных и западных границ. Наиболее обширная область подъема вод расположена между Гренландией и Ньюфаундлендом.

Абсолютные значения скоростей вертикальных движений намного меньше ветровых и составляют в среднем $(0,5 \div 1,0) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Максимальные значения восходящих движений для всех сезонов сосредоточены у северо-западного побережья Африки.

В глубинных слоях (например, на горизонте 2000 м) скорость вертикальных движений увеличивается почти на порядок, достигая значений $(5 \div 10) \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. При этом увеличиваются размеры зоны подъема вод, расположенной вдоль северо-западного побережья Африки; в результате в глубинных слоях преобладают восходящие движения.

Особенности вертикальных движений термохалинного происхождения, проявляющиеся в размерах зон подъема и опускания вод, а также в интенсивности движений, полностью обусловлены сезонными вариациями процессов тепло- и влагообмена с атмосферой.

Расчетные схемы суммарных вертикальных движений (рис. 3) в основном повторяют черты вертикальной циркуляции ветрового происхождения. В верхнем слое океана ветровые вертикальные движения являются преобладающими и их вклад в формирование суммарной вертикальной циркуляции составляет в среднем 80—90%. Вклад же вертикальных движений термохалинного происхождения составляет в среднем 10—20%. Они в основном играют роль крупномасштабного фона, на котором развиваются более изменчивые и интенсивные ветровые движения.

С глубиной соотношения ветрового и термохалинного вкладов несколько меняется: по-прежнему преобладает ветровой вклад; роль термохалинных факторов в некоторых районах океана увеличивается до 30—40%. В глубинном слое суммарная вертикальная циркуляция аналогично ветровой характеризуется преобладанием восходящих движений.

Малость порядка скорости вертикальных движений почти исключает инструментальные измерения. Поэтому о реальности расчетных схем вертикальной циркуляции можно судить лишь по косвенным признакам подъема или опускания вод. Хорошим индикатором этих признаков является распределение фосфатов и минимума кислорода. Фосфаты не имеют сколько-нибудь значительных собственных источников в эфотическом слое океана. Пополнение их здесь происходит за счет процессов вертикального обмена с

глубинами (турбулентной диффузии, вертикальной циркуляции и конвективного перемешивания). Вне полярных и субполярных областей океана с развитой зимней циркуляцией основную роль в снабжении фосфатами верхнего слоя играют восходящие движения. Об эффекте подъема вод можно судить по увеличению содержания

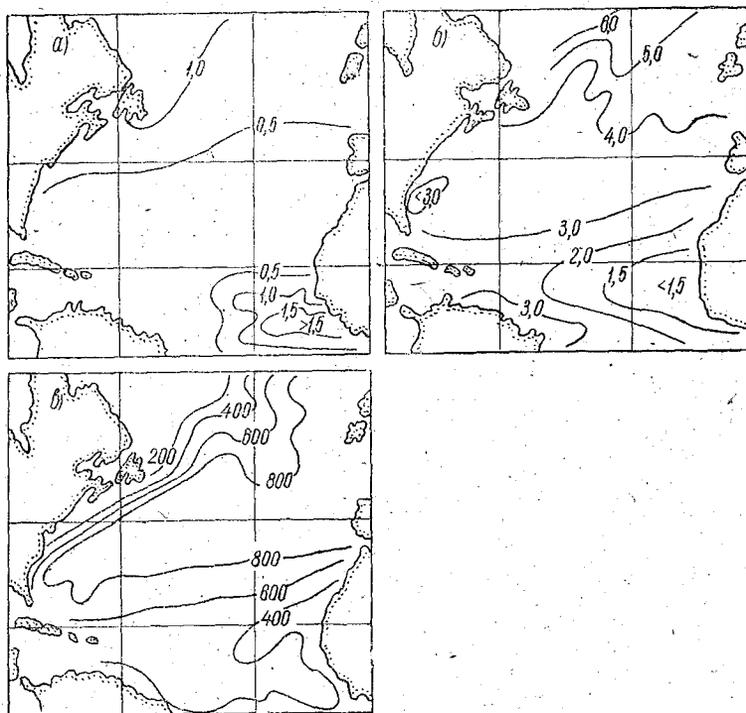


Рис. 4. Распределение гидрохимических характеристик:
 а — фосфатов (в мг-ат·л⁻¹) на глубине 100 м, по Б. В. Волостных [2]; б — минимальных концентраций кислорода (в мл·л⁻¹), по В. А. Бубнову [1]; в — глубины (м) залегания минимума кислорода, по В. А. Бубнову [1].

этого элемента в верхнем слое океана. Согласно Б. В. Волостных [2], распределение фосфатов на глубине 100 м (рис. 4, а) характеризуется резким увеличением их содержания (1,0—1,5 мг-ат·л⁻¹) у побережья Северо-Западной Африки и в северо-западной части океана (между Ньюфаундлендом и Гренландией). Именно в этих районах океана все расчетные схемы суммарных вертикальных движений обнаруживают подъем вод. В его центральной части содержание фосфатов невелико (0,5 мг-ат·л⁻¹ и менее). На всех расчетных схемах здесь преобладают нисходящие движения.

Особенности распределения кислородного минимума, полученные В. А. Бубновым [1], также находятся в соответствии с расположением зон подъема и опускания вод. В областях подъема вод, где обилие органической жизни способствует интенсивному биохимиче-

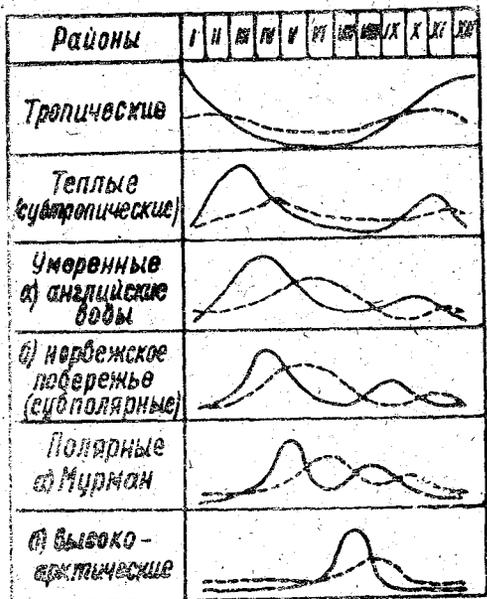


Рис. 5. Сезонный ход развития планктона на разных широтах, по В. Г. Богорову [3]:

— фотопланктон;
- - - зоопланктон.

скому потреблению кислорода, отмечается сильное обеднение кислородом. Оно наблюдается прежде всего у северо-западного побережья Африки ($1,0-1,5 \text{ м} \cdot \text{л}^{-1}$) на глубине 300—400 м (рис. 4, б, в). В областях опускания вод вследствие обогащения кислородом из верхнего слоя значения минимальных концентраций более высоки, а сам слой кислородного минимума располагается намного глубже.

Для развития фитопланктона, а также зоопланктона, являющегося кормом для целого ряда промысловых рыб, большое значение имеет биогенная подготовленность ко времени наступления биологической вспышки. Поэтому для практических целей наибольший интерес представляют области океана, где наблюдается устойчивый подъем глубинных вод, обеспечивающий накопление питательных солей к моментам биологической вспышки фито- и зоопланктона. Как показал В. Г. Богоров, в тропическом районе океана ($5-20^\circ \text{ с. ш.}$) усиленное развитие фитопланктона наблюдается зимой, а биологический минимум приходится на летние месяцы (рис. 5). В субтропическом ($25-40^\circ \text{ с. ш.}$), умеренном ($40-55^\circ \text{ с. ш.}$) и субполярном ($55-67^\circ \text{ с. ш.}$) районах океана сезонный ход развития фито- и зоопланктона характеризуется двумя максимумами: весенне-летним и осенним, причем осенний биологический максимум меньше весенне-летнего. Зимой фотосинтез прекращается полностью.

Учитывая продолжительность и повторяемость указанных типов биологического развития, на основании карт суммарных вертикальных движений можно выделить следующие океанические районы, которые благоприятны в определенные периоды для интенсивного развития фито- и зоопланктона, а следовательно, и для создания промысловых скоплений рыб.

В тропической области океана наиболее подготовленными к зимней биологической вспышке оказываются два района: к северо-западу от побережья Южной Америки и вдоль побережья Приэкваториальной Африки. В субтропической области высокое содержание питательных солей к моментам весенней (март) и осенней (ноябрь) биологических вспышек будет наблюдаться в трех районах: около Флориды; вдоль побережья Северо-Западной Африки; два пятна в центральной части субтропической области (25—40° с. ш., 30—60° з. д.). В умеренной области океана наиболее благоприятные условия к моментам весенней (апрель) и осенней (сентябрь) биологических вспышек окажутся в двух районах: около Ньюфаундленда и к западу от Пиренейского п-ва. В субполярной области наиболее подготовленными к моменту весенней (апрель) биологической вспышки оказываются также два района: к юго-западу от о. Исландия и от м. Фаруэлл (Гренландия).

Приведенные данные подтверждают известный факт, что биологические сезоны связаны с изменениями крупномасштабных гидрологических процессов. Последние же находятся в тесной зависимости от макросиноптических процессов в атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов В. А. Закономерности распределения минимальных концентраций кислорода в Атлантическом океане. «Океанология», 1966, т. 6, вып. 2, с. 240—250.
2. Волостных Б. В., Рамбаев В. Ф., Лебедева Л. Н. Гидрохимическая изученность вод Атлантического океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1967, т. 83, с. 51—62.
3. Зенкевич Л. А. Моря СССР и их фауна и флора. М., Учпедгиз, 1951, с. 506.
4. Тюряков Б. И. Опыт расчета трехмерной циркуляции в Северной Атлантике. Тр. ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 45—70.
5. Тюряков Б. И., Кузнецова Л. Н. Об изменчивости ветровых и термохалинных течений в Северной Атлантике в связи с изменениями макросиноптических процессов. «Океанология», 1970, т. 10, вып. 5, с. 757—769.
6. Tjuriakov B. I., Kuznetsova L. N. 1972. Wind and thermohaline currents and their variability as related to variations of macrosynoptic processes. XV General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics, 30 July — 14 August 1971. Abstr. pap. IAPSO, pp. 125—129. Proces — verbaux, № 12. San Diego, California.

Л. И. БОРИС, К. А. СЕДЫХ

ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННИХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

До последнего времени не имеется четкого представления о причинах встречающихся на шельфе сильных подъемов (и опусканий) вод. Предполагается, что одной из них может быть влияние приливных течений, которые в этом районе значительно выражены [1—2]. Целью данной статьи и является наиболее подробный анализ приливных течений с использованием современных наблюдений. Для такого анализа привлекались материалы наблюдений экспедиций АтлантНИРО на э/с «Олекма», выполненных в 1968—1970 гг. Всего было рассмотрено 10 многосуточных гидрологических станций, причем две из них (ст. 102 и 11) имеют наибольшую продолжительность наблюдений — до 25 сут. Исследуемые станции расположены в двух районах шельфа: у м. Кап-Блан и м. Зеленый. Большинство из них находится у м. Зеленый, только ст. 102 и 14 выполнены у м. Кап-Блан. В указанных экспедициях собранные ими материалы относятся к различным временным интервалам. Однако почти все месяцы года оказались охвачены наблюдениями.

Стремление наиболее полно исследовать приливные внутренние волны привело к использованию в настоящей работе следующего комплекса расчетов: сначала наблюдения подвергались гармоническому анализу, затем они были дополнены теоретическим расчетом параметров внутренних волн, и, наконец, был выполнен их спектральный анализ.

Гармонический анализ наблюдений проводился по методу Франко, теоретический расчет параметров внутренних волн — по методу Фиельдстада, к спектральному анализу привлекался метод Блекмана и Тьюки.

Результаты гармонического анализа наблюдений над течениями
(по методу Франко)

| Номер станции | Период наблюдений | Горизонт, м | Среднее движение | | Полусуточные течения | | | | | |
|----------------|-------------------|--------------|------------------------------|--------------------|------------------------------|---------|--------------------|----------------------------|---|---|
| | | | скорость, см·с ⁻¹ | направление, град. | скорость, см·с ⁻¹ | фаза, ч | направление, град. | коэффициент сжатия эллипса | направление обхода вектора течения эллипса* | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | |
| 14 | 21—28/VIII 1968 | 20 | 9 | 180 | 17 | 0 | 70 | 0,1 | + | |
| | | 50 | 9 | 142 | 21 | 0 | 48 | 0,3 | + | |
| | | 100 | 5 | 77 | 19 | 0,5 | 34 | 0,3 | + | |
| | | 150 | 6 | 15 | 8 | 1 | 44 | 0,4 | + | |
| 102 | 9—15/VI 1969 | 20 | 62 | 57 | 72 | 11 | 308 | 0,7 | — | |
| | | 50 | 4 | 270 | 48 | 1 | 299 | 0 | — | |
| | | 100 | 25 | 44 | 19 | 11 | 339 | 0,3 | — | |
| | 16—22/VI 1969 | 20 | 97 | 182 | 71 | 0,6 | 335 | 0,1 | — | |
| | | 50 | 32 | 220 | 24 | 1 | 325 | 0,2 | + | |
| | | 100 | 14 | 124 | 13 | 1,2 | 314 | 0,8 | — | |
| | 25/VI—1/VII 1969 | 20 | 85 | 32 | 75 | 4 | 7 | 0,2 | — | |
| | | 50 | 10 | 314 | 9 | 2 | 12 | 0,7 | + | |
| | | 100 | 30 | 27 | 14 | 0 | 8 | 0,1 | + | |
| | 107 | 18—25/X 1968 | 25 | 10 | 42 | 4 | 2,5 | 327 | 0,3 | + |
| | | | 50 | 12 | 345 | 17 | 0 | 88 | 0 | — |
| | | | 75 | 10 | 6 | 10 | 0 | 80 | 0 | — |
| 100 | | | 12 | 1 | 14 | 6 | 284 | 0 | — | |
| 150 | | | 7 | 0 | 16 | 5 | 302 | 0,1 | — | |
| 25/X—1/XI 1968 | | 25 | 13 | 7 | 15 | 2,5 | 355 | 0,4 | — | |
| | | 50 | 9 | 19 | 12 | 1,5 | 69 | 0,4 | — | |
| | | 75 | 5 | 25 | 8 | 6 | 287 | 0,8 | — | |
| | | 100 | 5 | 0 | 9 | 6,5 | 283 | 0,1 | — | |
| | | 150 | 2 | 10 | 10 | 4,5 | 290 | 0,1 | — | |
| 11 | 13—19/IV 1969 | 15 | 29 | 1 | 14 | 5 | 82 | 0,3 | + | |
| | | 50 | 38 | 1 | 18 | 7 | 78 | 0,1 | + | |
| | | 100 | 20 | 350 | 10 | 2 | 282 | 0,2 | — | |
| | | 150 | 12 | 345 | 20 | 9 | 321 | 0,4 | + | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----|--------------------------|-----|----|-----|----|-----|-----|-----|----|
| 11 | 19—25/IV 1969 | 15 | 35 | 7 | 13 | 6,6 | 24 | 0,2 | — |
| | | 50 | 43 | 5 | 12 | 11 | 280 | 0,4 | — |
| | | 100 | 25 | 323 | 21 | 1 | 89 | 0,2 | — |
| | | 150 | 21 | 350 | 24 | 4,5 | 87 | 0,6 | + |
| | 28/IV—4/V 1969 | 15 | 12 | 248 | 14 | 3,4 | 89 | 0,2 | + |
| | | 100 | 10 | 57 | 10 | 7 | 74 | 0,2 | + |
| | | 150 | 7 | 338 | 11 | 0,2 | 339 | 0,1 | + |
| | | | | | | | | | |
| 92 | 4—10/XII 1969 | 25 | 13 | 85 | 8 | 1,5 | 343 | 0,6 | + |
| | | 50 | 18 | 14 | 8 | 2,5 | 312 | 0,6 | + |
| | | 100 | 5 | 356 | 21 | 1,5 | 320 | 0,2 | — |
| | | 150 | 18 | 192 | 18 | 0 | 330 | 0,6 | + |
| 132 | 29/XII 1969— 4/I 1970 | 25 | 10 | 106 | 6 | 4 | 302 | 0,3 | + |
| | | 50 | 36 | 19 | 9 | 7,5 | 56 | 0,2 | — |
| | | 100 | 29 | 20 | 7 | 6 | 53 | 0 | + |
| 205 | 25—31/I 1970 | 25 | 26 | 29 | 16 | 3 | 306 | 0,5 | + |
| | | 100 | 20 | 12 | 10 | 8 | 47 | 0,6 | + |

* Знаком плюс обозначено направление по часовой стрелке, минус — против часовой.

В результате проведенного анализа было установлено, что приливные течения в исследуемом районе обусловлены внутренними приливными волнами. Укажем основные выявленные закономерности этих волн. Они носят повсеместный характер. Для них характерна стационарность и анизотропность. Направление волн определяется рельефом дна и в данном районе имеет северную составляющую. Отличительной чертой рассматриваемых внутренних волн являются большие амплитуды (до 50 м) и значительные скорости приливных течений, ими обусловленных. Однако такие амплитуды и скорости встречаются не везде и не всегда: они отмечены только на определенных горизонтах и для некоторых временных интервалов. Различаются эти характеристики и от станции к станции. Поэтому можно заключить, что для внутренних приливных волн и связанных с ними течений характерна значительная пространственно-временная изменчивость, а также изменчивость с глубиной.

Перейдем к непосредственному анализу приливных течений в исследуемом районе. Сначала рассмотрим их горизонтальные составляющие.

Из данных приведенной таблицы, обобщающих результаты гармонического анализа наблюдений над течениями, можно сделать вывод, что в исследуемых районах значительно развиты приливные течения. Наибольшие скорости ($75 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$) относятся к ст. 102. Однако следует отметить, что наблюдения, выполненные в другое время на близлежащей ст. 14, не показали таких больших скоростей. В основном скорости приливных течений не превышают $20\text{—}25 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. В зависимости от вертикальной плотностной структуры вод расположение наибольших скоростей течений меняется [3] и они могут встречаться на различных горизонтах (глубина исследуемых станций в среднем равна 180 м). Нередко они располагаются в глубинном слое $100\text{—}150 \text{ м}$ (ст. 11 и 92).

Направление приливных течений (в период прилива) имеет северную составляющую и на некоторых горизонтах совпадает с направлением квазипостоянных течений или отличается на 180° . В таких случаях при значительных скоростях приливных течений и особенно во время их наибольшего развития они сильно влияют на суммарные течения (то увеличивая, то уменьшая в продолжение приливного цикла).

Время наступления максимальных течений, или их фаза, от станции к станции тоже непостоянны, однако наиболее важной отличительной чертой изменчивости фаз является изменение их с глубиной, которое может быть различным. Иногда приливные течения в верхних и нижних слоях находятся в противофазе, в других случаях они в промежуточном слое находятся в противофазе с течениями в выше- и нижележащих слоях и совсем редко их фаза остается неизменной с глубиной.

Как можно установить из таблицы (графа 9), эллипсы исследуемых течений сильно вытянуты в горизонтальном направлении. Наибольший коэффициент сжатия эллипса — 0,8 наблюдался только в двух случаях. Направление обхода вектором течения эллипса тоже изменяется.

Таким образом, можно сделать вывод, что все рассмотренные характеристики приливных течений изменчивы как в пространстве и во времени, так и с глубиной. Установленная изменчивость подтверждает их связь с внутренними приливными волнами.

Оценим вклад выявленных приливных течений в суммарные. Как видно из таблицы, их скорости соизмеримы со скоростями среднего движения. Только в самых верхних слоях ($15\text{—}25 \text{ м}$) они незначительно уступают скоростям среднего движения, на больших же глубинах во многих случаях превосходят последние. В данной работе не установлена какая-либо взаимосвязь приливных течений и среднего движения; например, не наблюдалось ослабления приливного течения при сильном развитии среднего движения, и наоборот. Возможны различные сочетания количественных оценок иссле-

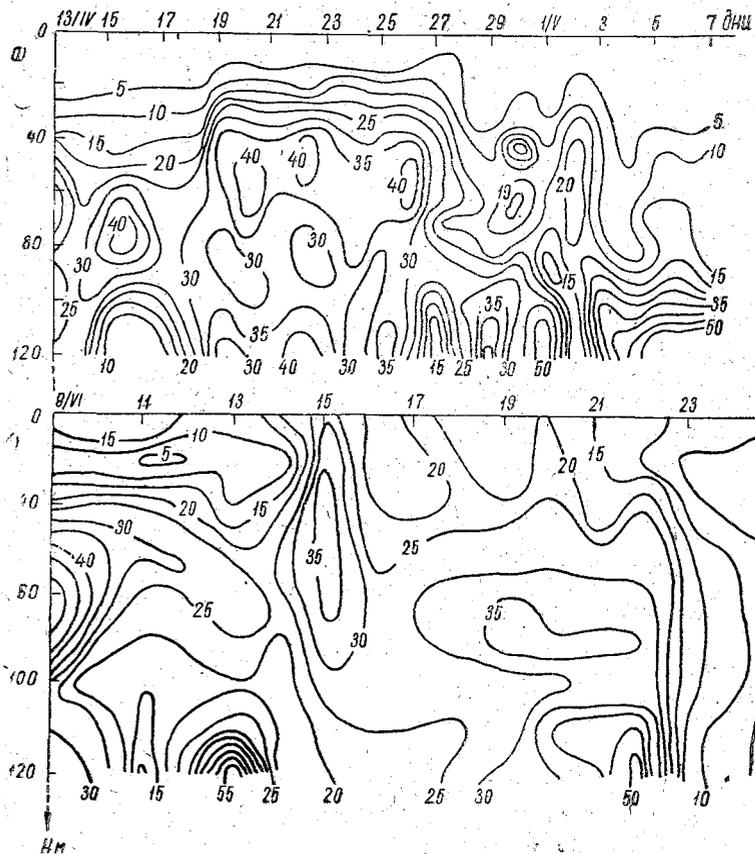


Рис. 1. Временная изменчивость вертикальной составляющей скорости полусуточных приливных течений, обусловленных соответствующими внутренними волнами ($\omega \cdot 10^2$), для ст. 11 (а) и 102 (б).

двух течений (см. таблицу). Необходимо еще указать, что в исследуемом районе полусуточные течения преобладают над суточными.

До сих пор рассматривались горизонтальные составляющие скорости течений. Обратимся к рассмотрению вертикальных составляющих. Из анализа приливных течений можно установить,

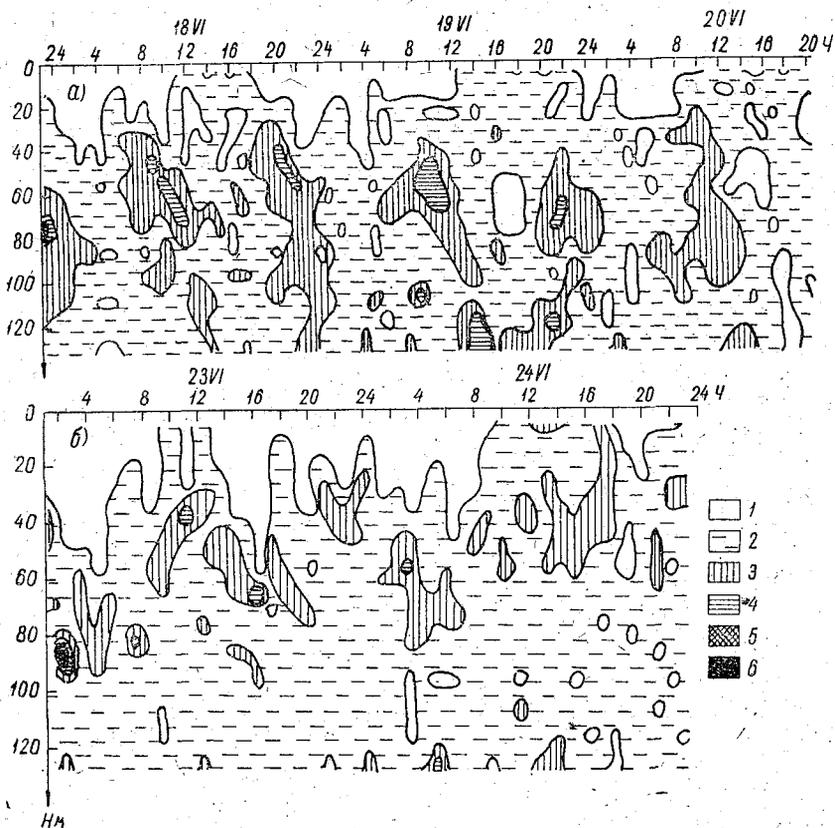


Рис. 2. Временная изменчивость термической структуры по ст. 102 в период 18—20 (а) и 23—24 (б) июня. Среднечасовые (отрицательные) значения градиента температуры, град/м (см. условные обозначения):

1 — $< 0,01$; 2 — $0,01 - 0,05$; 3 — $0,05 - 0,10$; 4 — $0,10 - 0,15$; 5 — $0,15 - 0,20$; 6 — $> 0,20$.

что скорости их вертикальных составляющих примерно в 10^2 раз превышают скорости соответствующих составляющих других типов течений. Этот вывод особенно важен для исследования процессов перемешивания.

Для примера приведем временную изменчивость вертикальной составляющей полусуточных приливных течений, обусловленных соответствующими внутренними волнами, для ст. 11 и 102 (рис. 1, а

и 1, б). Напомним, что она прямо пропорциональна амплитуде внутренней волны. На рис. 1 и 2 наглядно иллюстрируется значительный вклад исследуемых внутренних волн в вертикальный обмен и его изменчивость от станции к станции и в течение периода наблюдений.

Однако необходимо иметь в виду, что приливные течения являются периодическими. Механизм их влияния на квазистационарную циркуляцию вод можно представить следующим образом: например, в какой-то физический момент времени направление вертикальной составляющей максимального течения, обусловленного внутренними волнами, совпадает со стационарным подъемом вод, в этот момент суммарный вертикальный поток увеличится. Через полпериода приливного цикла (для полусуточных течений через 6 ч) вертикальная составляющая скорости приливного течения будет противоположно направлена и поэтому станет уменьшать стационарный вертикальный поток. Учитывая, что вертикальные скорости приливных течений на один-два порядка больше подобных скоростей стационарных течений, можно ожидать в некоторые моменты или часы приливного цикла сильное развитие апвеллинга: через полпериода после этого подъем вод, вызванный стационарными течениями, сменится опусканием, обусловленным приливными течениями.

Для районов стационарных опусканий вод картина влияния приливных течений за приливный цикл будет противоположной: в некоторые часы приливного периода приливные течения будут заметно усиливать опускание вод, в другое время — заглушать стационарное опускание вод и создавать незначительный подъем. Таким образом, нельзя ожидать стационарного и вообще длительного (например, при воздействии полусуточных волн больше 6 ч) подъема (опускания) вод. Из приведенного анализа вертикальной составляющей скорости приливного течения можно заключить, что приливное течение, особенно полусуточного периода, оказывает большое влияние на циркуляцию вод.

Рассмотрим несколько конкретных примеров. Для исследуемого района, как известно из работ К. А. Седых, характерны зоны квазистационарных подъемов и опусканий вод [4, 5]. Так, для ст. 11 характерен апвеллинг, для ст. 92, наоборот, — опускание. Вследствие влияния полусуточных приливных волн на ст. 11 в среднем в 6,5 и 18,5 ч будут наблюдаться значительные подъемы вод, а через полпериода, т. е. в 0,5 и 12,5 ч, они сменяются незначительным опусканием. Для ст. 92 будет наблюдаться противоположная картина — в 5 и 17 ч внутренние волны будут заметно увеличивать опускание вод, в 11 и 23 ч приведут к их слабому подъему. Указанные фазы относятся к максимальной вертикальной составляющей скорости, и только через четверть приливного периода наступит минимальная скорость.

Несмотря на кратковременность интенсивных подъемов (опусканий) вод, вызванных внутренними приливными волнами, они,

несомненно, оказывают заметное влияние на биологическую продуктивность океана. При такой большой вертикальной скорости, какой обладают приливные течения, питательные соли за время подъема вполне могут достичь фотической зоны или в районе опускания вод они приведут к вспышкам развития некоторых водорослей. Учитывая, что в данной работе рассмотрены приливные явления, освобожденные от влияния астрономических факторов, можно ожидать в благоприятные астрономические условия определенного усиления приливных явлений.

К сожалению, наблюдения над биологической продуктивностью на исследуемых станциях проводились только раз в сутки, поэтому строгого анализа влияния на нее внутренних приливных волн сделать нельзя. Однако качественное сравнение межсуточной изменчивости вертикального распределения численности и биомассы фитопланктона с амплитудами внутренних приливных волн обнаружило их определенное сходство. Это в некоторой степени подтверждает важную роль внутренних приливных волн в образовании апвеллинга на шельфе Северо-Западной Африки.

Рассмотрим влияние внутренних приливных волн, точнее, вертикальной составляющей приливных течений, ими обусловленных, на термоклин. Выявленные большие скорости течений, несомненно, должны сказываться на его формировании. Известны два механизма воздействия внутренних приливных волн на различные процессы в океане, в частности на формирование термоклина. Наиболее распространен «кинематический эффект» внутренних волн, значительно реже удается зафиксировать их турбулизирующее действие. Для большинства исследуемых станций также наиболее характерным оказался первый механизм. Однако на ст. 102 были выявлены условия неустойчивости внутренних волн, которые возникли при сдвиговой неустойчивости среднего движения (см. таблицу). Имеющиеся в нашем распоряжении наблюдения не смогли экспериментально доказать разрушение исследуемых внутренних волн, поэтому в работе сделана попытка проследить за проявлением их разрушения на примере временной изменчивости термоклина. Анализ рис. 2 показал четкую приливную периодичность в колебаниях термоклина и даже его размывание вплоть до разрушения, которое особенно сильным было в часы совпадения фаз полусуточных и суточных приливных волн.

Отметим, что на остальных станциях хотя и имелись значительные приливные колебания термоклина, но ни на одной не наблюдалось полного разрушения термоклина на приливных периодах, какое выявлено для ст. 102.

В заключение проведенного анализа можно указать на важную роль приливных течений в формировании полей скорости в исследуемом районе. Поэтому можно признать, как основной вывод, повсеместный существенный вклад приливных течений в суммарные. В особенности важно учитывать их вклад в процессы перемешива-

ния, которые играют главную роль в формировании не только полей скорости, но и многих других полей в океане: температурных, гидрхимических и гидробиологических. Таким образом, влияние приливных течений необходимо учитывать при решении различных научных и прикладных задач, в частности при выдаче рыбопромысловых прогнозов в зонах апвеллинга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борис Л. И. Сезонные изменения приливных явлений и внутренних волн. Атлас изменения состояния системы океан—атмосфера в Северной Атлантике. М., Гидрометеоздат, 1970, вып. 6, с. 100.
 2. Mittstaedt E. Der hydrographische Aufbau und die zeitliche Variabilität der Schichtung und Stromung im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet im Frühjahr 1968. «Meteor» Forsch-Ergebnisse Reihe A, № 11, ss. 1—57. Berlin — Stuttgart, 1972.
 3. Борис Л. И. О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений. Тр. ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 33—49.
 4. Седых К. А. Вертикальная циркуляция, вызванная ветром на океанологическом полигоне в районе Батерста. Тр. АтлантНИРО, 1973, вып. 51, с. 26—34.
 5. Седых К. А. Вертикальная циркуляция вод в северо-восточной части тропической Атлантики в сентябре 1971 — мае 1972 гг. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1975, вып. 61, с. 3—19.
-

О МЕЖГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Крупномасштабная изменчивость в океане должна играть решающую роль в проблеме долгосрочного прогнозирования погоды и океанологических характеристик. В атмосфере, по-видимому, нет активных механизмов с постоянными времени порядка месяцев, «метеорологическая память» составляет не более двух недель.

Поток солнечного тепла тоже практически не испытывает нерегулярных колебаний. Источники долгопериодных нерегулярностей остается искать во взаимодействии атмосферы с подстилающей поверхностью, в первую очередь с океаном.

Основное воздействие океана на атмосферу состоит в снабжении ее энергией путем испарения воды, конденсации водяных паров и турбулентного теплообмена. Таким образом, характеристиками взаимодействия океана и атмосферы являются турбулентные потоки тепла и влаги, а также количество движения.

Эти же характеристики служат в качестве граничных условий для разработки численных методов долгосрочного прогноза температуры воды.

Большой научный и практический интерес представляет исследование изменчивости вертикальных потоков тепла и влаги за последние годы, которые в ряде случаев являлись аномальными. Это прежде всего необычные условия лета 1972 г., устойчивые отрицательные аномалии температуры воды в Северной Атлантике. Такой длительный период существования отрицательных аномалий температуры воды поверхностного слоя океана делает затруднительным применение различных статистических методов прогноза, в частности динамико-статистического метода Ю. М. Алехина.

В работах [Г—4] на материалах наблюдений за 1951—1967 гг. уже изучалась крупномасштабная изменчивость компонентов теплового баланса поверхности Северной Атлантики при разных типах атмосферных процессов.

В рамках широко известной типизации атмосферных процессов по Вангенгейму и Гирсу для района Северной Атлантики М. А. Валериановой было выделено 14 подтипов полей давления воздуха

на уровне моря, по которым построены типовые распределения значений компонентов теплового баланса поверхности океана.

В связи с отмеченными выше аномалиями в тепловом режиме Северной Атлантики были предложены расчеты компонентов теп-

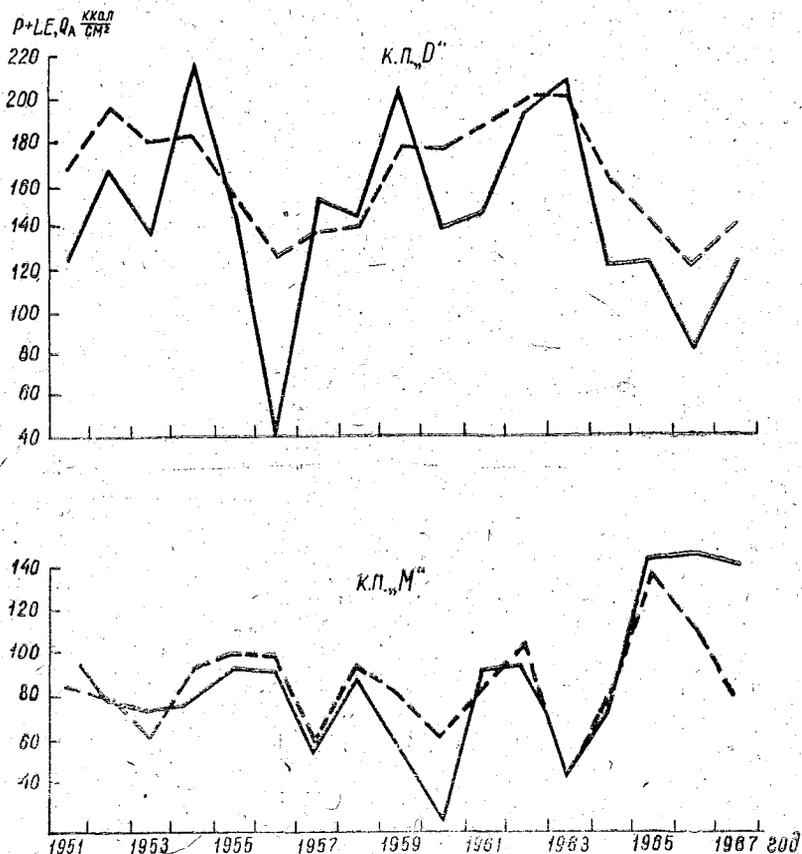


Рис. 1. Межгодовые изменения величин потоков тепла и влаги ($P+LE$) и адвекции тепла морскими течениями (Q_A , для районов к. п. «D» и «M»:
 — Q_A ; - - - $P+LE$.

лового баланса с 1968 по 1973 г. для 9 кораблей погоды (к. п.). На рис. 1 приводится межгодовой ход сумм потерь тепла на испарение и турбулентного теплообмена с атмосферой, а также адвективного теплообмена в деятельном слое в основных очагах взаимодействия океана и атмосферы. Как нетрудно заметить, в колебаниях суммарных потоков тепла в атмосферу и соответственно горизонтальной адвекции тепла морскими течениями наблюдается цикличность от 3 до 4,5 лет. За рассматриваемый отрезок времени

можно выделить годы с экстремальными значениями адвекции тепла течениями Q_A и суммарных потерь тепла в атмосферу ($P+LE$). Так, минимальные значения Q_A и $P+LE$ для к. п. «D» прослеживались в 1956 и 1966 гг., а наибольшие — в 1954, 1959, 1963, 1969, 1971 гг. По-видимому, экстремальные значения адвекции тепла течениями в системе Гольфстрим и определяли режим теплового или холодного года в Норвежском и Баренцевом морях, так как 1956 и 1966 гг. были аномально холодными, а 1954, 1959, 1969 и другие были для этих морей теплыми.

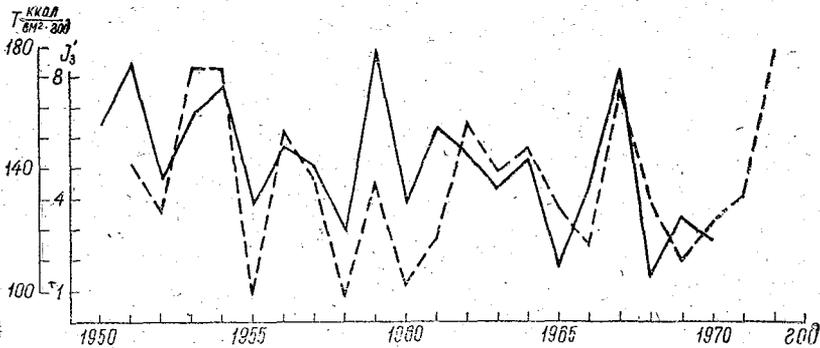


Рис. 2. Межгодовые изменения суммарной теплоотдачи T ($P+LE+I_{3\text{эф}}$) и индексов зональной циркуляции I'_3 по Кацу для района к. п. «В»:

— I'_3 ; - - T .

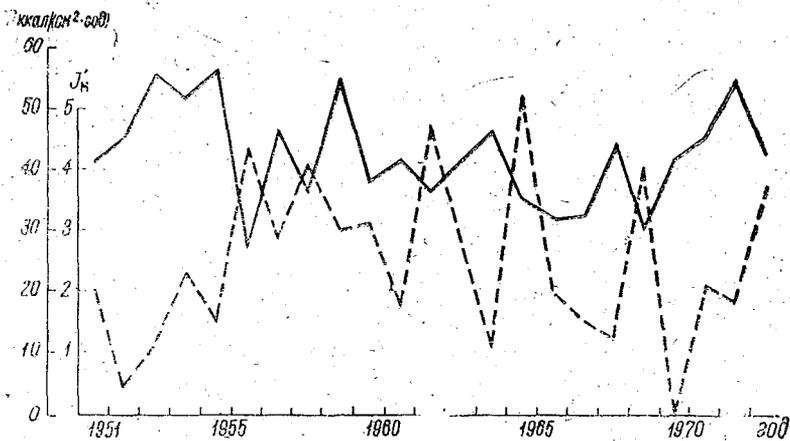


Рис. 3. Асинхронные сопоставления со сдвигом на год индексов меридиональной циркуляции I'_M по Кацу ($\varphi=50^\circ$ с. ш., $\lambda=10-30^\circ$ з. д.) и значений турбулентного теплообмена с атмосферой P на к. п. «D»:

— P ; - - I'_M .

Многолетние изменения составляющих расходной части уравнения теплового баланса и адвекции тепла течениями в Норвежском море во многом совпадают с колебаниями аналогичных компонентов в районе к. п. «D». Однако в этом очаге взаимодействия прослеживаются и некоторые отличия, обусловленные различием в характере атмосферной циркуляции и солнечной радиации, а также увеличением роли турбулентного теплообмена в атмосферу по сравнению с другими компонентами теплового баланса.

Для установления связи между суммарной теплоотдачей с поверхности океана в среднем за год и количественными характеристиками атмосферной циркуляции, выраженными в индексах Каца (I_a), были выполнены графические сопоставления этих значений для различных кораблей погоды. На рис. 2 показаны колебания годовых значений суммарной теплоотдачи на к. п. «B» и результирующих значений за год индексов зональной циркуляции по Кацу для того же района ($\lambda = 50^\circ$ з. д., $\varphi = 50-60^\circ$ с. ш.).

Поскольку для разработки методов долгосрочного прогнозирования температуры воды более интересными являются асинхронные связи, то были предприняты попытки отыскать статистические связи. На рис. 3 сопоставляются годовые значения индексов меридиональной циркуляции за предшествующий год ($\lambda = 10-30^\circ$ з. д., $\varphi = 50^\circ$ с. ш.) с годовыми суммами турбулентного теплообмена на к. п. «D». Показанная на рис. 3 связь характеризуется коэффициентом корреляции ($-0,53$). Обратную связь в этом случае надо понимать так: чем больше интенсивность поступления теплых воздушных масс с юга ($I'_m > 0$ в район к. п. «D»), тем меньше разность ($t_w - t_a$), а следовательно, меньше потери тепла посредством турбулентного теплообмена.

Помимо этого сделаны сопоставления характеристик атмосферной циркуляции и теплообмена, осредненные отдельно по теплым и холодным полугодиям. В результате многочисленных расчетов коэффициентов корреляции, выполненных на ЭВМ «М-222», были получены более высокие коэффициенты корреляции, чем при годовом осреднении. Так, например, связь между индексом меридиональной циркуляции в районе $\varphi = 70^\circ$ с. ш. между 10° з. д. и 10° в. д. за апрель — сентябрь и соответствующими значениями теплообмена на к. п. «M» характеризуется коэффициентом корреляции 0,71. На протяжении всего рассмотренного нами ряда лет наблюдались преобладающие переносы воздушных масс с севера на юг ($I'_m > 0$), а значит, были большие разности ($t_w - t_a$) в Северном и Исландском районах по классификации К. В. Кондратовича. Для некоторых районов Северной Атлантики интересными получились сопоставления между индексами зональной циркуляции и аналогичными величинами потоков тепла с поверхности океана.

На рис. 4 приведены сопоставления индексов зональной циркуляции для района с $\lambda = 0^\circ$ и между отрезками параллелей 50 и 60° с. ш. за теплые полугодия и значениями турбулентного тепло-

обмена в районе к. п. «В» за холодные полугодия. Рассмотренная связь количественно характеризуется коэффициентом корреляции, равным $r=0,55$. Эти сопоставления указывают на то, что при усилении выноса холодных воздушных масс с Северной Америки на район к. п. «В» происходит увеличение теплоотдачи в этом районе.

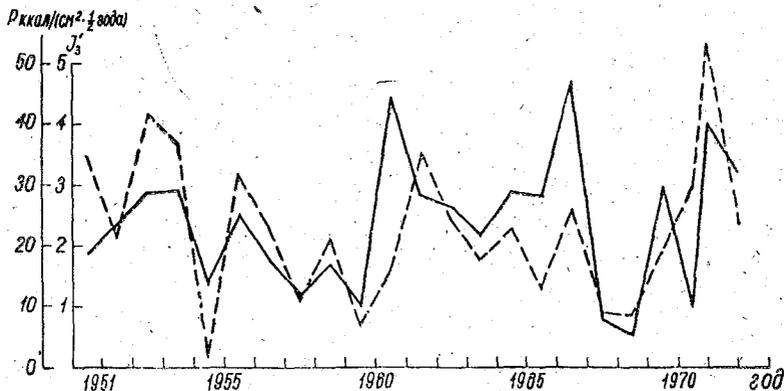


Рис. 4. Асинхронные сопоставления индексов зональной циркуляции I_3' по Кацу ($\varphi=50-60^\circ$ с. ш., $\lambda=0^\circ$), осредненных за теплые полугодия (IV—IX), с величинами турбулентного теплообмена P за последующие холодные полугодия на к. п. «В»:

— I_3' ; - - - P .

В результате вычисления коэффициентов корреляции между переносами воздушных масс и потоками тепла, построения карт изокорреляций для акватории Северной Атлантики можно сделать вывод, что наиболее тесные связи между теплоотдачей и циркуляцией атмосферы находятся в очагах взаимодействия океана и атмосферы (к. п. «D», «B» и «M»). Это обстоятельство необходимо использовать при выборе предикторов в различных прогностических схемах.

В заключение автор выражает благодарность Е. М. Овчинникову и студенту-дипломнику Б. Б. Беляеву, выполнившим некоторые расчеты компонентов теплового баланса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валерианова М. А., Серяков Е. И. О многолетних изменениях в системе океан — атмосфера. М., «Океанология», АН СССР, 1970, т. 10, вып. 5, с. 750—756.
2. Серяков Е. И. Атлас изменений состояния системы океан — атмосфера в Северной Атлантике. (Компоненты теплового баланса поверхности океана при разных типах атмосферных процессов). М., Гидрометеонздат, 1971, вып. 7, 60 с.
3. Серяков Е. И., Булаева В. М., Вдовкин М. С. О типизации теплового баланса поверхности Северной Атлантики. Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. М. — К., 1972, вып. 14.
4. Serjakov E. I., Smirnova A. I. Large — scale heat interaction of the atmosphere and the ocean in the North Atlantic. International Association for the Physical Sciences of the ocean. Proces — Verbaux № 12 IAPSO Meetings at Moscow. July — august 1971, pp. 140—141.

Л. Н. КУЗНЕЦОВА, Б. И. ТЮРЯКОВ, В. Ю. АНТОНОВ

ОПЫТ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕЧЕНИЙ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ОКЕАНА

В настоящее время благодаря инструментальным и теоретическим исследованиям достигнуты значительные успехи в изучении особенностей динамики вод в экваториальной зоне океанов. Составлено общее представление о циркуляции вод в этой зоне, наличии системы экваториальных противотечений, их расходах и т. д. Вместе с тем детальная структура течений, особенно вертикальных движений, изучена в различных частях экваториальной зоны океанов крайне неравномерно. Недостаточно исследована трехмерная циркуляция вод в Гвинейском зал., являющемся к тому же перспективным промысловым районом. Известные инструментальные наблюдения за течениями в этом районе носят весьма эпизодический характер и охватывают лишь верхний двухсотметровый слой [1, 8]. Основные же представления о циркуляции вод получены на основании динамических карт. Почти совсем не изучена вертикальная циркуляция вод, которая играет чрезвычайно важную роль в формировании зон повышенной биологической продуктивности.

Настоящая работа предпринята с целью исследования структуры трехмерной циркуляции вод в Гвинейском зал. на основе теоретической модели А. С. Саркисяна [2, 3]. В этой нелинейной модели учитывается наиболее полный комплекс влияющих факторов на динамику вод в экваториальной зоне океанов (бароклинность морской воды, реальный рельеф дна, бароклиный бета-эффект, инерционные эффекты и горизонтальный турбулентный обмен).

Постановка задачи следующая. Рассматривается океанический бассейн с произвольным рельефом дна и произвольным очертанием берегового контура. Бассейн расположен в узкой экваториальной зоне. Считаются известными и заданными касательное напряжение ветра и трехмерное поле аномалий плотности. На дне и твердом контуре принимается условие прилипания; на жидком контуре задано распределение по вертикали вектора течений. Решение системы исходных нелинейных уравнений гидродинамики в данной по-

станковке сводится к решению уравнения эллиптического типа для уровенной поверхности и расчету трех составляющих скорости течения из преобразованных нелинейных уравнений движения и непрерывности [2]:

$$L \zeta \equiv \Delta \zeta + \frac{1}{H} \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{H} \cdot \frac{\partial H}{\partial y} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \Phi, \quad (1)$$

где

$$\begin{aligned} \Phi = & - \frac{1}{\rho_0 H} \left\{ \int_0^H (H-z) \Delta \rho \, dz + \frac{\partial H}{\partial x} \int_0^H \frac{\partial \rho}{\partial x} \, dz + \frac{\partial H}{\partial y} \int_0^H \frac{\partial \rho}{\partial y} \, dz \right\} - \\ & - \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) + \frac{\rho_0 \gamma}{g(H-z_k)} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x} + \frac{\partial v_k}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\rho_0}{g} \int_0^H \left(- \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + 2 \frac{\partial u v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} - l \frac{\partial v}{\partial x} + l \frac{\partial u}{\partial y} + \beta u \right) dz \end{aligned}$$

с двумя вариантами граничных условий:

а) первый вариант —

на участках контура, параллельных оси X:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\tau_x}{\rho_0 g H} - \frac{1}{\rho_0 H} \int_0^H (H-z) \frac{\partial \rho}{\partial x} \, dz + \frac{l}{g H} \cdot V; \quad (2)$$

на участках контура, параллельных оси Y:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{\tau_y}{\rho_0 g H} - \frac{1}{\rho_0 H} \int_0^H (H-z) \frac{\partial \rho}{\partial y} \, dz - \frac{l}{g H} \cdot U. \quad (3)$$

б) второй вариант —

$$\zeta_L = - \frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho \, dz; \quad (4)$$

$$\begin{aligned} A_i \Delta u - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} = & g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} \, dz - l v + \\ & + w \frac{\partial u}{\partial z} - v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}; \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} A_i \Delta v - u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} = & g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} \, dz + l u + \\ & + w \frac{\partial v}{\partial z} - v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}; \end{aligned} \quad (6)$$

$$w_z = - \int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz. \quad (7)$$

Здесь u, v, ω — составляющие скорости течения по осям X, Y, Z , направленным соответственно на запад, север, вертикально вниз;
 ρ — аномалия плотности;
 ξ — приведенный уровень океана;

$$l = 2\omega \sin \varphi;$$

U, V — полные потоки по нормали к соответствующим участкам граничного контура;

z_k — глубина ближайшего ко дну расчетного горизонта. Остальные обозначения общеприняты.

Разностная схема для решения краевой задачи (1) — (4) для уровня построена методом направленных разностей с единообразным характером аппроксимации одинаковых дифференциальных операторов левой и правой частей уравнения (1):

$$\zeta_{i,j}^{(n)} = \frac{1}{B_{i,j}} \{ (\zeta_{i+1,j}^{(n-1)} + \zeta_{i-1,j}^{(n-1)} + \zeta_{i,j+1}^{(n-1)} + \zeta_{i,j-1}^{(n-1)}) + |R_1| [\delta_1 \zeta_{i+1,j}^{(n-1)} + (1 - \delta_1) \zeta_{i-1,j}^{(n-1)}] + |R_2| [\delta_2 \zeta_{j+1,i}^{(n-1)} + (1 - \delta_2) \zeta_{i,j-1}^{(n-1)}] - \Phi_{i,j}^{(n-1)} h^2 \}, \quad (8)$$

где

$$B_{ij} = |R_1| (2\delta_1 - 1) + |R_2| (2\delta_2 - 1) + 4;$$

$$R_1 = \frac{1}{2H_{i,j}} (H_{i+1,j} - H_{i-1,j});$$

$$R_2 = \frac{1}{2H_{i,j}} (H_{i,j+1} - H_{i,j-1});$$

$$\delta_1 = 1, \text{ если } R_1 > 0; \quad \delta_2 = 1, \text{ если } R_2 > 0;$$

$$\delta_1 = 0, \text{ если } R_1 < 0; \quad \delta_2 = 0, \text{ если } R_2 < 0;$$

n — номер итерации;

h — шаг разности;

i, j — номера узлов расчетной сетки по осям X, Y .

Граничные значения уровня определяются по соотношению динамического метода (4).

Конечно-разностные аналоги уравнений движения (5) — (6), разрешенных относительно составляющих скоростей, имеют вид:

$$u_{i,j,\kappa}^{(n)} = \frac{1}{8A_l} [(2A_l - h v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) u_{i,j+1,\kappa}^{(n)} + (2A_l + h v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) u_{i,j+1,\kappa}^{(n)} + (2A_l - h u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) u_{i+1,j,\kappa}^{(n)} + (2A_l + h u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) u_{i-1,j,\kappa}^{(n)}] - \frac{h^2}{4A_l} M_{i,j,\kappa}; \quad (9)$$

$$v_{i,j,\kappa}^{(n)} = \frac{1}{8A_l} [(2A_l - h v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) v_{i,j+1,\kappa}^{(n)} + (2A_l + h v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) v_{i,j-1,\kappa}^{(n)} + (2A_l - h u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) v_{i+1,j,\kappa}^{(n)} + (2A_l + h u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) v_{i-1,j,\kappa}^{(n)}] - \frac{h^2}{4A_l} N_{i,j,\kappa}; \quad (10)$$

где

а) для тонкого поверхностного слоя ($z \approx 0$):

$$\begin{aligned}
 M_{i,j,1} &= \frac{g}{2h} (\zeta_{i+1,j}^{(n-1)} - \zeta_{i-1,j}^{(n-1)}) - 4 \cdot 10^{-4} \tau_x - l_i v_{i,j,1}^{(n-1)} - \\
 &\quad - 4 \cdot 10^{-4} v (u_{i,j,2}^{(n-1)} - u_{i,j,1}^{(n-1)}); \\
 N_{i,j,1} &= \frac{g}{2h} (\zeta_{i,j+1}^{(n-1)} - \zeta_{i,j-1}^{(n-1)}) - 4 \cdot 10^{-4} \tau_y + l_i u_{i,j,1}^{(n-1)} - \\
 &\quad - 4 \cdot 10^{-4} v (v_{i,j,2}^{(n-1)} - v_{i,j,1}^{(n-1)});
 \end{aligned} \tag{11}$$

б) для промежуточных горизонтов ($z = z_\kappa$):

$$\begin{aligned}
 M_{i,j,\kappa} &= \frac{g}{2h} (\zeta_{i+1,j}^{(n-1)} - \zeta_{i-1,j}^{(n-1)}) + \frac{g}{2h \rho_0} (A_{i+1,j,\kappa} - A_{i-1,j,\kappa}) - \\
 &\quad - l v_{i,j,\kappa}^{(n-1)} + \frac{W_{i,j,\kappa}^{(n-1)}}{\delta z_\kappa} (u_{i,j,\kappa+1}^{(n-1)} - u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) - \\
 &\quad - \frac{2\gamma}{\delta z_{\kappa+1} + \delta z_\kappa} \left(\frac{u_{i,j,\kappa+1}^{(n-1)} - u_{i,j,\kappa}^{(n-1)}}{\delta z_{\kappa+1}} - \frac{u_{i,j,\kappa}^{(n-1)} - u_{i,j,\kappa-1}^{(n-1)}}{\delta z_\kappa} \right); \\
 N_{i,j,\kappa} &= \frac{g}{2h} (\zeta_{i,j+1}^{(n-1)} - \zeta_{i,j-1}^{(n-1)}) + \frac{g}{2h \rho_0} (A_{i,j,\kappa+1} - A_{i,j,\kappa-1}) + \\
 &\quad + l u_{i,j,\kappa}^{(n-1)} + \frac{W_{i,j,\kappa}^{(n-1)}}{\delta z_\kappa} (v_{i,j,\kappa+1}^{(n-1)} - v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}) - \\
 &\quad - \frac{2\gamma}{\delta z_{\kappa+1} + \delta z_\kappa} \left(\frac{v_{i,j,\kappa+1}^{(n-1)} - v_{i,j,\kappa}^{(n-1)}}{\delta z_{\kappa+1}} - \frac{v_{i,j,\kappa}^{(n-1)} - v_{i,j,\kappa-1}^{(n-1)}}{\delta z_\kappa} \right),
 \end{aligned} \tag{12}$$

где

$$A_{i,j,\kappa} = \int_0^{z_\kappa} \rho_{i,j,\kappa} dz; \tag{13}$$

κ — номер узла по вертикали.

В граничных узлах сеточной области (кроме расположенных на самом экваторе) значения составляющих скоростей определяются из геострофических соотношений. В экваториальных граничных узлах они вычисляются путем интерполяции между двумя соседними по широте узлами.

Система нелинейных алгебраических уравнений (8)–(10) решается методом последовательных приближений. Итерационный процесс продолжается до тех пор, пока не будет выполнено равномерно для всех узлов условие: $|\zeta^{(n)} - \zeta^{(n-1)}| < \varepsilon$, $|u^{(n)} - u^{(n-1)}| < \varepsilon$, $|v^{(n)} - v^{(n-1)}| < \varepsilon$, где ε — заданное малое положительное число.

Конкретные расчеты проводились для восточной части Гвинейского залива, между 3° с. ш. — 1° ю. ш. и 4 – 8° в. д. Шаг сетки по широте составлял 1° , а по долготе 2° . По вертикали рассматривались десять уровней: 0,20, 75, 150, 300, 500, 600, 800, 1000 и 1500 м. Необходимые для расчета данные о распределении плотности морской

воды были взяты из материалов наблюдений международной экспедиции «Эквалант-2» (август — сентябрь 1963 г.). Сведения о составляющих касательного напряжения ветра заимствованы из работы [6]. В качестве оптимальных значений коэффициентов турбулентной вязкости были приняты $\nu = 10^2 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и $A = 10^8 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Значение ε составляло 0,125.

Задача реализована в ВЦ ЛГМИ на ЭВМ «Раздан-2».

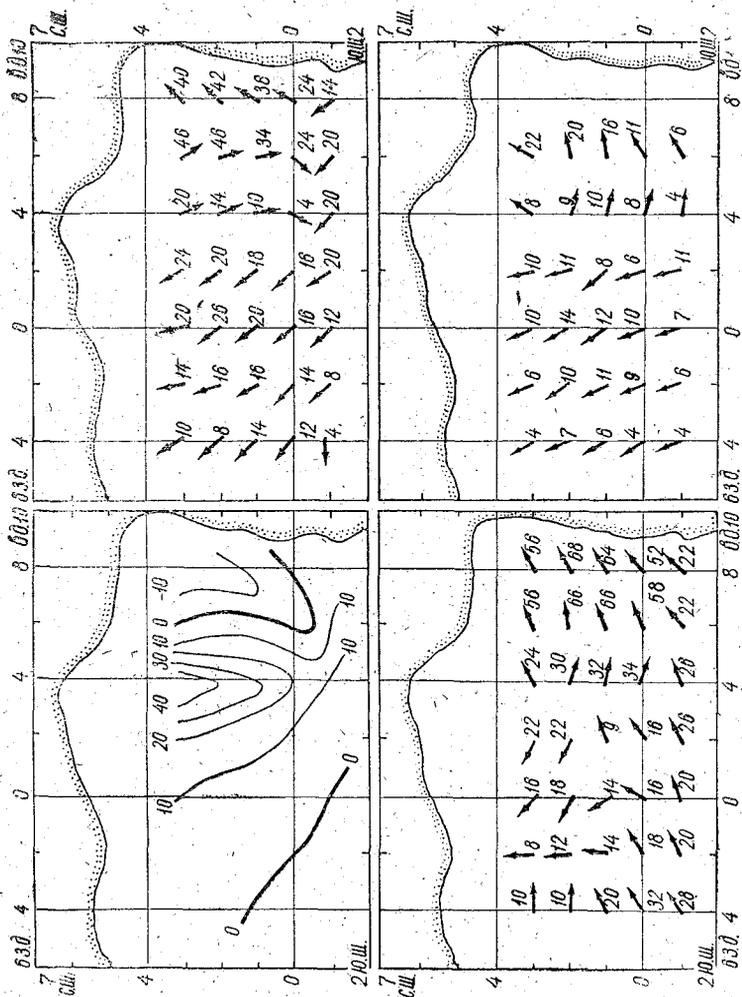


Рис. 1. Расчетные схемы рельефа (в см) свободной поверхности (а) и горизонтальных течений (в см·с⁻¹):
 б—на поверхности; в—на глубине 75 м; з—на глубине 1000 м.

На рис. 1, а изображена вычисленная топография уровневой поверхности. Максимальные значения уровня (40 см) наблюдаются в центре исследуемой области, минимальные (—10 см) — у восточных границ. Вблизи экватора амплитуда уровня уменьшается до 10 см.

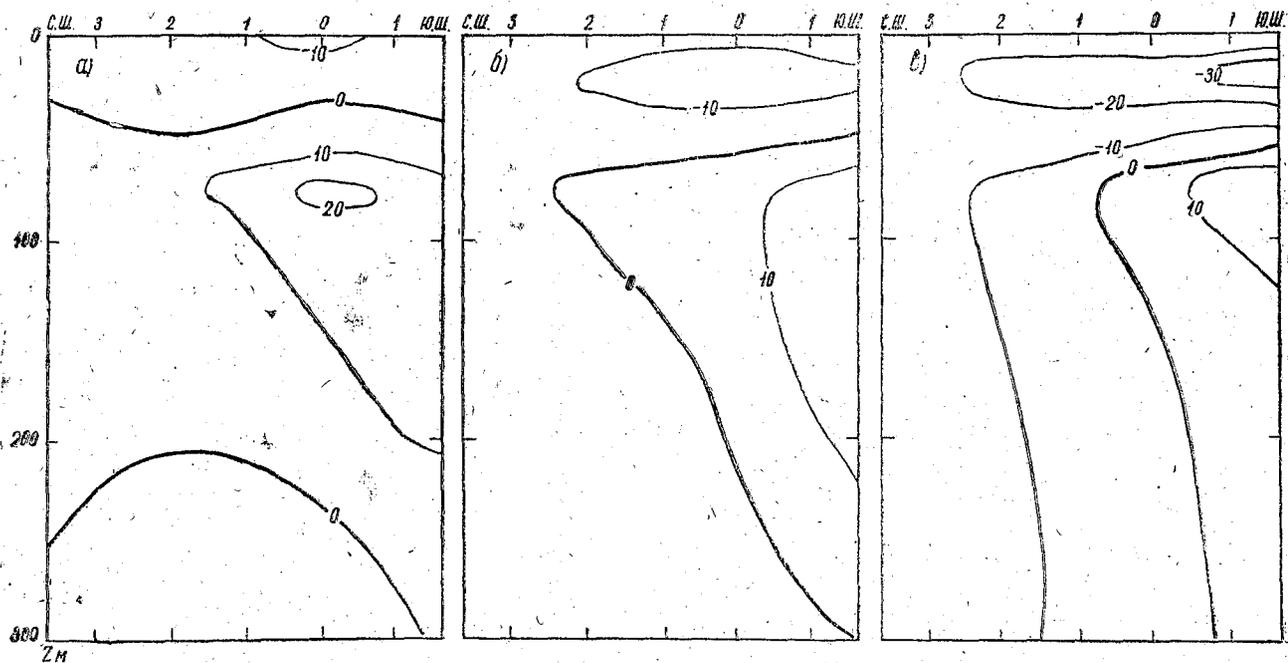


Рис. 2. Зональная составляющая скорости течения (в $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$) на разрезах:

а — по 4° з. д.; б — 2° з. д.; в — 2° в. д.

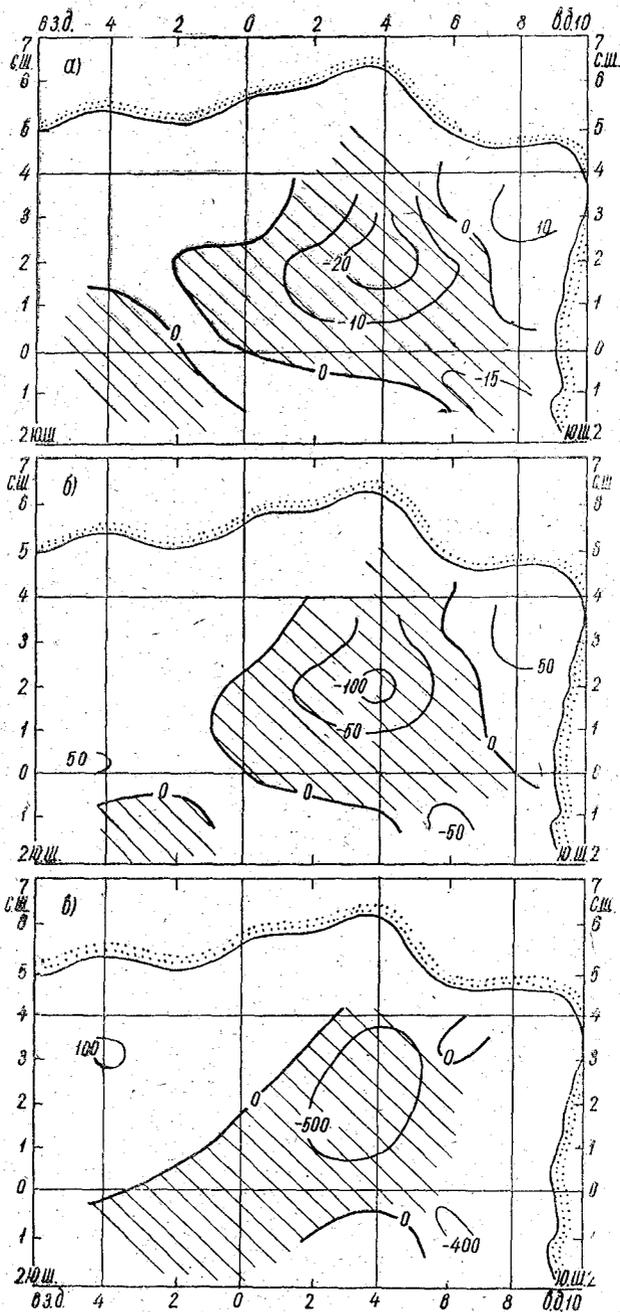


Рис. 3. Расчетные схемы вертикальных движений
 (в 10^{-4} см·с $^{-1}$) на глубинах:
 а—20 м; б—75 м; в—1000 м. Зоны подъема вод заштрихованы.

Нулевая изолиния уровня разделяет исследуемую область на две неравные части: восточную с превышением уровня и западную — с его понижением. Различие между этими частями прослеживается также и на схемах горизонтальных течений и охватывает все уровни. Проведенный T, S -анализ показал, что это обусловлено различиями в термохалинной структуре вод. В северо-восточной части рассматриваемого района вследствие распресняющего действия р. Нигер ярко выражен слой скачка плотности. Мощность его по вертикали достигает здесь 160—180 м.

Расчетные схемы горизонтальных течений (рис. 1, б—1, г) воспроизводят весьма реальные черты циркуляции в Гвинейском заливе. Отчетливо выражены все основные звенья циркуляции: Южное пассатное течение (до $26 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$), Гвинейское ($20\text{--}40 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$), течение Ломоносова ($16\text{--}58 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$), Промежуточное ($4\text{--}12 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). Интенсивность расчетных аналогов весьма согласуется с результатами инструментальных измерений течений на 5° з. д. в августе 1965 г. [1, 4].

Обращает на себя внимание многослойная структура течений в Гвинейском заливе (рис. 2). На этом рисунке также хорошо видна известная из наблюдений особенность течения Ломоносова: по мере продвижения на восток оно несколько смещается к югу [4]. До настоящего времени нет единого мнения о возможности выхода течения Ломоносова на поверхность в Гвинейском заливе. Расчеты не обнаружили его выхода на поверхность, что согласуется с результатами некоторых работ [4, 5].

Вертикальная циркуляция вод в Гвинейском заливе характеризуется преобладанием восходящих движений. В поверхностных слоях (рис. 3, а) подъем вод занимает всю центральную часть залива и осуществляется со скоростью $(10 \div 20) \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. С глубиной (рис. 3, б, в) скорость вертикальных движений растет. На глубине 1000 м она составляет $(200 \div 500) \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. С глубиной происходит также некоторое увеличение размеров зоны опускания вод. Тем не менее, это компенсируется увеличением интенсивности восходящих движений, так что в итоге результирующий по площади вертикальный перенос на всех уровнях остается неизменным. Полученные черты вертикальной циркуляции неплохо согласуются с топографией изофосфаты $1,3 \text{ мг} \cdot \text{ат} \cdot \text{л}^{-1}$, приведенной в работе [5]. Эта изофосфата выклинивается в верхние слои именно в очаге подъема вод. Расположение промыслового очага тунцовых в среднемноголетнем августе, по данным К. Я. Мратова [7], также соответствует расчетному очагу максимальных восходящих движений.

В заключение авторы отмечают, что нелинейная модель А. С. Саркисяна является весьма перспективной для проведения диагностических расчетов трехмерной циркуляции в экваториальной зоне всего Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубравин В. Ф. Результаты наблюдений над течениями в Гвинейском заливе в августе — сентябре 1965 г. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 81—90.
 2. Саркисян А. С. Теоретические модели расчета течений в океаническом бассейне, включающем экватор. Севастополь, Морск. Гидрофиз. Исслед., 1970, вып. 2 (48), с. 64—75.
 3. Саркисян А. С., Серебряков А. А. Примеры расчета экваториальных течений. Севастополь, Морск. Гидрофиз. Исслед., 1970, вып. 1 (47), с. 60—69.
 4. Седых К. А. Некоторые данные по течениям Экваториальной Атлантики. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1970, вып. 18.
 5. Седых К. А., Лутошкина Б. Н. Гидрологические аспекты формирования продуктивной зоны в Гвинейском заливе. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1971, вып. 37, с. 31—80.
 6. Шалаевос А. С. Поля ветра и тангенциального напряжения ветра в приэкваториальном районе Атлантического океана. В сб. «Течения Ломоносова». Киев, 1966, с. 141—153.
 7. Мратов К. Я. Зоны поднятия и опускания вод у Западной Африки. В кн.: «Тектоника и геофизика Атлантического океана». М., Наука, 1966.
 8. Sturm M. and Voigt K. 1966. Observations on the structure of the equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea in 1964. I. Geophys. Res. vol. 71, № 12.
-

К. Д. КРЕЙМАН, А. Б. МЕНЗИН

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В МОРЯХ КОНЕЧНОЙ ГЛУБИНЫ

В связи с быстрым ростом масштабов освоения Мирового океана требования, предъявляемые в настоящее время к расчетам динамических процессов в морях конечной глубины, весьма разнообразны. Наряду с расчетами вертикальной динамической структуры, характерной особенностью которых является значительная схематизация процессов энергоснабжения и энергопередачи в море по сравнению с многообразием наблюдаемых явлений, широкое распространение в ряде прикладных задач океанологии получил метод полных потоков. В данной статье основное внимание уделено одному из недостаточно изученных вопросов теории интегральной циркуляции — исследованию возможности учета интенсивности турбулентного обмена в толще моря.

Физико-математической основой модели ветровой циркуляции являлись стационарные, линеаризованные уравнения движения и уравнение неразрывности:

$$-\lambda V = -gH \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{0x} - \tau_{Hx}); \quad (1)$$

$$\lambda U = -gH \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{0y} - \tau_{Hy}); \quad (2)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0. \quad (3)$$

где U, V — компоненты полного потока;

ξ — возвышение уровня над состоянием покоя;

g — ускорение свободного падения;

H — глубина;

ρ — плотность воды;

λ — параметр Кориолиса;

τ_{0x}, τ_{0y} — компоненты напряжения трения ветра на поверхности.

Компоненты трения у дна τ_{nx} , τ_{ny} считались пропорциональными полному потоку, что, предполагая стационарность в смысле Экмана, позволило учесть среднюю интенсивность вертикального турбулентного обмена в толще моря \bar{K} :

$$\tau_{nx} = \frac{\bar{K} \pi^2}{4H^2} U, \quad \tau_{ny} = \frac{\bar{K} \pi^2}{4H^2} V. \quad (4)$$

Система (1)–(3) решалась на электроаналоговой модели [2]. С этой целью после введения функции тока и перекрестного дифференцирования она была приведена к виду

$$\Delta\psi + \frac{H}{r} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{r}{H} \right) + \lambda \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H} \right) \right] \frac{\partial\psi}{\partial x} + \frac{H}{r} \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{r}{H} \right) - \lambda \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H} \right) \right] \frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{H}{\rho r} \operatorname{rot}_z \frac{\tau_0}{H}, \quad (5)$$

где Δ — оператор Лапласа;

ψ — функция тока;

$r = \frac{\bar{K} \pi^2}{4H^2}$ — так называемый размерный коэффициент придонного трения, причем $r = f(x, y)$.

В качестве граничных условий при решении уравнения (5) принималось:

на твердых границах моря

$$\psi = \text{const}, \quad (6)$$

на жидких границах моря

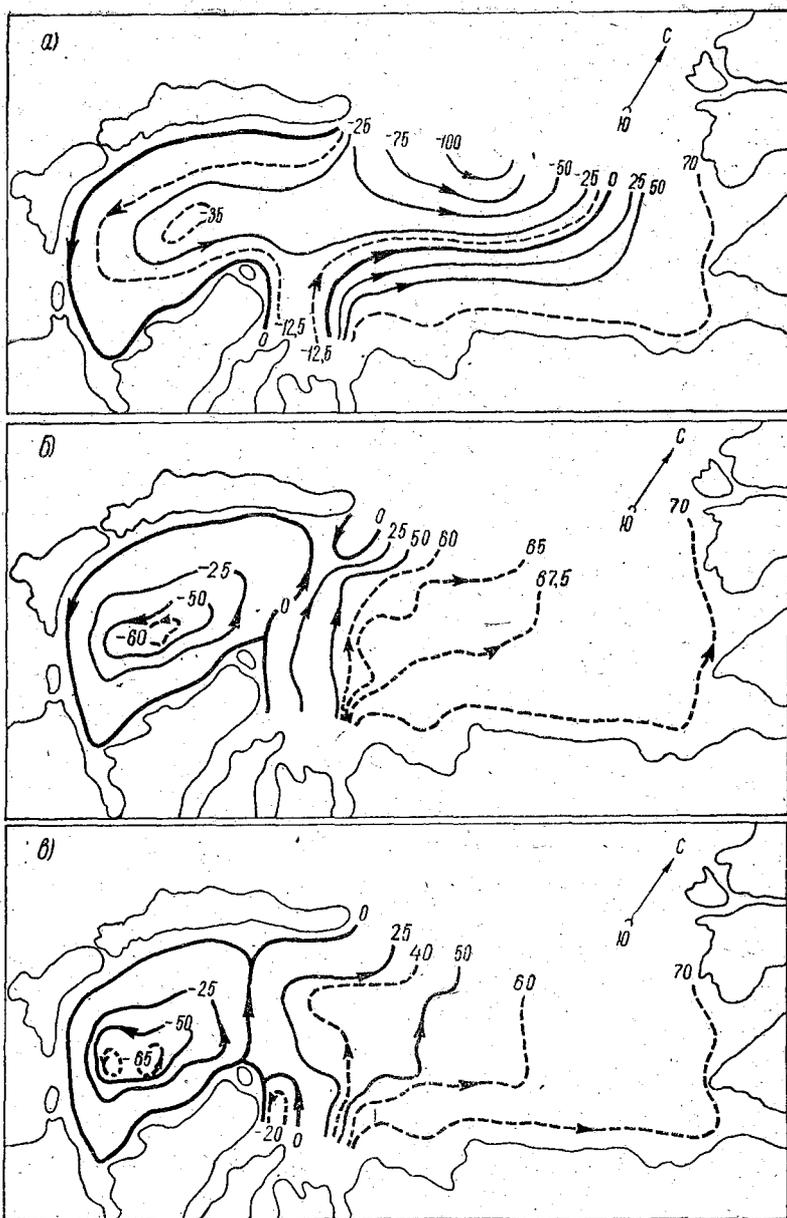
$$\frac{\partial\psi}{\partial n} = 0, \quad (7)$$

где n — нормаль к границе.

В качестве иллюстраций предлагаемой модели выполнен ряд расчетов ветровой циркуляции для августа при средних синоптических условиях на примере Карского моря.

Акватория Карского моря аппроксимировалась сеточной областью с регулярным шагом 50 км. Для каждого узла сетки значение \bar{K} в зависимости от скорости ветра, глубины и устойчивости в море рассчитывалось методом, предложенным в работе [1]. Кроме того, при моделировании циркуляции в море учитывался сток рек Оби и Енисея, определенный по среднепогодным данным.

Анализ результатов экспериментов (рисунок) показал, что на характер циркуляции в бассейне основное влияние оказывает изменение рельефа дна. Учет пространственного изменения среднего значения коэффициента турбулентного обмена сказывается главным образом на интенсивности циркуляции в мелководных районах исследуемой акватории.



Интегральная ветровая циркуляция ψ в ($10^{-3} \cdot \text{м}^3/\text{с}$) в Карском море
 при условиях:
 а - $\bar{K} = \text{const}$, $H = \text{const}$; б - $\bar{K} = \text{const}$, $H = f(x, y)$; в - $\bar{K} = f(x, y)$, $H = f(x, y)$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карлин Л. Н., Крейман К. Д. Определение коэффициента турбулентного обмена в мелком море на основе интегрального уравнения баланса энергии турбулентности. Деп. в ВИНТИ, № 297-74.
 2. Мензин А. Б. Об электрическом моделировании ветровых течений. Деп. в ВИНТИ, № 5130-72.
-

ТЕЧЕНИЯ И ПЕРЕНОС МОЛОДИ РЫБ С МЕСТ НЕРЕСТА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

Сведения о течениях в открытых районах Норвежского моря представляют большой интерес для рыболовства. Во-первых, поверхностные течения оказывают непосредственное влияние на дрейф судна во время промысла. Во-вторых, они в значительной мере сказываются на урожайности поколений промысловых рыб. Последнее обусловлено тем, что выживаемость личинок и молоди, в частности атлантическо-скандинавской сельди, зависит главным образом от условий, в которые они попадут в первые месяцы своей жизни, т. е. в период пассивного дрейфа вместе с результирующим потоком вод. Мальки будут находиться в благоприятных условиях, если их перенос будет проходить в северо-восточном направлении вместе с потоком атлантических вод, а скорость дрейфа совпадет с темпом перемещения с юга на север биологической весны.

Биологическая весна, по данным работы [6], начинается в Норвежском море в марте — апреле сначала в водах балтийского происхождения, затем в южных районах моря и вдоль побережья Скандинавского п-ва. В мае развитие весенних видов планктона происходит в пределах Западной, Восточной и Средней ветвей Норвежского течения. К июню биологическая весна охватывает северную часть Норвежского и отдельные районы Гренландского морей. В июле — августе весеннее развитие планктона наблюдается в водах Восточно-Исландского течения и смешанных водах центральной части Гренландского моря. Это средние сроки. В конкретные годы возможны сдвиги сроков до месяца в ту или иную сторону.

Момент наступления биологической весны характеризуется «вспышкой» развития планктона вообще и кормового планктона в частности. Сезон биологической весны длится полтора-два месяца. Если молодь рыб будет перемещаться на север одновременно с продвижением биологической весны, то достаточное количество корма будет способствовать хорошей выживаемости молоди. Если же, вследствие аномальных полей ветра и дрейфовых течений, мо-

лодь попадет в неблагоприятные в отношении корма условия (задержится в южных районах, где кормового планктона уже недостаточно, будет перенесена на север или в центральную часть моря, где биологическая весна еще не наступила, попадет в фиорды Норвегии), то возможна ее массовая гибель и появление неурожайного поколения. Поэтому учет особенностей течений в весенний период важен при изучении выживаемости молоди сельди, так как это позволит помочь совершенствованию методики прогноза урожайности поколения конкретного года.

Наиболее простой и достоверный путь изучения течений состоит в обработке данных фактических наблюдений статистическими методами. Таким путем в настоящее время можно получить необходимые сведения о распределении температуры, солености, химических элементов, но данных о течениях еще недостаточно и к ним подобный подход пока невозможен. В частности, по Норвежскому морю накоплен значительный материал наблюдений на стандартных разрезах над температурой, соленостью, рядом химических элементов, планктоном, но материалов инструментальных наблюдений над течениями крайне мало. Отсутствие наблюдений и сравнительная простота получения расчетных схем привели к тому, что изучение течений проводилось главным образом косвенными методами. Такова схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей А. П. Алексеева и В. Б. Истошина [1], уточненная схема постоянных течений В. Г. Колесникова [5], преобладающих поверхностных течений А. И. Танцюры [7]. Они дают наглядное представление о средней картине преобладающих поверхностных течений, характерных главным образом для теплой половины года.

Согласно работам [1, 5, 7], поток вод вдоль Скандинавского п-ва направлен на северо-восток. Однако расчеты полей течений, проведенные для весенне-летних периодов ряда лет, показали их очень большую изменчивость [3, 4]. Хотя направление геострофических течений в общем совпадало со средним направлением потоков вод вдоль Скандинавии, указанных на упомянутых схемах, но результирующие течения (векторная сумма геострофической и дрейфовой составляющих скорости течения) в ряде случаев имели противоположное направление. Это вызвало необходимость учета особенностей течений в весенне-летний период при исследовании путей миграции молоди промысловых рыб.

Целью работы являлся расчет течений для восточной части Норвежского моря и сопоставление его с данными наблюдений за переносом молоди атлантическо-скандинавской сельди.

Расчет дрейфовых течений проведен на основе классической теории течений В. Экмана для весенне-летних периодов пяти лет (1966—1970 гг.). Алгоритм расчета изложен в работе [2] и реализован на ЭВМ «Раздан-2». Программа составлена Н. А. Кузиной.

Материалы наблюдений за переносом молоди атлантическо-скандинавской сельди были любезно предоставлены А. С. Селиверстовым. Наблюдения проводились в районе 63—68° с. ш. и 5—

11^о в. д. в марте — апреле 1966—1970 гг. и представляют собой координаты поимки молоди рыб в два момента времени. В предположении, что перенос молоди, появившейся в один момент времени, происходил прямолинейно за интервал времени между первой и второй ее поимкой, вычислено направление переноса в румбах и его средняя скорость. Результаты приведены в таблице.

Сравнение данных о скоростях течения,
полученных по наблюдениям за дрейфом молоди рыб и по расчетам

| Период | Наблюдения | | Результирующие течения | |
|-------------------|-------------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|
| | скорость, см/с | направле- ние, румбы | скорость, см/с | направле- ние, румбы |
| 15/III—10/IV 1966 | 1,6 | ССВ | 11,9 | ССВ |
| 4—13/IV 1966 | 23,5 | СВ | 17,5 | С |
| 8—24/IV 1967 | 27,6 | СВ | 10,6 | СВ |
| 3—14/IV 1968 | 8,6 | СВ | 9,9 | СВ |
| 20/III—17/IV 1968 | 8,8 | СВ | 13,2 | СВ |
| 31/III—14/IV 1969 | 22,7 | СВ | 13,1 | СВ |
| 31/III—7/IV 1969 | 1,6 | В | 13,3 | ВСВ |
| 31/III—20/IV 1969 | 0,6 | СВ | 12,6 | ССВ |
| 12—29/IV 1969 | 20,0 | С | 15,7 | С |
| 4—12/IV 1969 | 36,5 | СВ | 15,9 | ВСВ |
| 22/III—3/IV 1970 | 7,4 | ССВ | 12,8 | ССВ |

Расчет дрейфовых течений проведен для периодов с устойчивыми барическими образованиями¹ над исследуемым районом. Для выделения подобных периодов были использованы ежедневные синоптические карты за март — апрель 1966—1970 гг. и дополнительно индексы атмосферной циркуляции А. Л. Каца по Исландскому району для этого же периода, рассчитанные в ЛГМИ под руководством К. В. Кондратовича. Длительность отдельных периодов колебалась от 2 до 11 дней. Интервалы времени между поимками молоди составляли 8—29 дней. Далее находилось среднее векторное значение скорости дрейфового течения для каждого интервала применительно к району наблюдений над переносом молоди рыб. Сопоставление данных о скоростях ее переноса с материалами средних скоростей дрейфовых течений в одном и том же районе для единых моментов времени показало большие различия как в скоростях, так и в направлениях течений. Это, по-видимому, связано с тем, что

¹ Период, на протяжении которого над рассматриваемым районом не менее двух дней сохранялась квазистойчивая синоптическая обстановка, т. е. воздушные потоки не меняли своего основного направления.

район наблюдений приходится на стрежень Норвежского течения, скорости которого соизмеримы со скоростями дрейфовых течений.

Следующим этапом было нахождение результирующих течений. Характерное значение скорости градиентно-конвекционного (так называемого «постоянного») течения было взято равным 15 см/с при направлении на ССВ [1, 5, 7]. Результирующие течения приведены в таблице. По направлению в семи случаях из одиннадцати получено полное совпадение. Значения скоростей переноса весьма различаются (в трех случаях из одиннадцати — на порядок). Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, расчет скорости переноса молоди атлантическо-скандинавской сельди был проведен при допущении о прямолинейности ее дрейфа, что в действительности наблюдается далеко не всегда. Во-вторых, значения скоростей течений в конкретные моменты времени могут на порядок превышать их средние многолетние значения. Для более корректного учета роли градиентно-конвекционных течений в переносе водных масс необходимо их рассчитывать для конкретных условий состояния термохалинного поля морской воды, подобно тому как рассчитывались дрейфовые течения для периодов устойчивых барических образований. К сожалению, наблюдений над температурой и соленостью, необходимых для расчета плотностных течений, для рассмотренных выше периодов не было.

Результаты расчета показали необходимость продолжения исследований путей переноса личинок и молоди сельди. Использование разработанной методики для прогноза полей дрейфовых течений, а также более корректный учет градиентно-конвекционных течений позволит точнее наметить районы экспедиционных исследований первого этапа жизни промысловых рыб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. Калининград, 1962.
2. Беляева И. П., Богданов С. И. Поверхностные дрейфовые течения Норвежского и Гренландского морей. Материалы сессии Ученого Совета ПИНРО по результатам исследований в 1965 г. Мурманск, 1967, вып. VIII.
3. Карпова И. П. Течения Норвежского и Гренландского морей весной 1970 г. Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27.
4. Карпова И. П. Изменчивость дрейфовых течений Норвежского моря в весенне-летний период. Сб. «Природа и хозяйство Севера», Апатиты, 1971, вып. 3.
5. Колесников В. Г. Схема постоянных течений Норвежского моря. Тр. АтлантНИРО, 1964, вып. 13.
6. Павштикс Е. А. Сезонные изменения в планктоне и кормовые миграции. Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27.
7. Танцюра А. И. Преобладающие поверхностные течения Норвежского моря. Тр. ПИНРО, 1970, вып. 27.

В. Н. ЯКОВЛЕВ, А. А. БАРИНОВ, А. Б. ЗУБИН, А. Ф. ФЕДОСЕЕВ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРХНЕГО ИЗОТЕРМИЧЕСКОГО СЛОЯ И ГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

1. О пространственно-временной изменчивости верхнего изотермического слоя Северной Атлантики

К последнему времени для северной части Атлантического океана накоплен значительный массив данных по термике вод, позволяющий начать более глубокое изучение их термической структуры. В предлагаемой работе предпринята попытка исследовать основные закономерности пространственно-временной изменчивости глубины верхнего изотермического слоя (H_0) в Северной Атлантике. В работе использованы данные термобатиграфного массива Вудсколлского океанографического института (всего около 74 тыс. [19]), Каталога гидрологических измерений в Атлантическом океане, созданного в Атлантическом отделении Института океанологии им. П. П. Ширшова (более 66 тыс.), а также данные судовых наблюдений АтлантНИРО. Первые представляют собой среднемесячные многолетние значения температуры вдоль восьми меридианов ($10^{\circ}30'$; $20^{\circ}30'$; $30^{\circ}30'$; $40^{\circ}30'$; $50^{\circ}30'$; $60^{\circ}30'$; $65^{\circ}30'$ и $70^{\circ}30'$ з. д.) к северу от 20° с. ш., вторые — среднемесячные многолетние значения температуры и ее градиентов в стандартных слоях (между стандартными горизонтами), осредненные по одноградусным квадратам. Следует отметить, что в общих точках американские данные, как правило, совпадали с советскими. Были построены карты топографии H_0 для каждого месяца. В работе приведены карты для февраля, мая, июля и ноября, характеризующие основные сезоны года, а также кривые годового хода H_0 в отдельных точках Северной Атлантики, характерных для ее климатических зон [9] (рис. 1 и 2).

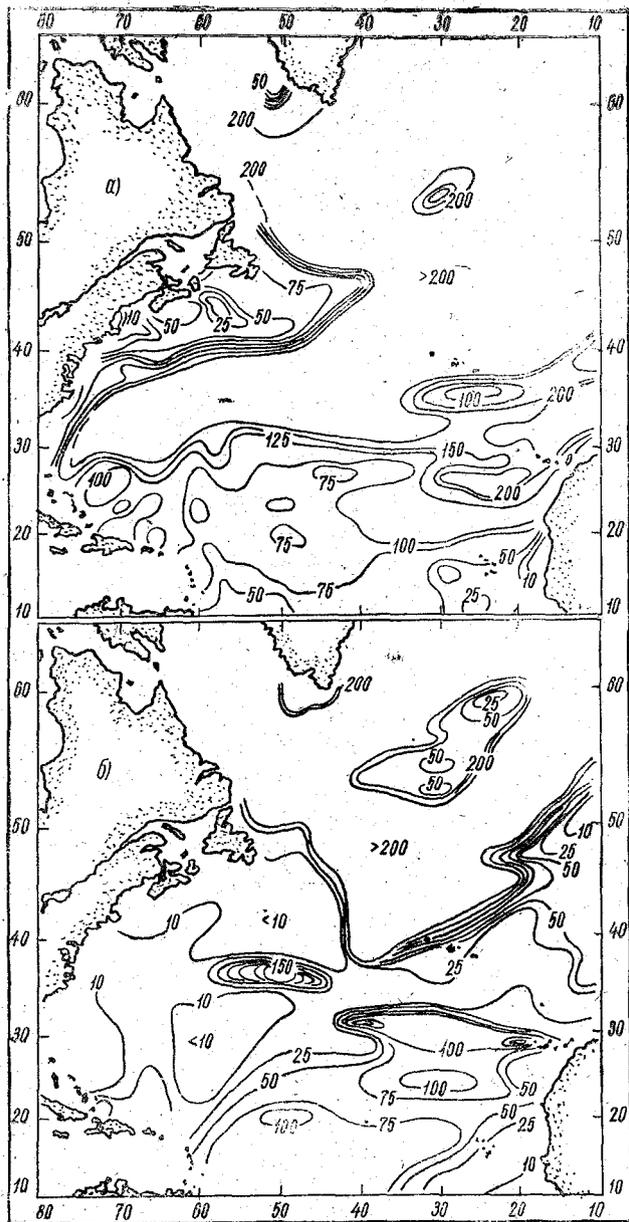


Рис. 1. Глубина верхнего изотермического слоя вод Северной Атлантики (H_0 , м) в различные сезоны года:
 а — февраль; б — май;

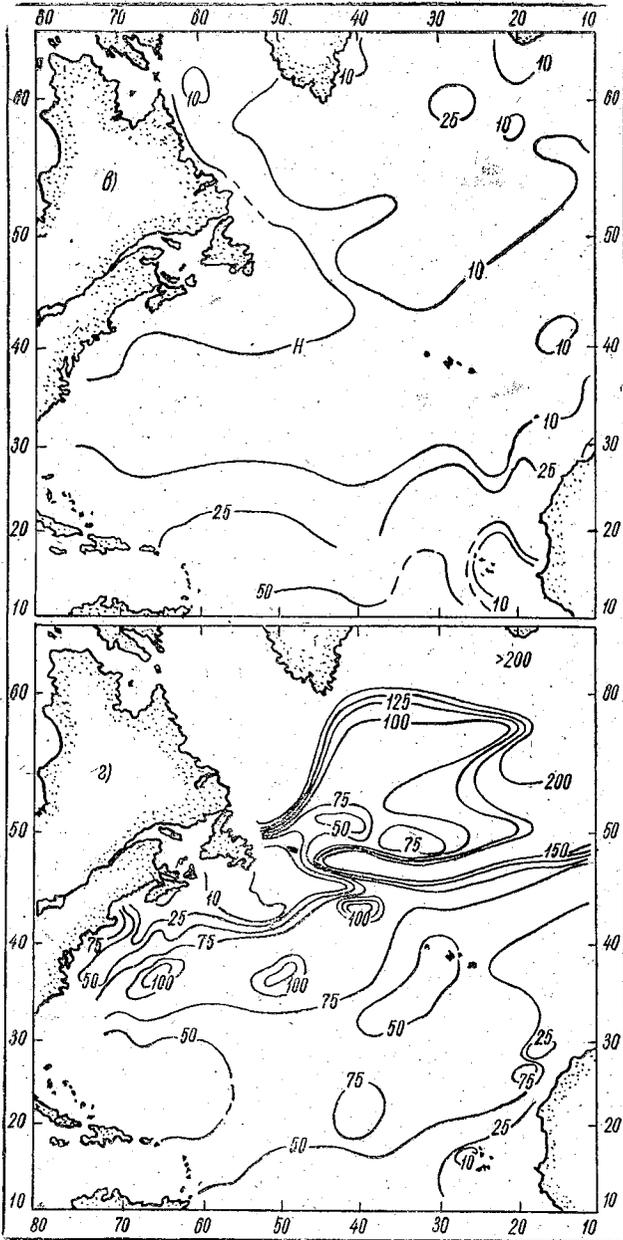


Рис. 1. Глубина верхнего изотермического слоя вод Северной Атлантики (H_0 , м) в различные сезоны года:
 1 - июль; 2 - ноябрь.

В зимний период, как видно из рис. 1, *a*, на фоне общего уменьшения H_0 с севера на юг в отдельных локальных районах Северной Атлантики прослеживаются отклонения от зональности, являющиеся, вероятно, следствием местных гидрометеорологических процессов. Наибольшая глубина изотермического слоя отмечается в субполярной зоне, центрально-восточной части зоны умеренных широт и в западной части субтропической зоны (в районе Саргассова моря). В двух первых зонах это вызвано значительным охлаждением поверхности океана и усилением циклонической деятельности, приводящими к интенсивному конвективно-ветровому перемешиванию, распространяющемуся до больших глубин (более 200 м); в районе Саргассова моря — целым комплексом факторов: во-первых, этот район является очагом взаимодействия океана и атмосферы [14], во-вторых, он расположен в системе антициклонического круговорота, скорость опускания вод в котором в холодное время года достигает $15-27 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ [1], и, в-третьих, увеличению H_0 здесь, возможно, способствует процесс вихреобразования на правой периферии Гольфстрима [1, 12, 13]. Необходимо отметить, что южная граница максимального конвективного перемешивания в слое 0—200 м приурочена к периферии Саргассова моря и с января по апрель носит квазипостоянный характер.

Основной особенностью района от субтропических до субполярных широт является нарушение зональности в поле H_0 . В первую очередь это относится к западным областям Северной Атлантики, где вдоль свала глубин от Багамских о-вов до входа в Девисов пролив H_0 не превышает 75—100 м (см. рис. 1, *a*). При этом на отдельных участках шельфа, как, например, в районе банок Джорджес и Сен-Пьер, H_0 достигает всего 10—25 м. Полученная сложная картина обусловлена, вероятно, динамико-топографическими причинами. Однако значительный вклад может принадлежать и воздействию господствующих здесь в холодный период ветров с материка. Они вызывают стгон поверхностных вод в открытый океан и тем самым способствуют подъему более соленых (и плотных) вод и адвекции их в пределы шельфа. Благодаря резкому увеличению солености с глубиной, перемешивание вод до дна не распространяется. Подобным же образом можно объяснить, по-видимому, уменьшение H_0 у юго-западного берега Гренландии.

Большой интерес вызывает также локальный участок с относительно слабым конвективным перемешиванием (менее 100 м), расположенный в обширном районе субтропических и умеренных широт над южной оконечностью хребта Рейкьянес ($52-56^\circ$ с. ш., 30° з. д.; см. рис. 1, *a*). Он образуется главным образом в результате подъема вод в субполярном циклоническом круговороте [1].

Области с гомотермией более 200 м наблюдаются также в восточных частях субтропической (вдоль 33° с. ш.) и тропической (вдоль 27° с. ш.) зон. Образование глубокой ложбины в распределении H_0 , простирающейся в юго-западном направлении от выхода из Гибралтарского пролива, связано, с одной стороны, с опусканием

вод вдоль ветви Гольфстрима, которая, пройдя южнее Азорских о-вов в районе Канарских резко поворачивает на юго-юго-запад и следует к о-вам Зеленого Мыса [1], а с другой стороны,—с поступлением охлажденных вод с севера восточнее Азорских о-вов [15]. Сочетание топогенного эффекта с циркуляцией вдоль левого края этой ветви ограничивает перемешивание вод в районах подводных возвышенностей (южнее Азорских о-вов) и в прибрежных областях Африки до 100—125 м. Картина распределения H_0 в прибрежной зоне усложняется апвеллингом [1, 2, 11], который в осенне-зимний период смещается к берегу, а в весенне-летний — в открытый океан [2].

В центральной и западной областях тропической зоны H_0 уменьшается до 75—100 м, а его распределение более однородно (см. рис. 1, а). Последнее обусловлено тем, что процессы осенне-зимней конвекции и ветрового перемешивания проявляются здесь слабее и охватывают меньшую толщу вод. Сезонный термоклин не успевает полностью разрушиться и лишь размывается и заглубляется до 90—140 м [2].

Весной области с глубиной изотермического слоя, превышающей 200 м, продолжают сохраняться в субполярной зоне, в значительной части зоны умеренных широт и в центральной и восточной областях [9] субтропической зоны (рис. 1, б), что, по нашему мнению, объясняется динамикой вод. В первом случае сказывается усиление деятельности Лабрадорского течения, холодные воды которого частично распространяются до Азорских о-вов, а частично увлекаются Северо-Атлантическим течением и включаются в субполярный циклонический круговорот. В круговорот, очевидно, включаются также арктические воды Восточно-Гренландского течения. Во втором случае H_0 подвергается влиянию процесса опускания вод вдоль правых краев ветвей Гольфстрима, образующих обширные вихри [1].

Ослабление циклонической деятельности и начавшийся прогрев вод ведут к резкому уменьшению H_0 от тропиков до 50° с. ш. (до 10—25 м в западных областях и до 25—50 м — в восточных). Примечательно, что аномалии в распределении H_0 в западных областях сохраняются. В районе Большой Ньюфаундлендской банки и в южной части Саргассова моря перемешивание не охватывает даже 10-м слоя океана. В первом случае это обусловлено, по-видимому, нагоном с юга теплых поверхностных вод преобладающими в этот период юго-западными ветрами [1, 3, 7]; во втором случае — подъемом вод в обширном циклоническом вихре, образуемом ветвью Гольфстрима, идущей вдоль Срединно-Атлантического хребта [1].

Для весеннего периода характерно также расширение области с глубиной изотермии меньше 100 м в центральной части зоны умеренных широт (см. рис. 1, б). Наблюдающаяся в ней «пятнистость» — результат взаимодействия холодных вод Норвежского моря, распространяющихся вдоль восточного склона хребта Рейкьянес и далее на запад через поперечный разлом между ним и Сре-

динно-Атлантическим хребтом, с водами течений Ирмингера и Северо-Атлантического [1, 3]. В конце весны аналогичная картина, обусловленная меандрированием и вихревыми образованиями циклонического и антициклонического типа, отмечается в районе полярного фронта. В центральной части тропической зоны существенных изменений в распределении H_0 не наблюдается.

Летний прогрев поверхностных вод вызывает значительные вертикальные градиенты температуры воды в приповерхностном слое, которые затрудняют вертикальный обмен в океане [2, 8]. Поэтому летом почти на всей рассматриваемой акватории H_0 не превышает 10—25 м (рис. 1, в), причем на больших площадях изотермический слой практически отсутствует. Прежде всего это относится к району Северо-Западной Атлантики, где вдоль свала глубин от Чесапикского зал. до Гудзонова пролива сезонный термоклин выклинивается на поверхность [2]. Значение H_0 меньше 10 м наблюдается во всей субтропической зоне.

Отличительной особенностью распределения H_0 в летний период является четко выраженная зональность в субтропической и тропической зонах. При этом отмечается увеличение H_0 с севера на юг от 10 до 50 м. Исключение составляет район подъема вод у о-вов Зеленого Мыса. Азональность в распределении H_0 , сохраняющаяся в зоне умеренных широт, обусловлена, по всей вероятности, в Девисовом проливе взаимодействием течений Лабрадорского и Ирмингера, в северо-западной части зоны — адвекцией тепла и значительным прогревом вод на мелководье и в восточной части — взаимодействием Северо-Атлантического и Лабрадорского течений.

С началом осеннего охлаждения поверхностных вод и усиления ветрового перемешивания сезонный термоклин, подстилающий изотермический слой, начинает разрушаться в северных широтах, заглубляться и размываться в южных; H_0 быстро увеличивается — примерно со скоростью 20—25 м в месяц [1] (рис. 2). Поэтому в северных широтах уже к ноябрю, в умеренных — к декабрю, а в западной части субтропических — к январю сезонный термоклин разрушается и в 200-м толще вод наблюдается почти полная изотермия.

Из рисунка 1, г видно, что уже к ноябрю процессы перемешивания во всей Северной Атлантике распространяются до 50 м в тропической зоне и до 75—100 м в зоне умеренных широт. Вдоль правых краев Гольфстрима и Северо-Атлантического течения H_0 в два раза больше, чем слева. Это зависит от формирования циклонических (слева) и антициклонических (справа от течения) вихрей во фронтальной зоне с соответствующими подъемами и опусканиями вод. Образованию локальных вихрей способствует также рельеф дна и местные климатические условия [3]. Полярный фронт осенью, по сравнению с другими сезонами, прослеживается на картах топографии H_0 во всем протяжении.

Уменьшение H_0 до 10—25 м, отмечаемое в районах Северо-Западной Атлантики (над Большой банкой и Новошотландским шель-

фом) и у северо-западных берегов Африки, вызвано, по-видимому, изменениями в структуре вод, связанными в первом случае с адвективным влиянием Гольфстрима, а во втором — с апвеллингом в тропической циклонической системе, благодаря чему процесс перемешивания охватывает лишь небольшой поверхностный слой [1, 11]. В центральной части тропической зоны характер распределения H_0 сохраняется таким же, как и в предыдущий сезон.

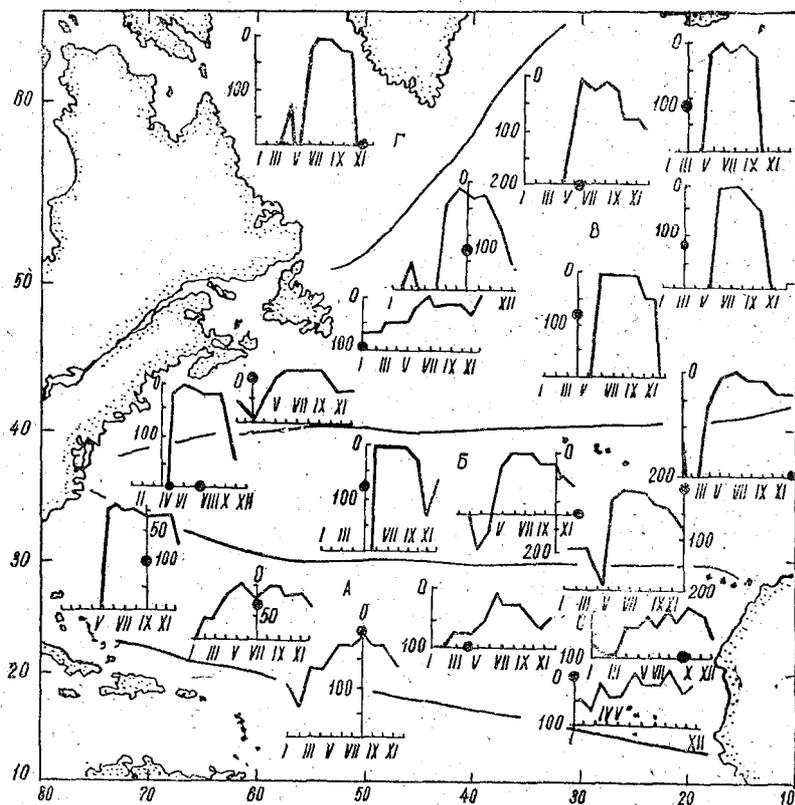


Рис. 2. Годовой ход H_0 в характерных точках Северной Атлантики — климатических зонах:

А — тропической; Б — субтропической; В — умеренных широт; Г — субполярной (по Зубину [9]).

На рис. 2 показаны кривые годового хода H_0 для отдельных характерных точек Северной Атлантики. Они отражают не только основные закономерности пространственно-временной изменчивости H_0 в основных климатических зонах [9], но и региональные особенности характера H_0 , обусловленные главным образом адвективным влиянием течений, приводящим к нарушениям зональности. Именно этим и объясняется, по-видимому, нарушение плавности годового

го хода H_0 в районах взаимодействия вод различного происхождения (системы Гольфстрима и лабладорских, течения Ирмингера и норвежских и т. п.). В слабоадвективных районах годовой ход H_0 определяется в основном сезонными изменениями температуры поверхностных вод. Например, в юго-восточной части зоны умеренных широт и в восточной — субтропической зоны, где колебания радиационного баланса, теплоотдача через поверхность океана и влияние адвекции незначительны, годовой ход H_0 аппроксимируется кривой, близкой к синусоиде [3, 9].

Таким образом, в субполярной, умеренной и субтропической зонах изменения H_0 носят ярко выраженный сезонный характер, в тропической зоне они менее значительны. Зональный характер в распределении H_0 отмечается только в летний период в субтропической и тропической зонах. В более высоких широтах летом и на всей акватории Северной Атлантики в остальные сезоны года зональность нарушается. Однако на фоне региональных особенностей в распределении H_0 прослеживается общая тенденция увеличения H_0 летом на север и на юг от субтропической зоны, а зимой — от тропических до полярных широт.

Региональные особенности пространственно-временной изменчивости H_0 обусловлены циркуляцией атмосферы, топографией дна и, главным образом, динамикой вод. Особенно существенны аномалии в распределении H_0 в Северо-Западной Атлантике, центральной части зоны умеренных широт и районе о-вов Зеленого Мыса.

2. Геострофическая циркуляция вод Северо-Западной Атлантики

Для изучения циркуляции вод авторами был выполнен расчет геострофических течений динамическим методом и построены карты геострофической циркуляции на поверхности и горизонтах 50 и 100 м для зимнего (январь — март) и летнего (июль — сентябрь) сезонов.

В качестве исходных данных были выбраны 1153 гидрологические станции в пределах шельфа, выполненные судами АтлантиНИРО в период 1961—1966 гг., и 508 станций за пределами шельфа из Каталога гидрологических измерений в Атлантическом океане (Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова). На зимний период пришлось 374 станции на шельфе и 230 в мористой части, на летний — 779 и 278, соответственно. За элементарную площадь для вычисления средней температуры и солёности были выбраны сферические трапеции размерами: на шельфе — $20'$ по широте и $30'$ по долготе, за пределами шельфа — $1^\circ \times 1^\circ$.

При вычислении динамических высот в качестве нулевой поверхности для шельфа была выбрана поверхность 200 дбар, для мористой части — 2000 дбар. Затем динамические высоты были приведены к единому уровню отсчета — 200 дбар. Динамические горизонты для поверхности и 50 м проведены через 25 дин. мм, для 100 м — через 10 дин. мм. Карты (рис. 3—5) отражают геострофическую

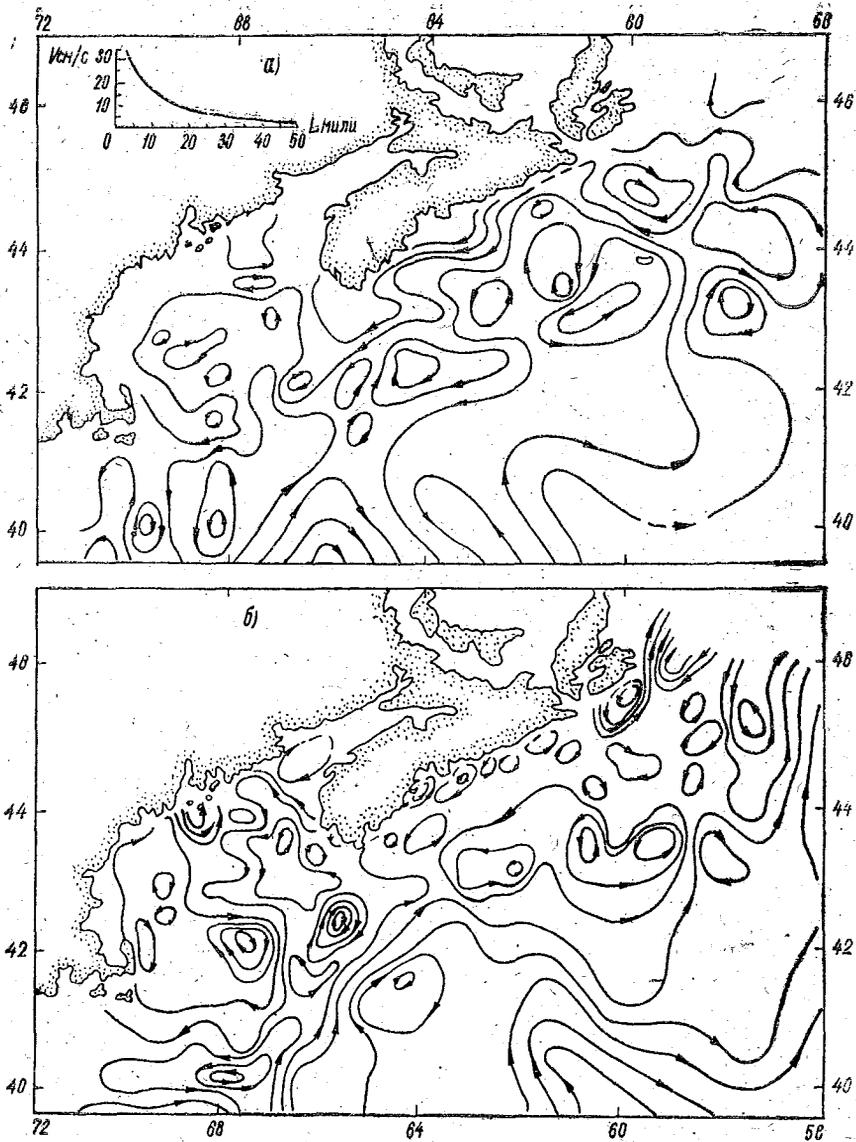


Рис. 3. Географическая циркуляция вод на поверхности океана в зимний (а) и летний (б) сезоны.

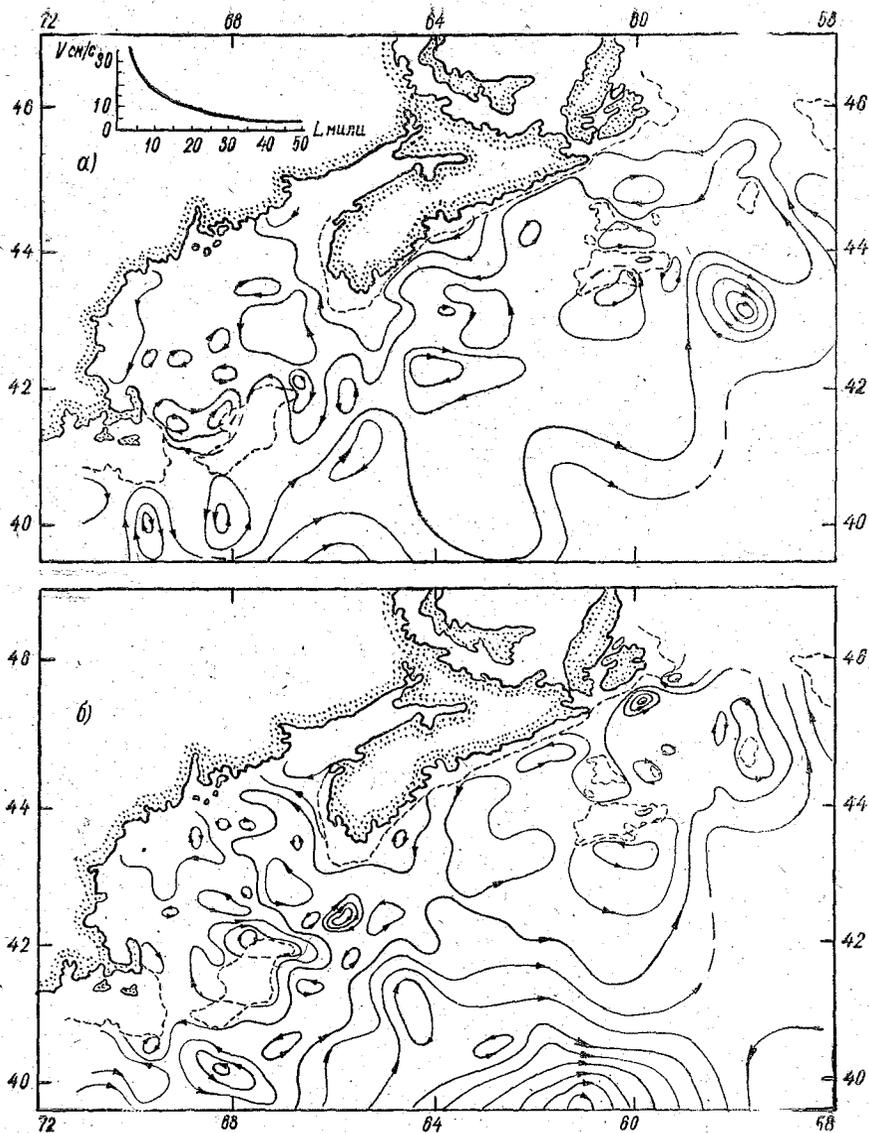


Рис. 4. Геострофическая циркуляция вод на горизонте 50 м в зимний (а) и летний (б) сезоны.
 - - - - - изобата 50 м.

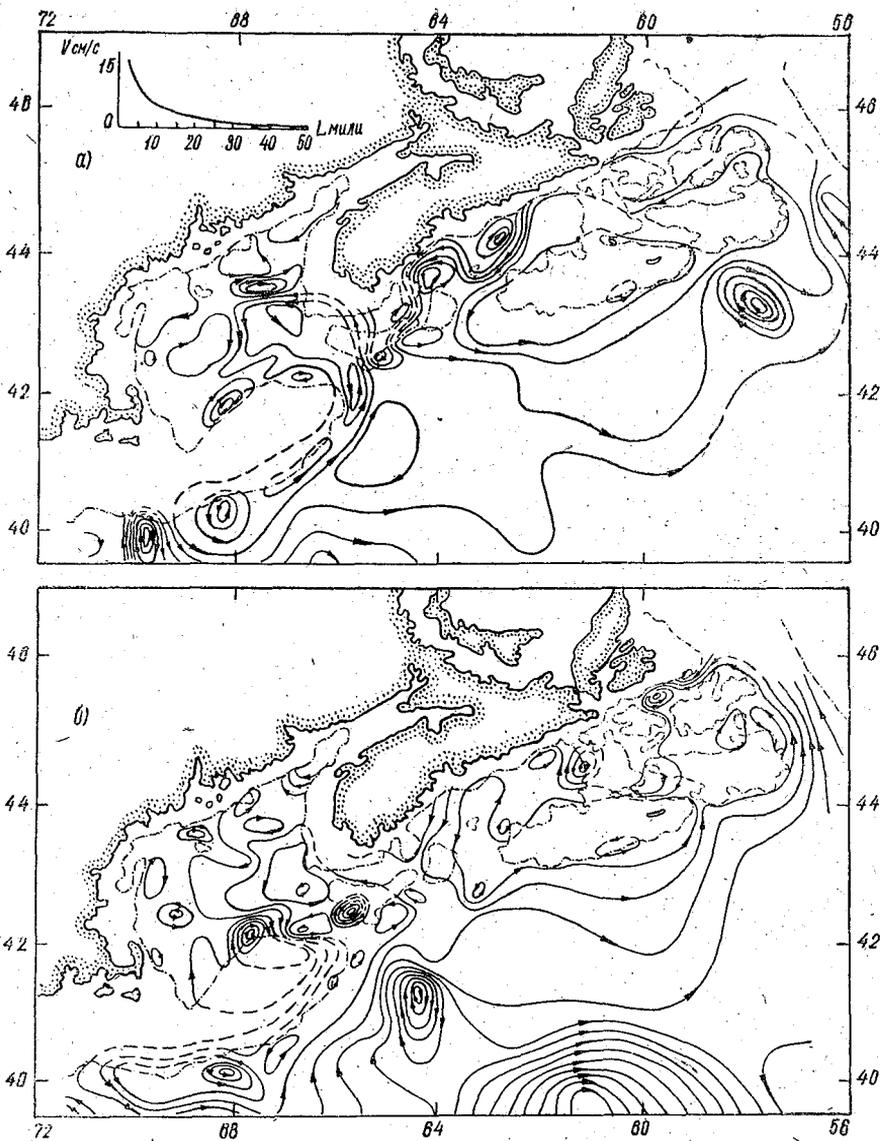


Рис. 5. Геострофическая циркуляция вод на горизонте 100 м в зимний (а) и летний (б) сезоны.

--- изобата 100 м.

циркуляцию границы между лабдорской и поверхностной прибрежной водой (50 м) и ядра лабдорской водной массы (100 м) [5].

Существенной чертой циркуляции вод является наличие двух разнонаправленных потоков. Первый — модифицированные воды Гольфстрима, или так называемое течение «склоновых» вод [1], распространяющееся с юго-запада на северо-восток; второй — холодные воды Лабдорского течения и воды из зал. Св. Лаврентия. Степень выраженности этих потоков обуславливает сезонные изменения поля ветра и положения и интенсивности Гольфстрима. Так, с одной стороны, в зимний период преобладание ветров северных направлений способствует усилению выноса вод из зал. Св. Лаврентия и лабдорских вод с Большой Ньюфаундлендской банки [6, 7]. С другой стороны, уменьшение расхода Гольфстрима вызывает наибольшее удаление системы течений «склоновых» вод от края континентального шельфа [1]. Благодаря этому объем поверхностных и лабдорских вод зимой увеличивается, а донных («склоновых») — значительно уменьшается [4].

Интенсивное развитие переноса холодных вод с северо-востока на юго-запад заметно во всей толще вод, но особенно четко прослеживается на горизонте 100 м (рис. 5, а) в районе Новошотландского шельфа. Пройдя между банками Мизен и Артимон в районе о. Сейбл, основная часть вод поворачивает на северо-запад. Это обусловлено влиянием рельефа дна и интенсивным подтоком «склоновых» вод во впадину Галли с юга, что неоднократно отмечалось многими авторами [16] и хорошо подтверждается полученной схемой циркуляции. Основной поток у юго-западной оконечности п-ва Новая Шотландия разветвляется: одна ветвь направляется на север, в сторону залива Фанди, а другая — по Шотландскому желобу на юг, образуя к юго-востоку от банки Браунс изгиб антициклонического характера. У выхода из Восточного прохода происходит встреча этих вод со «склоновыми», распространяющимися с юго-запада. Взаимодействие их приводит к образованию вихрей разного знака. При этом одна часть вод, состоящая преимущественно из лабдорских, поступает через Восточный проход в зал. Мэн и огибает его против часовой стрелки, другая — главным образом «склоновые» воды — идет на юго-восток. Отличительной чертой второго потока является меандрирование. После образования ряда меандров поток следует к проходу Галли, где его воды частично отклоняются вправо и, обогнув банку Банкеро, проникают в пролив Кабота.

В летний период преобладающие южные и юго-западные ветры, а также усиление деятельности Гольфстрима и его наибольшее приближение к краю континентального шельфа [1, 7] способствуют более интенсивному притоку «склоновых» вод в исследуемый район и ослаблению выноса холодных вод лабдорского происхождения (см. рис. 3—5, б).

С юго-запада в район входит течение «склоновых» вод, мощность которого по пути следования уменьшается, так как часть его

вод включается в круговороты (главным образом циклонические), расположенные вдоль свала банки Джорджес. Относительно мощный поток прослеживается до южных склонов банки Ла-Хав (см. рис. 3, б). Здесь течение «склоновых» вод разветвляется, меньшая часть его вод отходит к берегу п-ва Новая Шотландия и в зал. Мэн, а основной поток поворачивает на юго-восток. В районе квазистационарного меандра [1], который хорошо выражен и на наших картах (см. рис. 3—5), этот поток сливается с водами Гольфстрима и затем следует в пролив Кабота. При этом от левой периферии потока (41° с. ш., 60° з. д.) часть вод отклоняется к северу. Усиление переноса вод с юга вызывает ослабление адвекции вод лабрадорского происхождения. Проникая по глубоководным впадинам на шельф, они увеличивают объем донных вод шельфа [4]. Таким образом, можно констатировать, что в поле циркуляции в зимнее время определяющую роль играют воды лабрадорского происхождения, а в летнее — «склоновые».

Наличие разнонаправленных потоков с их многочисленными ответвлениями, сложный рельеф дна и очертаний береговой линии способствуют образованию большого числа крупных и мелких завихрений и круговоротов. Почти все круговороты распространяются до дна. Благодаря рельефу многие из них носят квазистационарный характер. В летний период проявляется общая тенденция к усилению интенсивности квазистационарных вихревых образований и возникновению мелких циклонических и антициклонических вихрей (см. рис. 3, б). Так, наличие целого ряда вихрей разного знака характерно для акваторий банок Кансо, Мизен, Артимон, северо-западных склонов банки Банкеро, отмели о. Сейбл, северо-восточной части зал. Мэн. К образованию целого ряда чередующихся циклонических и антициклонических вихрей на поверхности приводит уменьшение скорости потока, следующего вдоль побережья Новой Шотландии.

Зимой образование нескольких вихрей разного знака отмечается только в районе банки Браунс и у северо-восточных склонов банки Джорджес (см. рис. 3—5).

С глубиной характер циркуляции в основном сохраняется. Положение и направление вращения вихрей не изменяется. Характерным является исчезновение мелких (диаметром менее 30 миль) вихрей. Особенно хорошо это проявляется в теплый период года в прибрежной зоне (см. рис. 3—5, б). Очевидно, образование небольших круговоротов, обусловленных местными ветрами и влиянием берегов, происходит только в приповерхностных слоях, т. е. до границы поверхностных и лабрадорских вод [4, 5]. Вихри же, возникновение которых связано с динамико-топографическими причинами, распространяются, как правило, до дна, систематически образуясь в одних и тех же местах, и наблюдаются как летом, так и зимой. Так, циклонический перенос вод со множеством циклонических круговоротов внутри, охватывающий южные, восточные и северные

Характеристика вихрей

| Район | З И М А | | | | | |
|---|------------|----------------------------------|--------------------|---------------------------------|------------------------------|------------------------------------|
| | знак вихря | координаты центра (с. ш., з. д.) | размер вихря, милл | направ- ные глав- ной оси | средняя скорость, см/с | глубина распростра- нения, м |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| БАНКА ДЖОРДЖЕС | | | | | | |
| южные склоны | Антициклон | 40°10'; 69°45' | 20 × 45 | С | 15 | 100 |
| восточные " | Циклон | 40°10'; 68°15' | 40 × 70 | Ю(с?) | 20 | 100 |
| северные " | Антициклон | 42°10'; 66°45' | 15 × 25 | ЮЗ | 20 | 100 |
| западные " | " | 41°30'; 68°15' | 25 | Ю | 20 | 100 |
| ЗАЛИВ МЭН | | | | | | |
| | Циклон | 42°10'; 68°15' | 30 × 30 | СВ | 10 | 50 |
| | Антициклон | 42°30'; 68°45' | 20 × 60 | СВ | 8 | 100 |
| | Циклон | 42°45'; 69°15' | 10 × 20 | ЮЗ | 7 | 100 |
| | Циклон | 43°00'; 67°10' | 15 × 30 | С | 9 | 0 |
| | Антициклон | 43°30'; 67°30' | 20 × 35 | З | 12 | 100 |
| ВОСТОЧНЫЙ ПРОХОД | | | | | | |
| | Циклон | 42°15'; 65°30' | 15 × 35 | СВ | 14 | 100 |
| | Антициклон | 41°30'; 65°30' | 20 × 30 | СВ | 9 | 100 |
| НОВОШОТЛАНДСКИЙ ШЕЛЬФ | | | | | | |
| к юго-западу от банки Браунс | Антициклон | 42°20'; 64°15' | 50 × 110 | ЗЮЗ | 12 | 50 |
| Новошотландский про- ход | Циклон | 43°15'; 64°45' | 25 × 35 | Ю | 9 | 50 |
| северо-западные скло- ны банки Эмералд | Антициклон | 43°15'; 61°15' | 45 × 65 | Ю | 9 | 0 |
| северо-восточная часть Новошотландского зал. | Циклон | 44°25'; 61°50' | 15 × 20 | ЗЮЗ | 12 | 50 |
| о. СЕЙБЛ | | | | | | |
| (циклоническое обра- щение вод) | Циклон | 43°15'; 60°30' | 75 × 120 | ЮЗ | 10 | 100 |
| РАЙОН БАНК КАКСО МЕЦЕН | | | | | | |
| | Антициклон | 44°50'; 59°45' | 30 × 70 | СЗ | 11 | 50 |
| БАНКА БАНКЕРО | | | | | | |
| | Циклон | 44°20'; 57°45' | 50 × 90 | СЗ | 9 | 0 |
| К ЮГО-ВОСТОКУ ОТ ПРОХОДА ГАЛЛИ | | | | | | |
| | Антициклон | 43°15'; 57°45' | 45 × 55 | С | 13 | 100 |
| РАЙОН о. КЕИП-БРЕТОН | | | | | | |

| знак вихря | координаты центра (с. ш., з. д.) | размер вихря, мили | направление глав- ной оси | | средняя скорость, см/с | глубина распростра- нения, м |
|------------|--|--------------------------|---------------------------------|----|------------------------------|------------------------------------|
| | | | 11 | 12 | | |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 12 | 13 |
| Циклон | 40°30'; 67°15' | 15×40 | СВ | 14 | 100 | |
| Циклон | 40°10'; 68°00' | 20×35 | СВ | 20 | 100 | |
| Циклон | 41°30'; 66°30' | 25×45 | СВ | 12 | 100 | |
| Антициклон | 42°10'; 67°45' | 50×65 | Ю | 22 | 100 | |
| Циклон | 42°30'; 69°15' | 20×25 | ЮЗ | 11 | 100 | |
| Антициклон | 41°50'; 69°45' | 25×45 | Ю | 9 | 100 | |
| " | 42°50'; 69°15' | 25×30 | Ю | 10 | 100 | |
| " | 43°50'; 67°45' | 20×30 | З | 12 | 100 | |
| Циклон | 43°30'; 66°45' | 25×30 | С | 12 | 50 | |
| Циклон | 43°45'; 68°45' | 20×30 | Ю | 14 | 50 | |
| Циклон | 42°20'; 66°30' | 15×25 | СВ | 14 | 50-100 | |
| Антициклон | 42°30'; 65°45' | 40×60 | ЮЗ | 26 | 100 | |
| Антициклон | 41°30'; 64°30' | 55×80 | СР | 7 | 100 | |
| Циклон | 43°40'; 64°00' | 30×50 | ЮЗ | 6 | 0 | |
| " | 43°10'; 65°15' | 40×65 | В | 8 | 50 | |
| Антициклон | 43°30'; 64°45' | 15×20 | ЮЗ | 6 | 50 | |
| " | 44°30'; 59°45' | 30×40 | Ю | 9 | 100 | |
| Циклон | 44°50'; 61°45' | 15×25 | СВ | 9 | 100 | |
| Антициклон | 44°45'; 61°10' | 15×25 | СВ | 6 | 100 | |
| Циклон | 43°30'; 60°45' | 20×40 | С | 12 | 50 | |
| Циклон | 43°30'; 59°20' | 35×45 | ЮЗ | 16 | 100 | |
| Антициклон | 45°00'; 58°15' | 25×40 | ЮЗ | 12 | 100 | |
| Циклон | 45°00'; 57°45' | 25×35 | С | 14 | 100 | |
| Антициклон | 43°20'; 58°15' | 35×45 | С | 9 | 0 | |
| Циклон | 45°30'; 59°45' | 20×40 | ЮЗ | 16 | 100 | |
| Антициклон | 45°30'; 59°15' | 15×35 | ЮЗ | 17 | 100 | |

Характеристика вихрей

| РАЙОН | З И М А | | | | |
|-------------------------------|---------------|---|---------------------------|-------------------------|------------------------------|
| | знак вихря | координаты центра (с. ш., з. д. и ю. ш., в. д.) | размеры вихря, мили | Направл. главн. осей | средняя скорость, см/с |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| СЕБЕРО-ЗАПАДНАЯ АФРИКА | | | | | |
| южнее о. Гран-Канария | Циклон | 26°00' с. ш.; 15°30' з. д. | 150×60 | СВ | >75 |
| м. Кан-Блан | " | 21°30' ; 17°30' | 120×40 | СВ | 50 |
| Сев. м. Зеленый | " | 17°30' ; 17°20' | 120×40 | СВ | >75 |
| вокруг о. Тенерифе | Антициклон | 28°30' ; 16°30' | 100×80 | В | 25—50 |
| вост. о. Зеленого Мыса | " | 16°30' ; 21°30' | 100×80 | СЗ | 25—50 |
| зап. м. Зеленый | " | 14°00' ; 19°00' | 60×35 | С | 50 |
| южн. м. Зеленый | Антициклон | 12°30' ; 18°00' | 40×10 | СЗ | 25 |
| ГВИНЕЙСКИЙ ЗАЛИВ | | | | | |
| между Батерстом и Конакри | Антициклон | 10°00' с. ш.; 16°00' в. д. | 300×250 | СЗ | 50 |
| р-н Моировии | " | 6°00' ; 12°30' | 120×100 | СЗ | 50 |
| ю.-з. Моировии | " | 2°30' ; 15°00' | 270×280 | В | 10—25 |
| южнее Либерии | " | 2°30' ; 8°00' | 60×100 | В | 25 |
| Такоради | Циклон | 4°00' ; 1°30' | 60×40 | В | 50 |
| южнее Лагоса | " | 4°00' ; 3°00' | 160×180 | В | 50—75 |
| ЮГО-ЗАПАДНАЯ АФРИКА | | | | | |
| сев. м. Албна | Циклон | 14°00' ю.ш.; 12°00' в.д. | 180×100 | В | 50—75 |
| м. Доброй Надежды | " | 31°30' ; 17°00' | 100×50 | СЗ | 25—50 |
| ю. м. Д. Надежды | Циклон | 34°00' ; 18°00' | 40×20 | СЗ | 50 |
| р-н м. Лопес | Антициклон | 34°00' ; 19°00' | 150×350 | В | 10—25 |

* Сместился к юго-востоку.

** Увеличился.

склоны банки Джорджес, банку Браунс и восточную часть зал. Мэн, четко прослеживается от поверхности до 100 м и зимой и летом. Аналогичная картина наблюдается в районе отмели о. Сейбл и банки Эмералд.

Многие антициклонические вихри также носят квазистационарный характер. К ним относятся в первую очередь вихри над банкой Джорджес, в северной и восточной частях зал. Мэн и обширный круговорот к юго-востоку от Восточного прохода. В районе 40° с. ш.

(р-н шельфа Западной Африки)

| Л Е Т О | | | | |
|---|----------------------------|---------------------------|----------------------------|------------------------------|
| знак вихря | координаты центра | размеры вихря, мили | направл. главной оси | средняя скорость, см/с |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Похоже, прижатие к берегу Циклон Слился с цикл. вихрем в р-не м. Кап-Блан | 19°30' с. ш.; 17°00' з. д. | 180×1400 | С | 25—50* |
| Циклон | 10°30' с. ш.; 17°30' з. д. | 120×100 | СЗ | 25—50 |
| Антициклон | 3°00' с. ш.; 3°00' в. д. | 60×120 | В | |
| Циклон | 25°30' ю.ш.; 14°30' в.д. | | СЗ | |
| " | 34°00' ; 17°00' | 120×30 | СЗ | 50 |
| Антициклон | 38°00' ; 20°00' | 200×400 | В | 25—50** |
| Циклон | 2°30' ; 9°00' | 180×80 | СЗ | 25—50 |

и 61° з. д. хорошо проявляется северная оконечность меандра, существование которого отмечалось Барановым [1] и Паркером [18].

Как правило, циклонические вихри располагаются слева от основных потоков и их ответвлений, а антициклонические — справа. С глубиной размеры вихрей и скорости переноса в них уменьшаются (см. рис. 3—5). Если на поверхности максимальные скорости в вихрях достигают 25—33 см·с⁻¹, то на 100 м — 15—18 см·с⁻¹. Относительно высокие скорости сохраняются в потоке, следующем с

северо-востока на юго-запад, и в районе южных склонов банки Джорджес, где влияние Гольфстрима в течение года сравнительно равномерно. Высокие скорости сохраняются в вихревых образованиях при схождении холодных лабрадорских и «склоновых» вод в районе Восточного прохода, а на горизонте 100 м — вдоль потока лабрадорских вод (см. рис. 3—5).

В соответствии с общепринятой классификацией естественных процессов вихри могут быть отнесены к микро- и мезоциркуляционным системам [1, 10, 11]. К первым относятся вихри диаметром до 30 миль, ко вторым — 30—100 миль. Размеры вихрей определялись по расстоянию между крайними динамическими высотами, оконтуривающими замкнутые системы в поле геострофических течений. Несмотря на то, что данный подход к выделению вихревых образований носит условный характер, авторы считают его приемлемым при исследовании циркуляционных систем с помощью динамического метода.

Количество микровихрей, как зимой, так и летом, в два раза меньше, чем мезовихрей (табл. 1). Первые, как правило, формируются в слое 0—50 м. В летний период они приурочены главным образом к побережью п-ва Новая Шотландия и мелководным участкам восточной части Новошотландского шельфа (банки Мидл, Банкеро, Артимон и острова Сейбл). Зимой поверхностные вихри отмечаются только в районах о. Сейбл и банки Банкеро.

Квазистационарные мезомасштабные вихри, отмечающиеся в оба сезона и распространяющиеся от поверхности до 100 м (а в шельфовых районах до дна), с глубиной преобразуются в более мелкие вихри. Количество вихревых образований обоих знаков почти одинаково.

Таким образом, в районе Северо-Западной Атлантики выявляется довольно «пестрая» картина вихреобразования шельфовых и пришельфовых вод, которая, тем не менее, вполне логично объясняется характером атмосферной циркуляции, рельефа дна и топографии района. Целесообразно провести сравнение исследуемой акватории с другим районом. Для сравнения выбран шельф Западной Африки — район, значительно удаленный от Северо-Западной Атлантики и отличающийся от последней характером атмосферных процессов, меньшей сложностью рельефа дна и береговой линии и наличием сгонного эффекта. В этом районе также была рассчитана геострофическая циркуляция вод для календарных сезонов. Динамические высоты вычислялись по средним многолетним данным для трапеции со сторонами 1° по широте и $30'$ по долготе. За отсчетную была выбрана поверхность в 500 дбар [17]. Трапеции шельфа Африки по широте в три раза больше, чем в Северо-Западной Атлантике. Анализ характеристики вихрей в районе шельфа Западной Африки (табл. 2) позволяет сделать следующие выводы:

На прибрежной периферии больших океанских течений (Канарского, Гвинейского, Бенгальского), как и в районе Северо-Западной Атлантики, преобладают циклонические круговороты. На океан-

ской периферии этих течений, как правило, образуются квазистационарные антициклонические вихри. Зимой в связи с усилением пассатов вихреобразование происходит более интенсивно. Как и в Северо-Западной Атлантике преобладают мезо- и макромасштабные круговороты. Максимальные скорости течений, уменьшающиеся в летний сезон, примерно в полтора-два раза выше, чем в Северо-Западной Атлантике.

Несмотря на то, что к полученным характеристикам вихрей из-за недостатков избранной методики следует относиться осторожно, результаты данной работы, по сравнению с имеющимся представлением о циркуляции и вихреобразовании в Атлантическом океане, во многом представляются реальными и пригодны, в частности, для экосистемного районирования при выделении зон биологической продуктивности, вероятных мест обитания рыбы и образования промысловых скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Е. И., Бубнов В. А., Булатов Р. П., Привалова И. В. Исследование циркуляции и переноса вод Атлантического океана. «Океанол. исслед.» № 22, М., 1971, с. 1—218.
2. Баринов А. А. Характеристика термоклина деятельного слоя вод Северной Атлантики. Тр. АтлантНИРО, вып. 62, Калининград, 1975, с. 38—47.
3. Баринов А. А., Яковлев В. Н. Термический режим деятельного слоя Северной Атлантики и промысел. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1972, вып. 48, с. 13—32.
4. Брянцев В. А., Баринов А. А. Объемный статистический *TS*-анализ водных масс района Новошотландского шельфа и банки Джорджес. «Океанология» XI, 1971, вып. 1, с. 22—26.
5. Брянцев В. А. Смещение границ водных масс района банки Джорджес под воздействием атмосферной циркуляции. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 27—33.
6. Брянцев В. А. Трансформация водных масс района Новошотландского шельфа. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 42—53.
7. Вялов Ю. А., Карасев Б. Е. Физико-географический очерк и характеристика сырьевой базы Северо-Западной Атлантики. «Рыболовство в Северо-Западной Атлантике». Калининград, АтлантНИРО, 1967, с. 5—280.
8. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана. Л., Гидрометеоздат, 1971, 160 с.
9. Зубин А. Б. Годовые колебания температуры воды в деятельном слое и гидрологические сезоны Северной Атлантики. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1972, вып. 48, с. 33—41.
10. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 1—261.
11. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М., изд. «Знание», 1974, 256 с.
12. Стомел Г. Гольфстрим. Физическое и динамическое описание. М., Изд. Иностран. литер., 1963, 277 с.
13. Тареев Б. А. Динамика бароклинных возмущений в океане. Изд. МГУ, 1974, 190 с.

14. Тимонов В. В. Очаги взаимодействия океана и атмосферы. Тр. ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 69—75.
 15. Тренин В. П. Верхний изотермический слой воды в Северной Атлантике. Тр. ГОИН, 1970, вып. 100, с. 47—57.
 16. Яковлев В. Н. О взаимосвязи гидрометеорологических элементов в зимний период в районе Новошотландского шельфа. Калининград, Тр. АтлантиНРО, 1970, вып. 27, с. 3—14.
 17. Fedoseev A. Geostrophic circulation of surface waters on the Shelf of North-West Africa. ICES, vol. 159, pp. 32—37.
 18. Parker, Charles E. Some direct observations of currents in the Gulf Stream. Deep-Sea Res., 1972, vol. 19, № 12, pp. 879—893.
 19. Schroeder E. H. Average monthly temperatures in the North Atlantic ocean. Deep-Sea Res., 1965, vol. 12, № 3, pp. 323—343.
-

В. Н. ЯКОВЛЕВ, А. К. СИГАЕВ, А. Ф. ФЕДОСЕЕВ

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕЧЕНИЙ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ПРОГНОЗА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

При изучении изменчивости течений использованы наблюдения на трех буйковых станциях (№ 1а, 3, 4). Характеристики этих станций приведены в таблице.

Характеристика многосуточных станций

| Район | Номер станции | Период наблюдений | Координаты | | Глубина, м | Горизонт, м |
|----------------------------|----------------|--------------------------|------------|-----------|------------|-------------|
| | | | с. ш. | долгота | | |
| Юго-зап. м. Кап-Блан | 102 | 8.06 — — 4.07.69 | 23°03' | 17°04' з. | 175 | 20 |
| Юго-зап. м. Зеленый | 11 | 12.04 — — 7.05.68 | 13°42' | 17°27' з. | 190 | 15 |
| Котловина Зеленого Мыса | 1 | 25.02 — — 5.08.70 | 16°33' | 33°33' з. | 6000 | 25 |
| Южнее м. Зеленый | 1 ^а | 19.06 — — 4.07.70 | 11°35' | 17°12' з. | 65 | 15 и 55 |
| Рио-Муни | 2 | 6 — 24.08. 1970 | 02°02' | 09°36' в. | 80 | 34 и 72 |
| Нигерия | 3 | 16.10 — — 15.12.70 | 04°05' | 07°00' в. | 46 | 4 и 28 |
| " | 4 | 12.12.70 — — 20.01.71 | 04°04' | 08°00' в. | 60 | 10 и 50 |
| Новошотландский шельф | 40 | 14.03 — — 29.03.66 | 43°47' | 59°03' з. | 210 | 75 |

На ст. 1а синхронно наблюдениям над течениями на нижнем горизонте получен и использован ряд наблюдений за температурой с помощью фототермографа.

Верхний горизонт во всех случаях расположен над слоем температурного скачка. Нижний горизонт ст. 1а находится преимуще-

ственно в слое скачка температуры при относительно однородной халинной стратификации от поверхности до дна. Оба горизонта ст. 3 и верхний ст. 4 находились над верхней границей температурного скачка, но в слое халоклина. Нижний горизонт ст. 4 расположен в относительно однородных водах, под термоклином. В отличие от ст. 1а на ст. 3 и 4 стратификация вод над шельфом значительно усиливается за счет халоклина вследствие интенсивного распреснения верхнего слоя. Вертикальные градиенты температуры здесь также были значительно выше, чем на ст. 1а (достигали $1^{\circ}/\text{м}$).

На ЭВМ «Минск-32» проведен дисперсионный, корреляционный и спектральный анализ ежечасных значений составляющих на меридиан и параллель векторов непериодических течений с учетом вероятной нестационарности исследуемых процессов (4, 7), то есть для отдельных временных сечений. Низкочастотная (долгопериодная) изменчивость устранялась с помощью косинус-фильтра. Для всех сечений и горизонтов каждой станции получены автокорреляционные, взаимокорреляционные, спектральные и взаимоспектральные функции исследуемых элементов и их парных комбинаций. При анализе во внимание принимались лишь значения коэффициентов корреляции и когерентности не менее 0,5. Подсчитывалась повторяемость (в %), от общего числа случаев с указанными выше коэффициентами. При повторяемости более 50 делалось заключение о возможности в принципе соответствующего прогноза.

Наибольшие средние значения дисперсий получены для составляющих течения, направленных по нормали к береговой черте (поперечные составляющие), в сравнении с главными, вдольбереговыми, составляющими. Это свидетельствует о наличии поперечной неравномерности вдольберегового течения за счет сгонно-нагонных или приливных явлений.

Амплитуда дисперсий для поперечных составляющих придонных горизонтов (10 м от дна) в сравнении с верхними горизонтами (15 и 10 м от поверхности) значительно ниже на ст. 1а и особенно на ст. 4. По-видимому, изменчивость поперечных составляющих в нижнем слое определяется преимущественно приливным эффектом, тогда как изменчивость верхнего слоя формируется помимо приливно-го под воздействием других адвективных факторов.

Неоднородный характер изменчивости по глубине, вероятно, в значительной мере определяется неоднородностью стратификации вод. Различия в амплитудах дисперсий для поперечных составляющих на ст. 1а между верхним и нижним горизонтами меньше, чем на ст. 4, при этом в первом случае придонный горизонт находился в слое скачка, а во втором — под слоем скачка температуры, т. е. в относительно однородных водах.

Амплитуды дисперсий для обеих составляющих на горизонте 28 м (ст. 3), расположенном в 17—19 м от дна, и на горизонте 10 м (ст. 4) почти одинаковы. Этот факт можно объяснить одинаковыми условиями стратификации на данных горизонтах — в том и другом

случаях они находились в сильно стратифицированных водах халоклина.

Как следствие различных условий стратификации может быть понятно и различие в значениях дисперсий для вдольбереговых составляющих течения. В заливе Биафра, где воды в сравнении с районом м. Зеленый наиболее стратифицированы из-за сильного распреснения, значения дисперсий в 2—3, а амплитуды в 5—10 раз больше (ст. 3—4), чем на ст. 1а.

Максимальные среднее значение и амплитуда дисперсии для вдольбереговой составляющей на горизонте 4 м (ст. 3), в сравнении с верхним горизонтом даже соседней (ст. 4) станции, по-видимому связаны с положением ст. 3 в зоне конвергенции западного и восточного течений, расположенной на траверзе рек Новый Калабар и Бони (рукава устья Нигера).

Для течений абсолютные значения дисперсии температуры воды существенно меньше. Однако надо иметь в виду, что размах колебаний чисто приливного происхождения на основании гармонического анализа температурного ряда составляет здесь $2,5^\circ$, а суммарная амплитуда колебаний с полусуточным периодом достигает $5,0^\circ$.

Резюмируя анализ дисперсии, можно полагать, что максимальная мезомасштабная изменчивость течений свойственна для градиентных слоев термоклина и халоклина.

Все автокорреляционные функции знакопеременные. Отрицательные значения функций встречаются в основном на сдвигах: 5—8 и 16—20 ч.

Прогностические значения коэффициентов корреляции (инерция) отсутствуют при сдвигах 4 и 10 ч на всех станциях.

Для вдольбереговых составляющих максимальная повторяемость инерции (50% и более) проявляется со сдвигом 1 ч; на ст. 1а автопрогноз (инерционный прогноз) возможен для вдольбереговой составляющей также на сдвигах: 7, 18 и 19 ч. Но в общем на ст. 1а — 4 автопрогноз наиболее реален для поперечных составляющих течений. Об этом свидетельствует хорошая устойчивость для придонных горизонтов ст. 3—4 на сдвигах: 5—7, 12—13 и 18—19 ч. На ст. 1а те же сдвиги, а также сдвиги 20 и 24 ч характеризуют устойчивую инерцию и на верхнем горизонте. Для всех остальных сдвигов инерция поперечных составляющих имеет более случайный характер, с повторяемостью менее 50%.

Результаты анализов автокорреляционного и дисперсии показывают, что наибольшей изменчивости поперечных составляющих течения соответствует максимальная инерция. Это подтверждает наличие периодичности в изменениях поперечных составляющих течения.

Инерция изменчивости температуры на горизонте 55 м (ст. 1а) устойчиво проявляется на сдвигах: 1,5—7, 12, 13 и 19 ч.

Результаты взаимокорреляционного анализа сводятся к следующему.

По ст. 3 и 4 к принятому прогностическому условию приближается лишь влияние поперечной составляющей горизонта 10 м на поперечную составляющую горизонта 50 м при сдвиге 12 ч. Остальные случаи сопряженности элементов здесь имеют неустойчивый характер.

Для ст. 1а выявляется множество знакопеременных устойчивых влияний предиктора на предиктант.

Влияние вдольбереговой составляющей течения на горизонте 15 м на поперечную составляющую того же горизонта проявляется на сдвигах: 10, 11, 22—24 ч (прямое) и 3, 4, 16 и 17 ч (обратное), а ее влияние на придонную поперечную составляющую течения устойчиво на сдвигах: 0, 11, 12, 23 и 24 ч (прямое) и 5, 6, 17 и 18 ч (обратное). Придонное вдольбереговое течение влияет на поперечное поверхностное лишь на сдвиге 5 ч (обратное). Для горизонта 15 м влияние поперечного течения на вдольбереговое устойчиво на сдвигах: 2, 3, 14—16 ч (прямое) и 8—10, 21 и 22 ч (обратное). Влияние поперечного придонного течения на вдольбереговое поверхностное устойчиво на сдвигах: 0—2, 12—14 ч (прямое) и 6—8, 19, 20 ч (обратное).

У дна поперечное течение на вдольбереговое устойчиво влияет лишь на сдвиге 6 ч (прямая связь).

На изменчивость придонной температуры главным образом влияют поперечные составляющие поверхностного течения на сдвигах: 10, 11, 22—24 ч (прямая связь), 3—6, 12, 16—18 ч (обратная связь) и придонного — на сдвигах: 8—10, 21—23 ч (прямая связь) и 2—4, 14—16 ч (обратная связь). Влияние вдольбереговой составляющей течения на придонную температуру устойчиво проявляется лишь на сдвигах: 21 и 22 ч (прямое) и 2 ч (обратное).

Взаимное устойчивое влияние вдольбереговых составляющих поверхностного и придонного течений не проявляется; оно обнаруживается у поперечных составляющих течений — поверхностного на придонное на сдвигах: 0—3, 13—15 ч (прямое) и 6—9, 19—21 ч (обратное), а придонного на поверхностное на сдвигах: 0, 10—12, 22—24 ч (прямое) и 4—6, 16—19 ч (обратное), при этом на сдвиге 17 ч коэффициент корреляции достигает максимума ($-0,81$). Между придонной температурой как аргументом и течениями как функциями выявлена знакопеременная связь, наиболее устойчивая для поперечных составляющих. Это, возможно, связано с запаздыванием приливного течения по отношению к соответствующей фазе внутренней приливной волны.

Влияние поперечных составляющих на вдольбереговые сказывается раньше, устойчивее и существеннее, чем наоборот.

Такое соотношение сопряженности может быть связано с более резкой перестройкой поперечного наклона урвня свободной поверхности под влиянием берега, как опоры, в сравнении с вдольбереговыми перестройками. Близостью берега можно объяснить и более существенную сопряженность поперечных составляющих течений, подчиненных главным образом с учетом этого обстоятельства

воздействию прилива. Тем же самым обстоятельствам подчинена и изменчивость придонной температуры.

Отметим некоторые результаты взаимоспектрального анализа. Наибольшее число случаев максимальных значений когерентности из всех сечений встречается: для ст. 1а — в периоды 9, 6, 12 и 16 ч, ст. 3—6,6 и 40 ч; ст. 4—12 и 16 ч. Наиболее взаимосвязанными оказались элементы: поперечные составляющие течений на горизонтах 15 и 55 м, вдольбереговая составляющая на горизонте 15 м с поперечной составляющей на горизонте 55 м и поперечная составляющая на горизонте 55 м с придонной температурой для ст. 1а; вдольбереговые составляющие течения на горизонтах 4 и 28 м, поперечная и вдольбереговая составляющие течения на горизонте 28 м, вдольбереговая на горизонте 4 м с поперечной составляющей течения на горизонте 28 для ст. 3; поперечные составляющие течений на горизонтах 10 и 50 м для ст. 4.

Итак, результаты статистической оценки мезомасштабной изменчивости элементов течений в трех прибрежных точках Восточно-Тропической Атлантики и придонной температуры в одной из этих точек показали для нестационарных случайных процессов большую изменчивость дисперсий, корреляции и когерентности. Наибольшая изменчивость отмечается у поперечных составляющих течения, направленных по нормали к береговой линии. При этом максимальная изменчивость характерна для горизонтов, расположенных в халоклине или термоклине. Наибольшей изменчивости поперечных составляющих соответствует максимальная инерция вследствие периодичности их изменений под влиянием прилива.

На отдельных временных сдвигах для всех рассмотренных элементов инерционный прогноз в принципе возможен.

Устойчивое влияние элементов друг на друга хорошо выявляется лишь на станции, расположенной в относительно менее стратифицированных водах, в сравнении со станциями, расположенными в зал. Биафра, где пикноклин усиливается за счет интенсивного распреснения.

Для отдельных сдвигов и периодов предикторами при прогнозе течений и температуры в первую очередь могут служить поперечные составляющие прибрежных течений.

В целом для трех точек Восточно-Тропической Атлантики преобладающие периодичности рассмотренных элементов характеризуются периодами: 9,6; 12 и 16 ч (район м. Зеленый); 6,6; 12; 16 и 40 ч (район зал. Биафра).

Для выяснения возможности прогноза неперiodических течений использованы наблюдения над течениями на многосуточных станциях (таблица).

Неперiodические течения, полученные путем осреднения данных наблюдений за сутки и представленные в виде составляющих течений на меридиан и параллель, служили предиктантами. В качестве предикторов использовались коэффициенты разложения барических полей за 03 ч по московскому времени в ряд по естественным

составляющим [5]. Эти поля выбирались из 3—4-мес. ряда за период наблюдений и 18—24 предшествующих суток. Шаг сетки во всех случаях был выбран равным 5° по широте и долготе. По пространству эти поля ограничивались, например, координатами:

| | |
|-----|---|
| ст. | |
| 40 | — $30-50^\circ$ с. ш. и $45-70^\circ$ з. д.; |
| 102 | — $25-45^\circ$ с. ш. и $5-25^\circ$ з. д.; |
| 11 | — $10-35^\circ$ с. ш. и $10-35^\circ$ з. д.; |
| 1 | — $10-30^\circ$ с. ш. и $20-40^\circ$ з. д.; |
| 1а | — 10° ю. ш.— 20° с. ш. и 20° в. д.— 40° з. д. |

При выборе именно этих полей (безусловно, несколько субъективно) мы руководствовались общими соображениями, учитывая присущий данному району характер циркуляции воздушных масс. Кроме того, поля сдвигали относительно точки, в которой производились наблюдения над течениями, в направлении, противоположном основному переносу воздушных масс, предполагая, например, что если воздушные массы переносятся преимущественно с востока на запад, то большее влияние они окажут на воды, расположенные к западу от центра выбранного барического поля.

Проекция векторов течений коррелировались синхронно и с 18—24-сут. сдвигами с первыми 5—6 коэффициентами разложения барических полей. В ряде случаев были использованы приемы множественной корреляции. При установлении достаточно тесной связи между предикторами и предиктантами (коэффициенты корреляции, как правило, не менее 0,6 по абсолютной величине) составлялись уравнения регрессии.

Для точек, расположенных в районах м. Кап-Блан и м. Зеленый, в связи с наличием независимого материала была выполнена проверка методов прогноза, показавшая достаточно удовлетворительную их обеспеченность (71—100% для точности в 20% от амплитуды колебания значений составляющих течений на меридиан и параллель).

Анализ полученных нами данных позволяет сделать следующие выводы.

Для станций 102, 11, 1а и 1 (юго-западнее м. Кап-Блан и м. Зеленый, южнее м. Зеленый и над Котловиной Зеленого Мыса, соответственно) наилучшими и наиболее устойчивыми аргументами являются коэффициенты разложения полей давления первых порядков (т. е. B_1 и B_2), хотя можно обнаружить и отдельные случаи относительно тесной связи с коэффициентами B_3 , B_4 , B_5 и B_6 . Для ст. 40 (Новошотландский шельф) наилучшие аргументы — это коэффициенты разложения более высоких порядков (B_3 — B_6). Как видим, по основному критерию — общности предикторов — район Новошотландского шельфа отличается от центральной части тропической зоны Северной Атлантики и от шельфа Северо-Западной Африки. Следовательно, можно предположить, что связи между

характеристиками непериодических течений и атмосферных полей для северо-западного и юго-восточного районов Северной Атлантики различны.

По-видимому, этот факт можно объяснить следующим образом. Районы м. Кап-Блан, м. Зеленый и Котловины Зеленого Мыса расположены в области господства северо-восточного пассата, причем этот отличающийся большим постоянством перенос воздушных масс осуществляется в направлении, близком к зональному. Как раз данный тип циркуляции и отражают элементарные поля собственных векторов X_1 . Следует учитывать и наибольшую значимость этих естественных составляющих (величина соответствующих им собственных чисел почти на два порядка больше чисел, соответствующих векторам X_2 , X_3 и т. д.). Видимо, тем и можно объяснить, что наилучшая связь векторов непериодических течений в указанных районах установлена именно с первыми коэффициентами разложения барических полей B_1 .

Значительный вклад в циркуляцию атмосферы над пассатной областью вносит и меридиональная составляющая переноса воздушных масс, которая отображается элементарными полями собственных векторов X_2 . Довольно тесная и устойчивая связь составляющих непериодических течений на меридиан и параллель отмечается и с коэффициентами разложения полей давления B_2 .

Район Новошотландского шельфа характеризуется более сложной и менее устойчивой циркуляцией атмосферы, в частности интенсивной циклонической деятельностью. Эти типы циркуляции атмосферы отражены элементарными полями собственных векторов X_3 — X_6 . Соответствующие коэффициенты разложения барических полей и являются наилучшими аргументами для векторов непериодических течений.

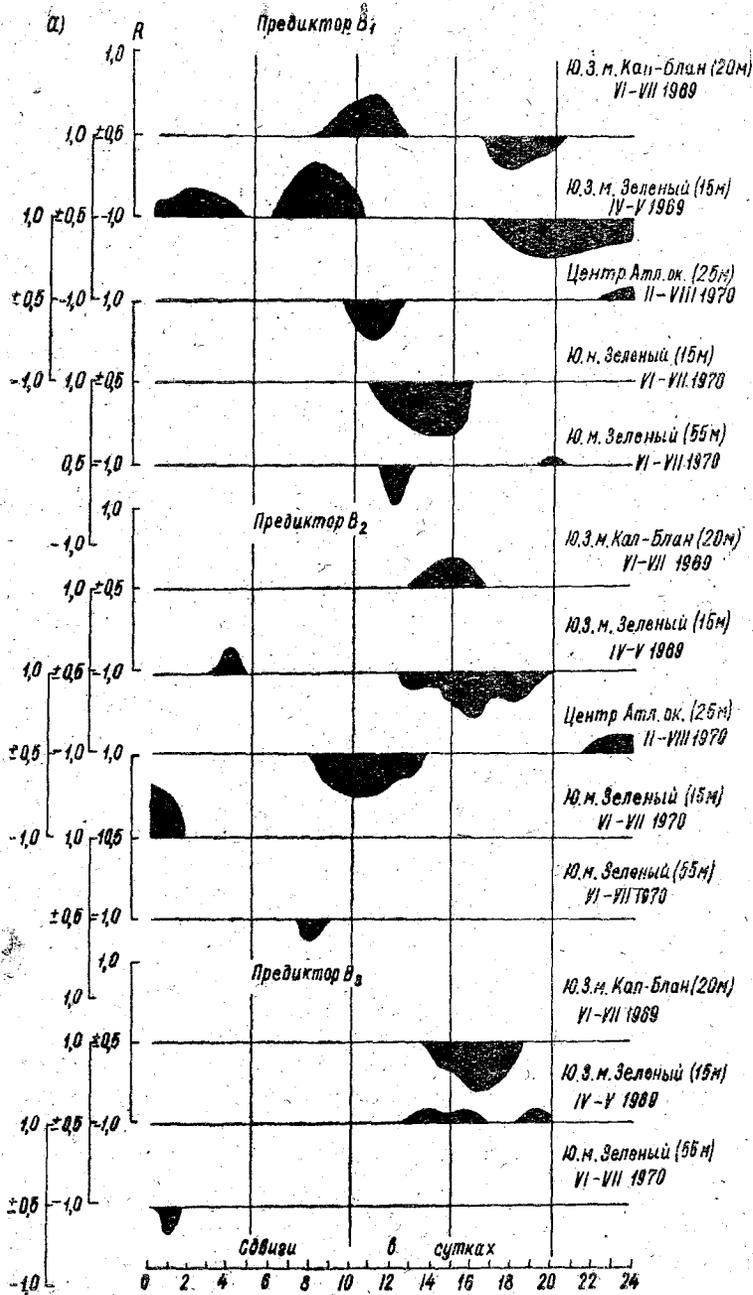
Проанализируем полученные связи для юго-восточного района Северной Атлантики (ст. 102, 11, 1а, 1). На рис. 1 показаны коэффициенты парной корреляции (превышающие 0,5 по абсолютной величине) составляющих на меридиан и параллель непериодических течений, соответственно, с первыми тремя коэффициентами разложения барических полей. Анализ рис. 1 позволяет прийти к следующим выводам.

1. Наибольшие коэффициенты корреляции между всеми предикторами и предиктантами составляют 0,70—0,85 по абсолютному значению.

2. Обнаруживаются более тесные и устойчивые связи первых коэффициентов разложения барических полей с составляющими непериодических течений на меридиан.

3. Наиболее тесные и устойчивые связи отмечаются примерно на одинаковых сдвигах (различных для разных аргументов).

4. При аргументах B_1 и B_2 совпадают или близки сдвиги (асинхронности), на которых получены наилучшие коэффициенты корреляции, для обеих составляющих непериодических течений в точках, расположенных в районах м. Кап-Блан, м. Зеленый и Котловины.



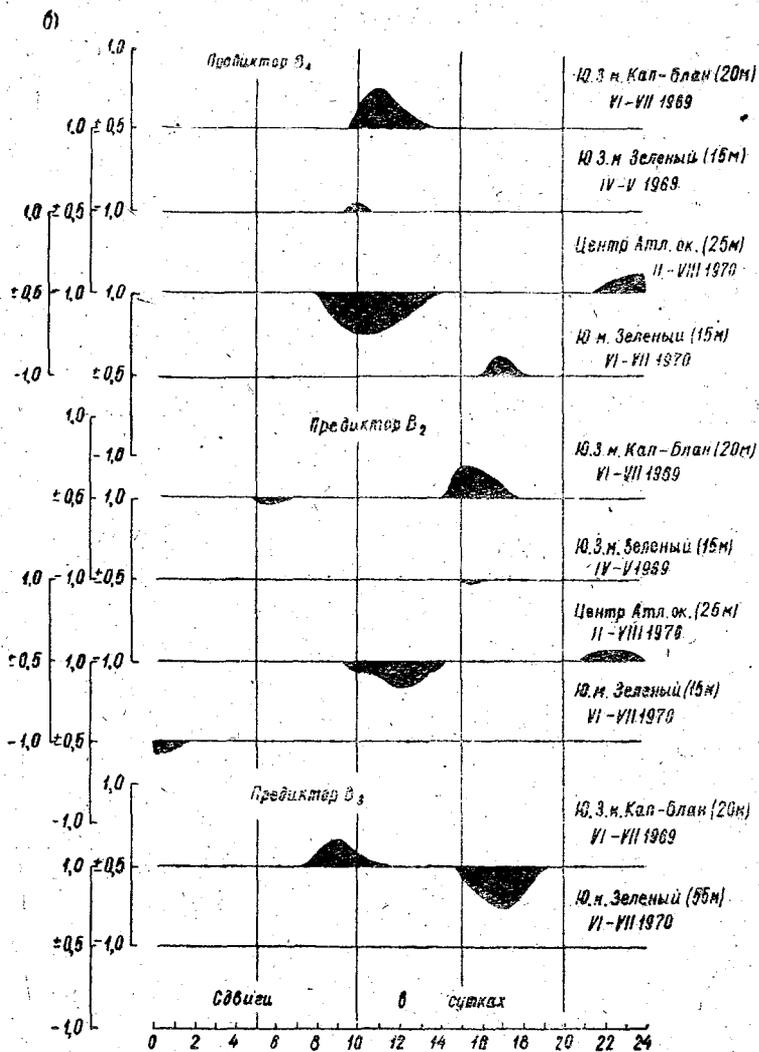


Рис. 1. Коэффициенты корреляции составляющих неперидических течений на меридиан (а) и параллель (б) в различных точках Северной Атлантики с коэффициентами разложения барических полей в ряд по естественным составляющим.

Зеленого Мыса (ст. 102, 11, 1а и 1). Совпадения сдвигов, хотя и менее выраженные; обнаруживаются и при использовании других коэффициентов разложения барических полей.

5. При аргументе B_1 на одних и тех же или близких сдвигах совпадают знаки связи для ст. 102 и 11 (юго-западнее м. Кап-Блан и м. Зеленый). Им противоположны знаки связи для ст. 1 и 1а (Котловина Зеленого Мыса и южнее м. Зеленый). Такое различие для ст. 11 и 1а, расположенных одна близ другой, вероятно, можно объяснить выбором разных полей-предикторов! Для ст. 11 это локальное поле размером 25° по широте и долготе, тогда как для ст. 1а — вся зона тропической конвергенции.

6. При аргументе B_2 на одних и тех же сдвигах совпадают знаки связи для ст. 11 и 1, которым противоположны знаки связи для ст. 102.

7. Наибольшая общность выбранных критериев отмечается для районов м. Кап-Блан и м. Зеленый.

Таким образом, если рассматривать взаимодействие между динамикой атмосферы и непериодическими течениями в различных точках Северной Атлантики и в качестве критериев такого взаимодействия принять совпадение предикторов (коэффициенты разложения барических полей), совпадение сдвигов и тесноту и знак корреляционной связи, то можно прийти к заключению:

- теснота связей для всех точек примерно одинакова;
- для северо-западной и юго-восточной областей Северной Атлантики характер такого взаимодействия различен (не совпадают аргументы);

- в юго-восточной области наилучшими аргументами являются одни и те же коэффициенты разложения барических полей (коэффициенты первых порядков), а также очень близки асинхронности, но не для всех точек совпадают знаки связи;

- общность большинства выбранных критериев можно считать установленной для точек, расположенных юго-западнее м. Кап-Блан и м. Зеленый (ст. 102 и 11). Следовательно, характер взаимодействия циркуляции атмосферы и океана в поверхностном слое на шельфе Северо-Западной Африки от 13° до 22° с. ш. одинаков.

Для всех станций, кроме 2, 3, 4, вряд ли будет вызывать серьезное сомнение динамическое воздействие поля давления (через воздействие ветра на поверхность океана) на течения. Эти станции расположены в приэкваториальном районе, где при сравнительно слабых ветрах налицо существенная изменчивость непериодических течений. Мы предприняли попытку предположить наличие прямого (непосредственного) воздействия барического поля на изменчивость гидроструктуры вследствие бароградиентного эффекта [2].

При этом представилась возможность уточнить физический смысл собственных векторов, по которым вычислялись коэффициенты разложения по естественным составляющим полей давления как предикторов при прогнозе непериодических течений. Для ст. 2, 3, 4 кроме суточных полей давления использованы среднеме-

сячные поля за 1955—1970 гг. (по данным ГМЦ СССР). На рис. 2 показаны первые шесть собственных векторов в суточном и среднемесячном вариантах. С учетом внутримесячной и годовой изменчивости полей давления в исследуемом районе нетрудно заметить определенную общность, особенно для 1, 3, 4 векторов. Мы предлагаем следующую гидрометеорологическую интерпретацию векторов.

Схема X_1 соответствует преобладанию западного переноса воздуха, обусловленному квазипостоянным наличием области низкого давления над Африканским континентом (термическая депрессия) по отношению к области, расположенной над морем. Уровень свободной поверхности у западного побережья Африки в пределах района в основном имеет наклон в сторону моря.

Схема X_2 соответствует положению барической ложбины вдоль 20° з. д. от 10° ю. ш. до 10° с. ш. Статический гребень уровня моря «экранируется» у берега Либерии. Судя по распределению давления подобная ситуация возможна в мае и феврале.

Схема X_3 . На западе от 20° з. д. расположена область низкого, а на востоке — высокого давления. Статистический гребень уровня свободной поверхности моря «экранируется» в районе м. Зеленый. Вдоль экватора уровень моря имеет наклон с запада на восток от линии м. Кабу-Бранку — м. Зеленый. По-видимому, такая ситуация наиболее вероятна в июне — августе, когда зональный градиент давления достигает в приэкваториальной зоне максимальных значений примерно 5—7 мбар на 1000 миль.

Схема X_4 соответствует положению локальной области высокого давления в районе м. Зеленый, когда область высокого давления, расположенная к югу от экватора, распространяется на всю ширину экваториальной зоны Атлантики. Вдоль экватора находится барическая ложбина; соответственно ее положению вытянут статический гребень уровня свободной поверхности, который «экранируется» в районе Лагоса (зал. Бенин). В районе м. Зеленый локализуется статическая воронка. Такой тип барической ситуации возможен в октябре — ноябре, отчасти в январе, когда область термической депрессии над Африканским континентом смещается на юг.

Схема X_5 соответствует положению локальной области низкого давления к юго-западу от Либерии. Вдоль экватора расположен барический гребень, которому соответствует статическая ложбина свободной поверхности уровня; она «экранируется» в районе м. Лопес и берега Рио-Муни. Уровень свободной поверхности имеет наклон вдоль берега от Либерии к м. Зеленый. Реальное поле давления такого типа возможно в ноябре — декабре.

Схема X_6 . Экватор пересекает между 20 и 30° з. д. область высокого давления (барический гребень), которой соответствует статическая ложбина уровня. Наклон уровня свободной поверхности ориентирован в юго-западном направлении со стороны Гвинейского зал., а также вдоль берега с севера в сторону либерийского берега. Подобные барические ситуации возникают в ноябре — январе.

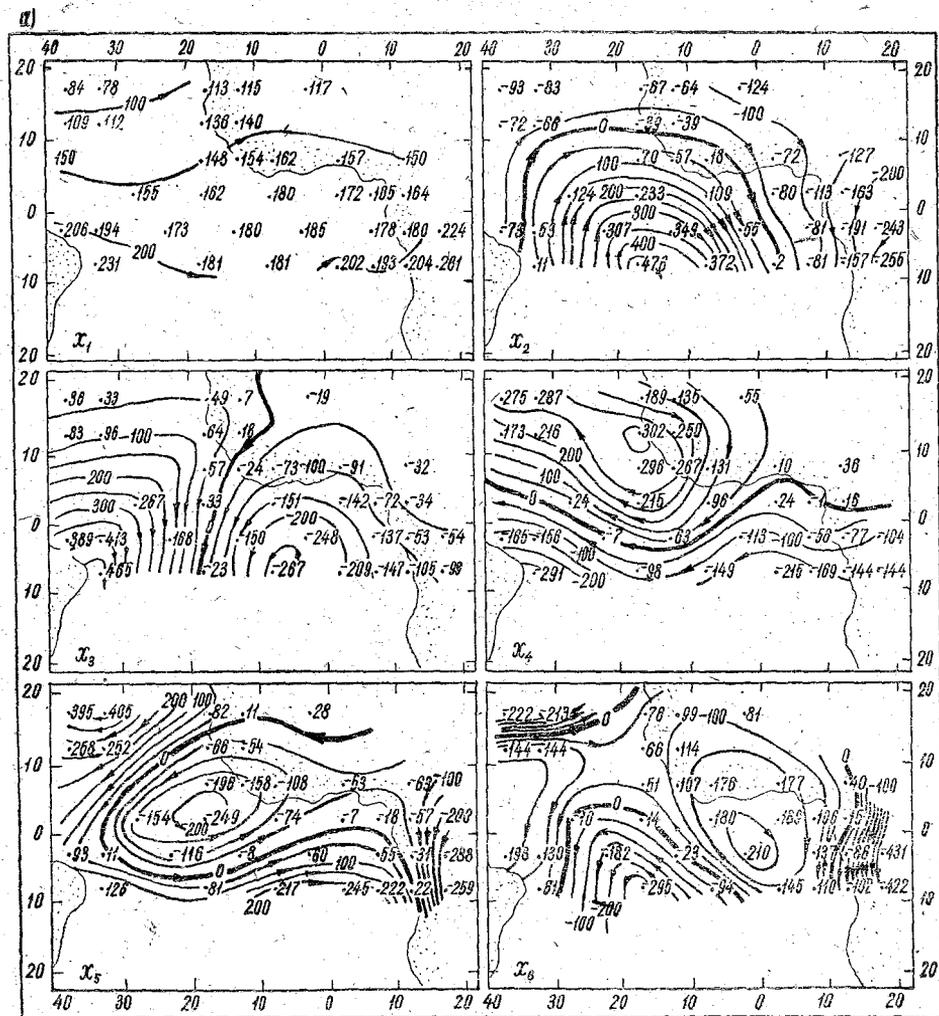


Рис. 2. Элементарные поля переноса воздушных масс (собственные вектора), полученные на основе значений давления:
 а — среднесуточных за период с мая 1970 по февраль 1971 г.

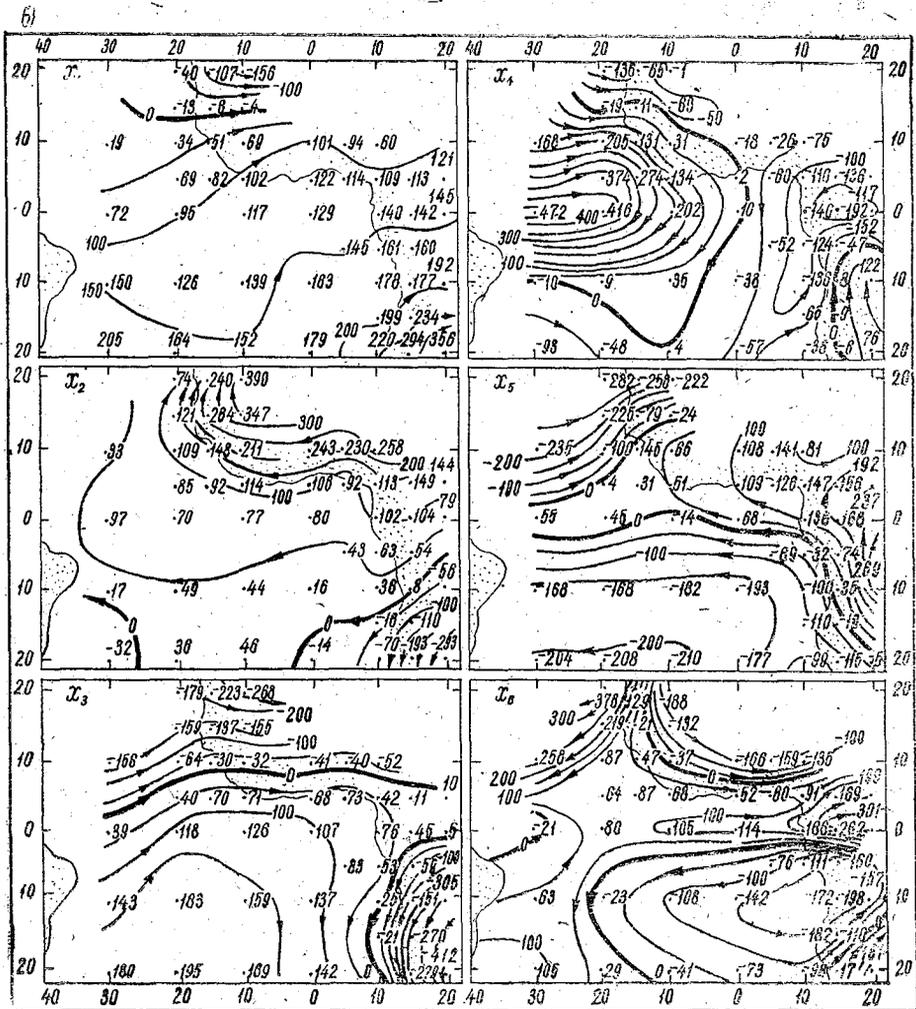


Рис. 2. Элементарные поля переноса воздушных масс (собственные вектора), полученные на основе значений давления:

б — среднесезонных за 1955—1970 гг.; $x_1 - x_6$ — схемы собственных векторов.

Преобладание того или иного типа барической ситуации соответственно принятым векторам переноса или одновременное действие нескольких элементов барического поля в пределах района, по-видимому, определяется в основном сезонными смещениями внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Смещение и конфигурация ВЗК над водной поверхностью Восточной Атлантики, очевидно, в значительной мере подчинены внутригодовой эволюции термической депрессии над Африкой, в сравнении с депрессией, расположенной над Южной Америкой [1, 3].

В связи с изложенным интересно отметить следующие моменты. На рис. 3 показаны сезонные пульсации западной и южной границ Экваториального противотечения [8], на рис. 4 — изменение среднемесячного давления в точках пересечения нулевого меридиана с экватором и с 5° с. ш., а также изменение среднемесячного уровня свободной поверхности моря в п. Такоради (по данным ЦНИИТЭИРХ); на рис. 5 — пространственно-временная изменчивость давления вдоль 20° з. д. и 15° в. д., на рис. 6 — пространственно-временная топография изотермы 15° [9]. Нетрудно заметить определенную согласованность в изменении сравниваемых характеристик.

Показательна обратная связь хода давления в точке ($05^{\circ}00$ с. ш.; $00^{\circ}00$ в. д.), расположенной вблизи п. Такоради ($04^{\circ}53'$ с. ш.; $01^{\circ}46'$ з. д.); с ходом сезонных колебаний уровня в порту. По-видимому, это можно объяснить смещением статического гребня свободной поверхности моря, который образуется под областью относительно низкого давления экваториальной депрессии (ВЗК). Уровень моря в Такоради повышается, когда статический гребень «экранируется» в районе м. Три-Пойнтс. Смещение статического гребня к северу вдоль западного берега Африки соответствует смещению ВЗК в июле — августе в крайнее северное положение; продвижение на север области высокого давления со стороны Южно-Атлантического антициклона соответствует понижению уровня. Весьма вероятно, что таким же образом смещению ВЗК подчиняется и формирование границ Экваториального противотечения. Квазипостоянные широтные зоны опускания вдоль берега, судя по максимальным глубинам изотермы 15° и в соответствии с работой [6], частично согласуются со смещениями ВЗК.

Таким образом, непосредственное влияние барического поля на изменчивость гидроструктуры, в том числе и на изменчивость течений может иметь физическую основу.

Рис. 3. Сезонные смещения границ экваториального противотечения:

— западной;
 - - - южной.

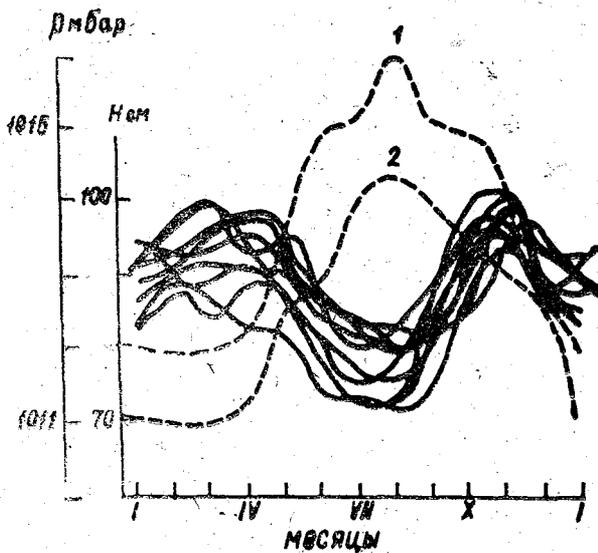
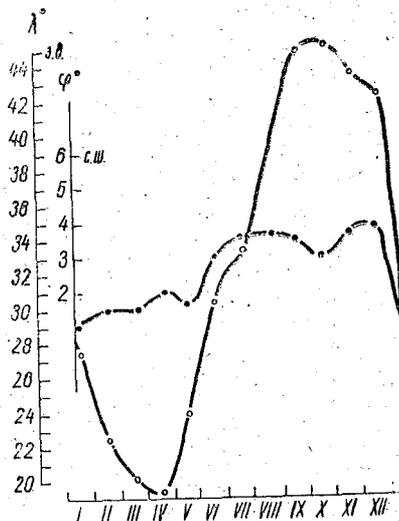


Рис. 4. Среднемесячный ход атмосферного давления на уровне моря в точках пересечения нулевого меридиана с экватором (1), с параллелью 5° с. ш. (2) и среднемесячный ход изменчивости уровня моря за период 1930—1940 гг. (сплошные линии).

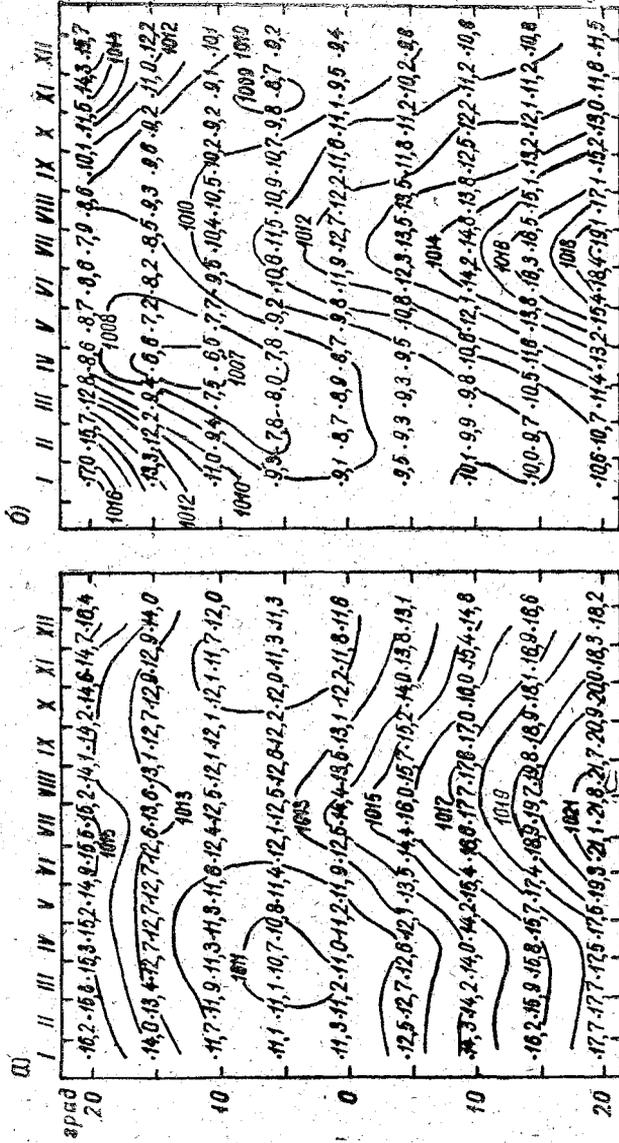


Рис. 5. Изменчивость атмосферного давления на уровне моря вблизи 20° з. д. (а) и 15° в. д. (б).

φ.ш.

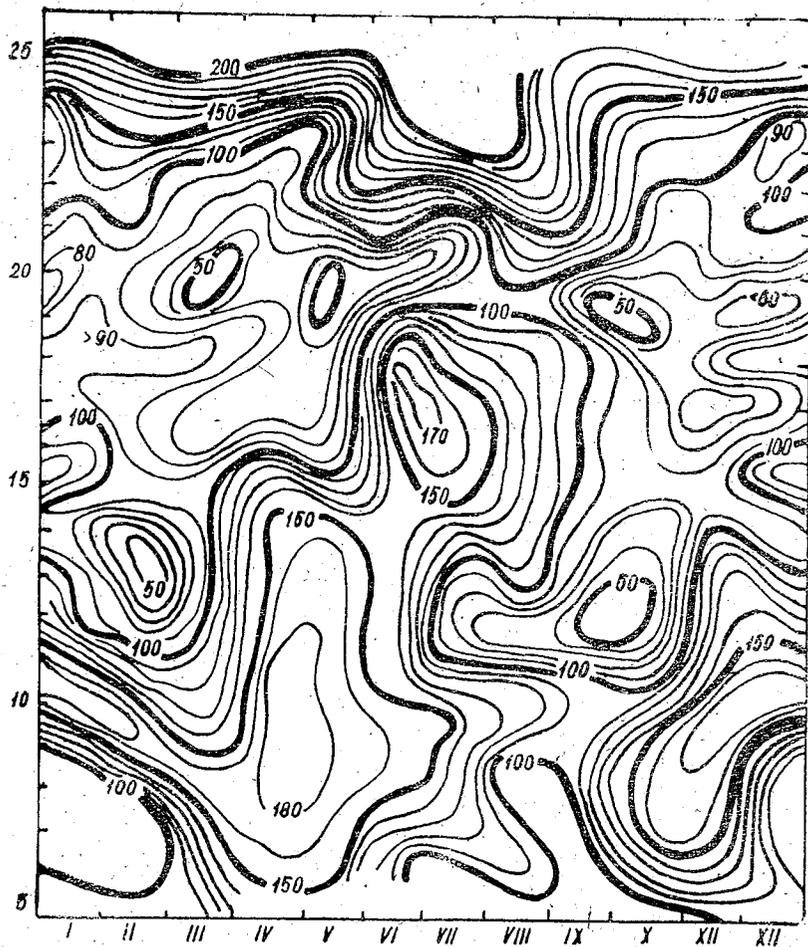


Рис. 6. Топография изотермы 15° в среднем над глубинами шельфа от 30 до 200 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блютген И. География климатов. Т. 2, М., изд. «Прогресс», 1973, 400 с.
2. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М.—Л., Гидрометеонздат, 1947, 430 с.
3. Самойленко В. С. Состояние погоды на исследовательских полигонах по наблюдениям в центральной точке. Сб. «Тропекс-72». Тр. Межведомственной геофизической экспедиции по программе национального Атлантического тропического эксперимента. Л., Гидрометеонздат, 1974, с. 174—184.
4. Сустанов Ю. В., Клеванцов Ю. П. Некоторые результаты исследования внутренних волн в океане на основе анализа длительных временных рядов с учетом нестационарности процесса. Л., Тр. ГОИН, 1972, вып. 114, с. 109—115.
5. Федосеев А. Ф., Яковлев В. Н. Приемы прогнозирования течений для обеспечения океанического рыболовства. «Рыбное хозяйство», М., 1974, № 8, с. 10—11.
6. Яковлев В. Н. Роль экваториальной депрессии в формировании гидрологических условий Гвинейского залива. Калининград, Тр. АнтантНИРО, 1970, вып. 27, с. 117—124.
7. Яковлев В. Н., Сигаев А. К. Статистическая оценка изменчивости течений и температуры воды в Центрально-Восточной Атлантике. Калининград, Тр. АтлантНИРО, 1975, вып. 61, с. 28—38.
8. Current Atlas of North Atlantic Ocean. Hydrographic office U. S. Navy, Washington, 1946, p. 12.
9. Sigaev A. K. Nomogram of thermal variability in Shelf Waters from Mauritania to Liberia. International Council for the Exploration of the Sea. Comm. C. M. 1973/C:7. p. 4.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| Предисловие | 3 |
| К. В. Кондратович (ЛГМИ). К вопросу о разработке единой классификации синоптических процессов | 5 |
| А. И. Савичев (ЛГМИ). К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в феврале и марте на основе учета характеристик типовых процессов | 13 |
| В. В. Лыкова, А. А. Лыков (ЛВИМУ им. Макарова), Р. П. Репинская, К. В. Кондратович (ЛГМИ). О климатических трендах температуры воды и атмосферной циркуляции в Северной Атлантике | 20 |
| Л. Л. Рупперт (ЛГМИ). Поле давления и поле движения в нижних слоях атмосферы | 27 |
| И. А. Бауман (ЛГМИ). О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха для районов Северной Атлантики синоптико-статистическим способом | 36 |
| И. А. Бауман, К. В. Кондратович, А. И. Савичев (ЛГМИ). Особенности воздушных переносов в средней тропосфере над умеренными широтами Северной Атлантики | 45 |
| Б. И. Тюряков, Л. Н. Кузнецова (ЛГМИ). Формирование вертикальной циркуляции ветрового и термохалинного происхождения в Северной Атлантике | 57 |
| Л. И. Борис (ЛГМИ), К. А. Седых (АтлантНИРО). Влияние внутренних приливных волн на формирование полей скорости течений на шельфе Северо-Западной Африки | 66 |
| Е. И. Серяков (ЛГМИ). О межгодовых изменениях турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике | 75 |
| Л. Н. Кузнецова, Б. И. Тюряков (ЛГМИ), В. Ю. Антонов (ААНИИ). Опыт численного моделирования течений в экваториальной зоне океана | 80 |
| К. Д. Крейман, А. Б. Мензин (ЛГМИ). Моделирование ветровой циркуляции в морях конечной глубины | 89 |
| И. П. Карпова (ЛГМИ). Течения и перенос молоди рыб с мест нереста в восточной части Норвежского моря | 93 |
| В. Н. Яковлев, А. А. Баринов, А. Б. Зубин, А. Ф. Федосеев (АтлантНИРО). Пространственно-временная изменчивость верхнего изотермического слоя и геострофическая циркуляция вод Северной Атлантики | 97 |
| В. Н. Яковлев, А. К. Сигаев, А. Ф. Федосеев (АтлантНИРО). Изменчивость течений и возможность их прогноза в Северной Атлантике | 117 |

Межведомственный сборник, вып. 60

**АНАЛИЗ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
И ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Редактор *И. Г. Максимова*

Корректор *С. А. Хянинен*

М-19838

Подп. к печати 18.10.76

Тираж 500

Объем 9,25 п. л.

Цена 93 коп.

Зак. 201

УДК 551.509.33

К вопросу о разработке единой классификации синоптических процессов. Кондратович К. В. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 5—12.

Рассмотрены условия, благоприятные для разработки единой на полушарии классификации макрометеорологических процессов. Параметрами классификации должны быть количественные оценки переносов массы, количества движения, тепла и холода в тропосфере. Для реализации указанного предложения необходимо создание многолетнего архива ежедневных данных о барическом поле на современных носителях.

Библ. 43.

УДК 551.509.33

К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в феврале и марте на основе учета характеристик типовых процессов. Савичев А. И. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 13—19.

Работа посвящена разработке метода долгосрочного прогноза поля давления на февраль и март для района Северной Атлантики путем привлечения информации о полях давления и температуры и о характере преобразования форм атмосферной циркуляции (по Г. Я. Вангенгейму и А. А. Гирсу) в северном полушарии в предшествующих перед прогнозируемым четырех месяцах с использованием генетической классификации барических полей в изучаемом районе по материалам наблюдений за 1900—1974 гг.

Табл. 2. Библ. 6.

УДК 551.509.33

О климатических трендах температуры воды и атмосферной циркуляции в Северной Атлантике. Лыкова В. В., Лыков А. А., Репинская Р. П., Кондратович К. В. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 20—26.

Выполнено разложение полей по эмпирическим (естественным) ортогональным функциям полей средней месячной температуры воды по 9 квадратам Смеда в январе и 14 — в июле, полей средних месячных значений индексов зональной и меридиональной циркуляции в указанные месяцы над Северной Атлантикой.

Проведен анализ сходимости разложений и сопоставление параметров разложения J_z , J_M , I_w . Выявлены вековые тенденции атмосферной циркуляции и температуры воды в Северной Атлантике за период 1900—1970 гг.

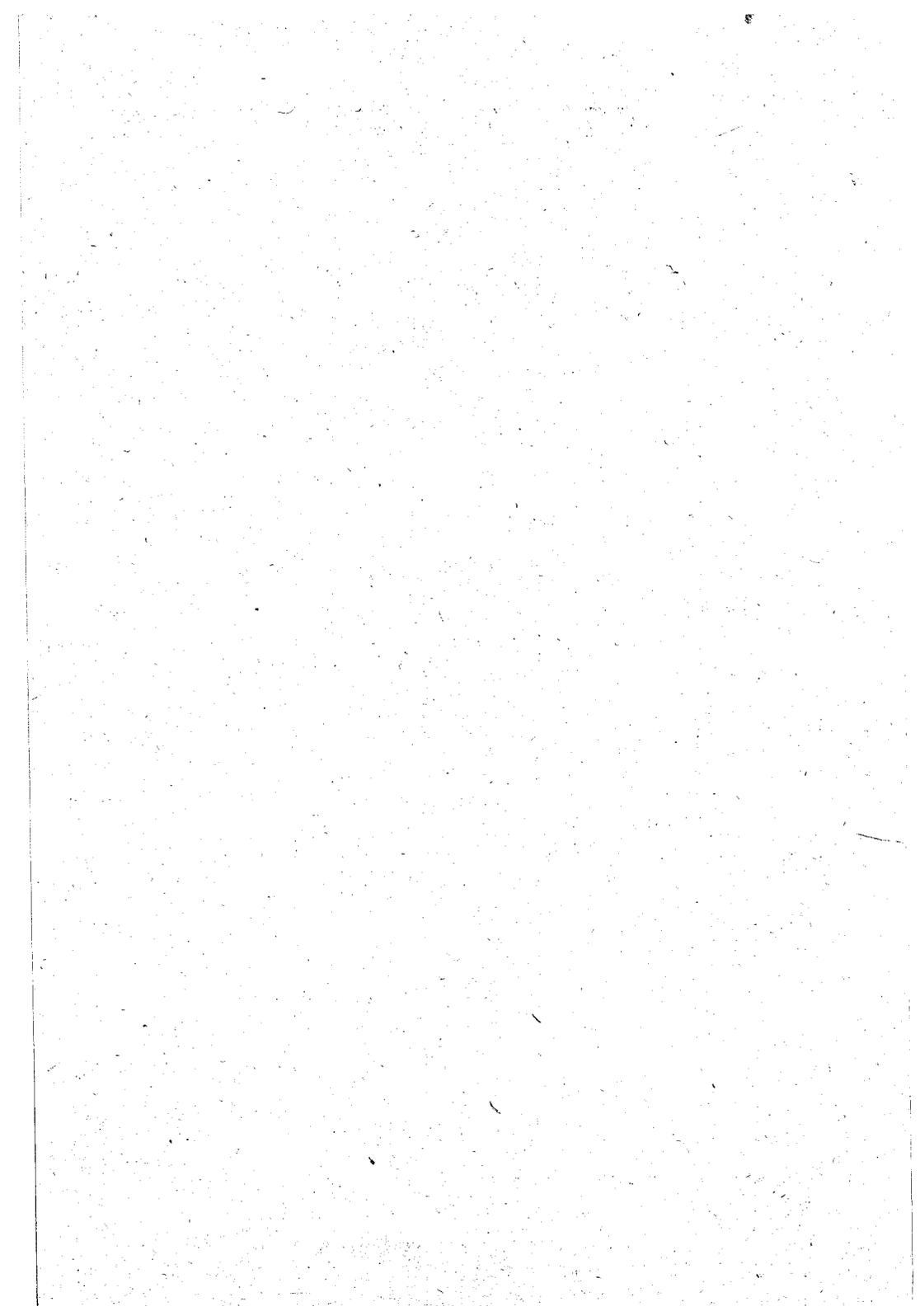
Табл. 1. Ил. 3. Библ. 16.

УДК 551.509.33

Поле давления и поле движения в нижних слоях атмосферы. Руперт Л. Л. Межведомственный сб., вып. 60, с. 27—35.

Рассмотрена связь поля давления с полем ветра над большими акваториями на высоте 20—30 м от подстилающей поверхности. Выяснен режим установившихся и неуставившихся движений в условиях любых широт. Получено объяснение причин возникновения в нижних слоях умеренных широт ветров более сильных, чем геострофические. Режим неуставившегося движения иллюстрируется расчетами для широт 60 и 10°.

Ил. 2. Библ. 4.



УДК 551.509.33

О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха для районов Северной Атлантики синоптико-статистическим способом. Бауман И. А. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 36—44.

Изложены результаты опытного прогнозирования аномалий средней месячной температуры синоптико-статистическим способом с использованием трех вариантов предикторов за 1961—1973 гг. Приведена оценка эффективности прогностических связей для двенадцати календарных месяцев года по трем районам Северной Атлантики. Результаты прогнозирования аномалий средней месячной температуры по исследуемым районам дают основание рекомендовать наиболее рациональный вариант использования предикторов.

Табл. 1. Библ. 8.

УДК 551.509.33

Особенности воздушных переносов в средней тропосфере над умеренными широтами Северной Атлантики. Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 45—56.

Рассмотрены результаты количественной оценки интенсивности воздушных переносов на уровне 500-мбар поверхности с помощью индексов Каца в различных широтных поясах Северной Атлантики. Приведены средние многолетние величины индексов зональной и меридиональной циркуляции для различных районов Северной Атлантики. Установлена взаимосвязь интенсивности воздушных переносов на уровне 500-мбар поверхности и уровне моря.

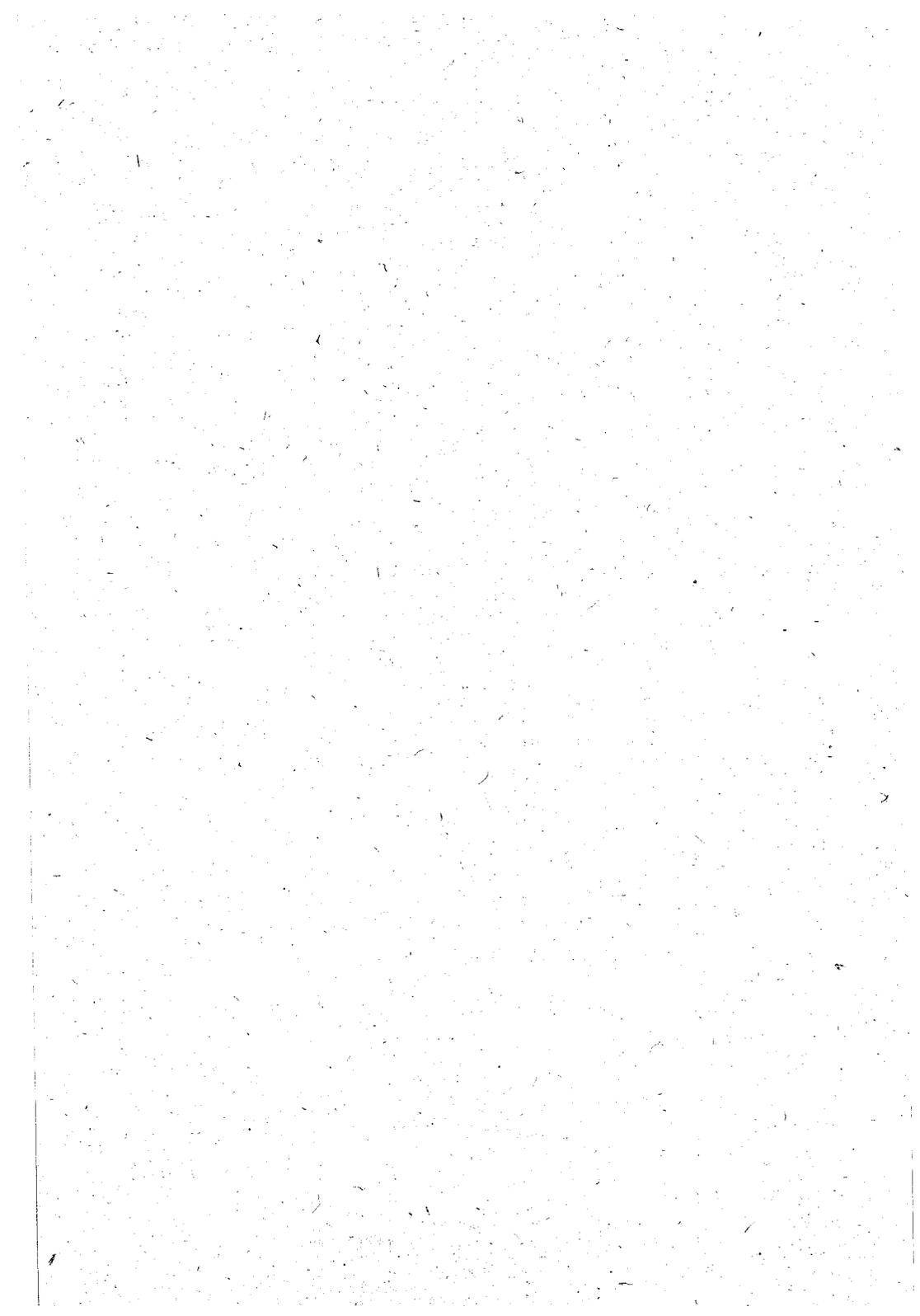
Табл. 6. Библ. 3.

УДК 551.465.55

Формирование вертикальной циркуляции ветрового и термохалинного происхождения в Северной Атлантике. Тюряков Б. И., Кузнецова Л. Н. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 57—65.

Приведено распределение вертикальных движений ветрового (для трех подтипов атмосферных процессов) и термохалинного (для трех сезонов среднего года) происхождения на разных уровнях. Вертикальные движения получены на основании линейной модели бароклинного слоя П. С. Линейкина. Установлены общие закономерности распределения суммарных вертикальных движений в Северной Атлантике. С учетом продолжительности и повторяемости типов биологического развития выделены океанические районы, которые в определенные периоды благоприятны для интенсивного развития фито- и зоопланктона.

Ил. 5. Библ. 6.



УДК 551.465.5(261.7)

Влияние внутренних приливных волн на формирование полей скорости течений на шельфе Северо-Западной Африки. Борис Л. И., Седых К. А. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 66—74.

С привлечением наблюдений и теоретических расчетов проведен анализ приливных течений в важном промысловом районе — на шельфе Северо-Западной Африки. Выявлена их обусловленность внутренними приливными волнами, которые сильно развиты и носят повсеместный характер. Показано влияние приливных течений на формирование горизонтальных и вертикальных полей скорости в исследуемом районе. Ввиду выявленного существенного их вклада в суммарные течения предложен учет приливных течений при решении различных научных и прикладных задач, в частности при выдаче рыбопромысловых прогнозов в зонах апвеллинга.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 551.465

О межгодовых изменениях турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике. Серяков Е. И. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 75—79.

Рассмотрены межгодовые изменения турбулентных потоков тепла по данным девяти кораблей погоды в Северной Атлантике за 1951—1973 гг. Выявлены циклические колебания суммарной теплоотдачи с поверхности океана от 3 до 4,5 лет. Проведено сопоставление значений вертикальных потоков тепла через поверхность Северной Атлантики и горизонтальных переносов тепла морскими течениями.

Предпринята попытка установить синхронные и асинхронные статистические связи между теплоотдачей по данным кораблей погоды и индексами Каша в различных районах Атлантики. Наиболее тесные корреляционные связи между теплоотдачей и циркуляцией атмосферы получены в очагах взаимодействия океана и атмосферы (к. п. «D», «B», «M»).

Ил. 4. Библ. 4.

УДК 551.465.5(263)

Опыт численного моделирования течений в экваториальной зоне океана. Кузнецова Л. Н., Тюряков Б. И., Антонов В. Ю. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 80—88.

Приведены результаты диагностических расчетов по нелинейной модели А. С. Саркисяна для восточной части Гвинейского залива. Полученные черты трехмерной циркуляции убеждают в возможности получения вполне реальных схем течений в бассейне, включающем экватор.

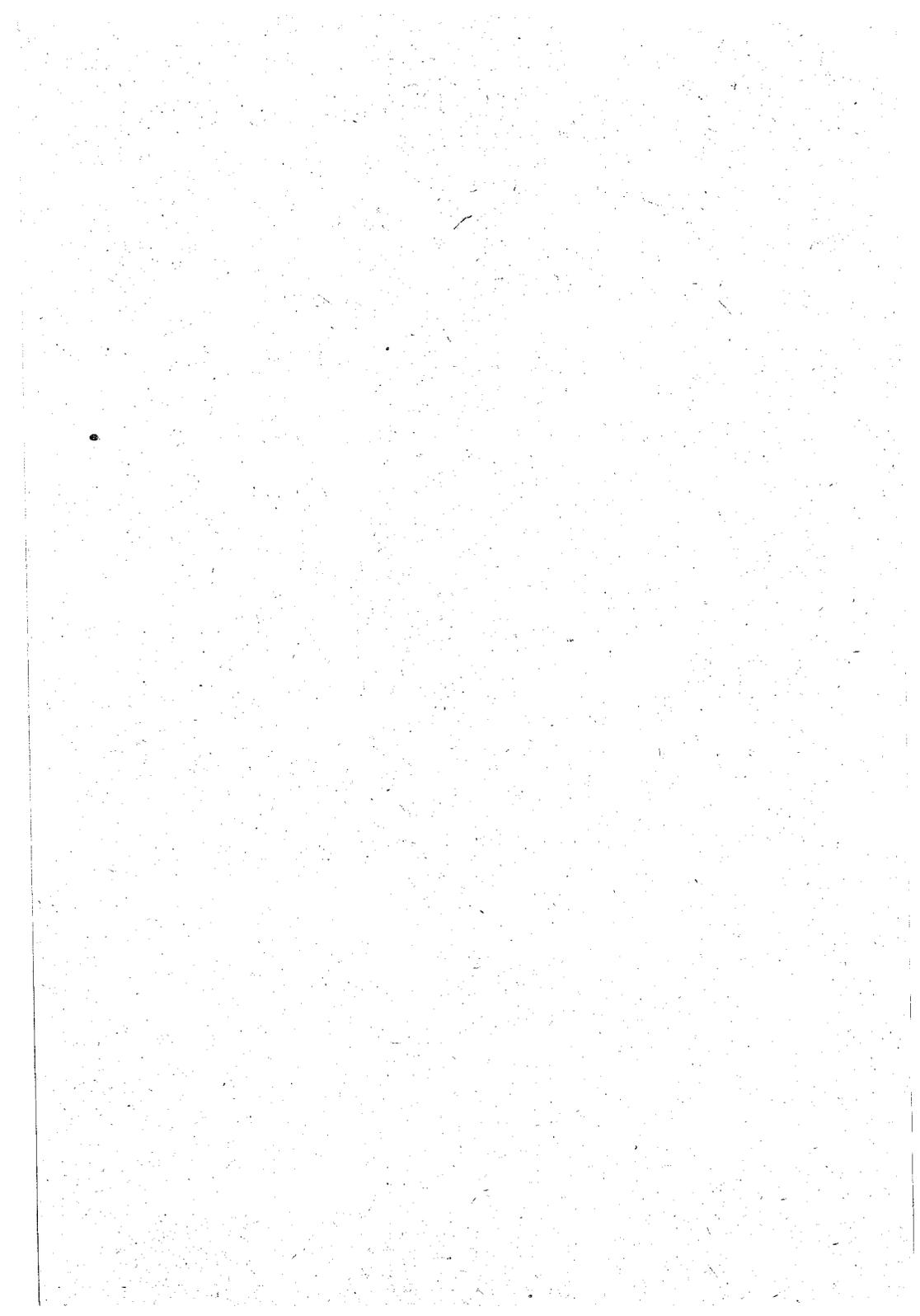
Ил. 3. Библ. 8.

УДК 551.465

Моделирование ветровой циркуляции в морях конечной глубины. Креймайр К. Д., Мензин А. Б. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 89—92.

Основное внимание уделено одному из малоизученных вопросов теории интегральной циркуляции — исследованию возможности учета интенсивности вертикального турбулентного обмена в толще моря. На основании анализа выполненных расчетов сделан вывод о том, что на характер циркуляции в бассейне основное влияние оказывает изменение рельефа дна. Учет пространственного изменения средней величины коэффициента турбулентного обмена сказывается главным образом на интенсивности переноса в мелководных районах исследуемой акватории.

Ил. 1. Библ. 2.



УДК 551.465:57

Течения и перенос молоди рыб с мест нереста в восточной части Норвежского моря, Карпов А. И. П. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 93—96.

Рассмотрена изменчивость течений для весенне-летних периодов пяти лет и ее роль в формировании урожайности поколений атлантико-скандинавской сельди. Проведено сравнение скоростей и направлений фактического переноса молоди рыб с результатами расчетов течений, которое показало вполне удовлетворительное совпадение.

Табл. 1. Библ. 7.

УДК 551.465

Пространственно-временная изменчивость верхнего изотермического слоя и геострофическая циркуляция вод Северной Атлантики, Яковлев В. П., Баринов А. А., Зубин А. Б., Федосеев А. Ф. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 117—134.

На основании средне-многолетних данных выполнен анализ пространственно-временной изменчивости глубины верхнего изотермического слоя (H_{θ}) вод Северной Атлантики и построены карты горизонтальной геострофической циркуляции для Северо-Западной Атлантики на горизонтах 0; 50 и 100 м для зимы и лета.

Получены данные сезонной изменчивости геострофической циркуляции в шельфовой зоне и за ее пределами. Ряд характерных элементов циркуляции, отмечаемые в оба сезона, указывает на квазистационарность этих процессов в течение года. Многочисленные вихревые образования обоих знаков, выявленные в результате анализа, можно считать микро- и мезомасштабными.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 19.

УДК 551.465.5

Изменчивость течений и возможность их прогноза в Северной Атлантике, Яковлев В. П., Сигаев А. К., Федосеев А. Ф. Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 117—134.

По материалам наблюдений за течениями на многосуточных станциях в различных точках Северной Атлантики с применением корреляционного и спектрального анализа в нестационарном режиме выявлена внутримесячная изменчивость и сопряженность векторов неперидических течений.

При использовании в качестве предикторов коэффициентов разложения полей давления по естественным составляющим получена принципиальная возможность прогноза неперидических течений с внутримесячной заблаговременностью. Вскрыта физическая сущность собственных векторов полей давления как наиболее типичных воздушных переносов.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 9.

