

Государственный комитет РСФСР по делам науки и высшей школы

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(межведомственный)

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
1991

Методы расчета и прогноза гидрометеорологических процессов в промысловых районах. Сборник научных трудов (межведомственный). Л., изд. ЛГМИ, 1991, вып. 112. с. 158.

Рассматриваются вопросы исследования и прогнозирования гидрометеорологических процессов в различных районах океанов и морей, связанных в той или иной степени с промыслом. Большое внимание уделено исследованию структуры вод верхних слоев как главных продуцентов биоты и разработке схем долгосрочного прогнозирования тепловых характеристик океана в Атлантике и Северном промысловом бассейне.

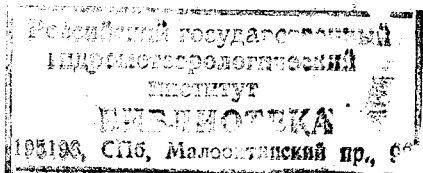
Сборник рассчитан на научных работников, аспирантов и студентов гидрометинститутов и географических факультетов университетов, инженеров-океанологов и других специалистов, работающих в области обеспечения морского рыбного промысла.

Ил. 40. Табл. 18. Библ. 154.

Редакционная коллегия: Ю. В. Суставов, ответственный редактор (ЛГМИ), М. И. Масловский (ЛГМИ), К. В. Кондратович (ЛГМИ), Г. И. Лука (ПИРО), В. И. Яковлев (ЮГНИРО), А. В. Родин (Севрыбпоиск), А. С. Аверкиев, ответственный секретарь (ЛГМИ).

The collection provides works concerning research and prediction of hydro-meteorological processes in different regions of the ocean, which connect with fishery catching. There is a large attention to research of upper layer structure, which is the main source of biot, and to making of long-range prediction sheems of ocean heat characteristics in the Atlantic ocean and the North fishery basin.

The collection will be usefull for researchers, young scientists and students of hydrometeorological institutes and geographic departments of universities, ehgineers-oceanologists and other speshalisns worked in sea tishery sciences.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник является пятым, заключительным, из серии публикаций основных результатов, полученных в процессе разработки в период 1986—1990 гг. основных направлений Проекта ГКНТ «Система». В рамках одного сборника невозможно представить весь материал исследований в полном виде. Однако, чтобы у читателя могло сложиться представление о масштабах выполненных работ, в конспективном виде перечислим основные итоги по всем трем разделам Проекта.

Раздел 1. Разработка физической теории формирования изменчивости процессов морских и океанских акваторий.

На основе результатов физико-статистического анализа длительных временных рядов наблюдений за различными элементами гидрометеорологического режима окраинных морей (Балтийское, Черное, Баренцево, Норвежское, Охотское) и сопредельных районов океана выявлены и исследованы основные закономерности и фундаментальные различия формирования гидрофизических процессов и полей в морях со свободным и ограниченным обменом с океаном. Так, на примере Баренцева моря показано, что в условиях свободного водообмена (проточный водоем), когда теплые атлантические воды проникают в море потоками по всей толще от поверхности до дна, акватория моря оказывается расчлененной вертикальными «стенками» градиента температуры воды и скорости течения (фронтальными зонами) на отдельные регионы, в которых различны не только гидрофизические параметры среды, но и структура их изменчивости. Это относится и к обширным океанским акваториям, включая Норвежское море. В то же время на примере Балтийского моря показано, что в условиях ограниченного (одностороннего) водообмена, благодаря специфике проникновения в бассейн тяжелых океанских вод, море оказывается расчлененным и в вертикальной плоскости на слои с различными гидрофизическими характеристиками вод и структурой их изменчивости. Данные фундаментальные выводы необходимо учитывать при выборе методов и средств исследований таких водоемов на всех стадиях, включая и вопросы прогнозирования.

На основании этого были построены первые версии термогидродинамических моделей Балтийского и Охотского морей и Се-

верной половины Атлантического океана, которые носят оригинальный характер и открывают большие перспективы для решения целого ряда прикладных задач, включая оценку эволюции процессов на длительную перспективу.

Раздел 2. Создание системы методов долгосрочных прогнозов гидрометеозлементов.

Разработанные в рамках проведенных исследований методы долгосрочных прогнозов гидрометеозлементов с заблаговременностью от одного месяца до нескольких лет включают на сегодня около десяти схем по следующим элементам: температура поверхности воды в Норвежском море и Северной Атлантике; температура слоя воды 0—200 м в Баренцевом и Норвежском морях; ледовитость Баренцева и Охотского морей; придонная соленость южной части Балтийского моря; температура воздуха и атмосферное давление в Северной Атлантике; гидрофизический коэффициент над ЕТС, Западной Сибирью и Казахстаном; климатические изменения гидрометеозлементов по районам Атлантики и сопряженных морей. Для решения перечисленных задач в ЛГМИ сформирована база данных, включающая временные ряды по 11 элементам, по которым продолжительность наблюдений составляет от 30 до 100 лет. В этих условиях, естественно, по различным элементам возможны разные заблаговременности прогнозирования. Большинство схем используется в оперативной практике. Поскольку часть исследований, проводимых по Проекту, касающаяся разработки методов прогноза, финансировалась предприятиями рыбной промышленности, естественно, туда для оперативного использования в сырьевых прогнозах и направлялись наши разработки. Это на протяжении всех лет определило прикладную значимость результатов исследований и их оперативное внедрение. Можно заметить, что в 1986—1990 гг. в рыбную промышленность было передано 78 прогнозов заблаговременностью от 1 мес. до 2 лет.

Раздел 3. Многотомная монография.

Основные работы по подготовке к изданию и публикации 6-томной монографии: «Гидрометеорологические процессы в системе Северная Атлантика — сопредельные моря» на основе данных, полученных как на предыдущем этапе работ, так и в процессе дальнейшей разработки Проекта, планируются в 1991—1995 гг. Ориентировочное название томов следующее:

Том 1. «Крупномасштабные гидрометеорологические процессы и их роль в формировании режима сопредельных морей».

Том 2. «Проблемы прогнозов гидрометеорологических процессов в Северном рыбопромысловом бассейне» (теория и практика).

Том 3. «Приливные явления в Северо-Европейском бассейне».

Том 4. «Тепловые процессы в системе Северная Атлантика — Норвежское море».

Том 5. «Структура и динамика гидрофизических процессов в зоне взаимодействия сопредельных разномасштабных акваторий».

Том 6. «Климатические тренды и основы их геофизического прогноза».

Здесь необходимо отметить, что результаты исследований изменчивости тепловых процессов Атлантического океана и его морей и их моделирования, полученные за последние 2 года и частично представленные в статьях настоящего сборника, имеют принципиальное значение и позволяют внести элементы оригинальности и новизны в содержание многотомной монографии.

В заключение несколько слов о содержании данного сборника.

Сборник открывает статья, в которой излагаются результаты исследований структуры пространственной и временной изменчивости температуры воды в северной части Атлантического океана, полученные на основе анализа спектральной структуры колебаний синхронных временных рядов температуры воды по пяти градусным квадратам. В подобном обобщенном виде данный результат представляется впервые и, на наш взгляд, имеет важное значение не только в понимании сути происходящих процессов, но и при определении тактики и стратегии дальнейших исследований термодинамического режима Атлантического океана.

Следующие статьи продолжают публикацию результатов по проблеме прогнозов, причем наряду с исследованиями в направлении прогнозов среды, часть работ посвящена комплексному прогнозированию, направленному на оценку сырьевой базы.

Далее представлены работы, касающиеся вопросов изучения гидрометеорологических процессов в различных районах Мирового океана применительно к задачам долгосрочного прогнозирования гидрометеозаэлементов.

Ю. В. СУСТАВОВ (ЛГМИ)

СТРУКТУРА ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ И ЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО СПЕКТРАЛЬНЫМ СОСТАВЛЯЮЩИМ

Проблема изучения пространственной изменчивости тепловых процессов в Атлантическом океане имеет много теоретических и прикладных следствий. Из основных можно отметить: вопросы механизмов воздействия океана и, что очень важно, его регионов на погоду и климат Европейского материка, задачи прогнозирования тепловых процессов в океане и сопредельных морях с учетом пространственной структуры изменчивости в интересах различных отраслей народного хозяйства; изучение процессов, формирующих очаги наибольшей изменчивости тепловых условий Северной Атлантики в различных временных масштабах и их воздействие на атмосферные процессы в различных природных циклах.

Для изучения этой проблемы были привлечены к анализу многолетние временные ряды (1957—1988) наблюдений поверхностной температуры воды в пятиградусных квадратах месячной дискретности, которые были подвергнуты спектральному анализу двумя методами: методом максимальной энтропии и методом Фурье в четырех учреждениях одновременно: Проблемная лаборатория взаимодействия океана и атмосферы и цунами и Лаборатория прикладных океанологических исследований (ЛГМИ), Гидрометцентр СССР, которым были сформированы исходные временные ряды температуры поверхности воды по 5-градусным квадратам и получены оценки спектральной плотности по методу максимальной энтропии [1, 2]. Аналогичные вычисления для синхронных рядов по станциям погоды и разрезу мыс Нордкап — о. Медвежий были выполнены в Карельском филиале АН СССР. Все данные были сведены воедино, проанализированы на предмет согласованности и расхождений результатов, произведены возможные верификационные расчеты, после чего была составлена карта (рис. 1), на которой представлена спектральная структура изменчивости аномалий температуры воды по пространству северной части Атлантики. Поскольку подобная карта в научной литературе публикуется впервые, позволим себе обратить внимание на некоторые очевидные, но на наш взгляд, важные ее особенности.

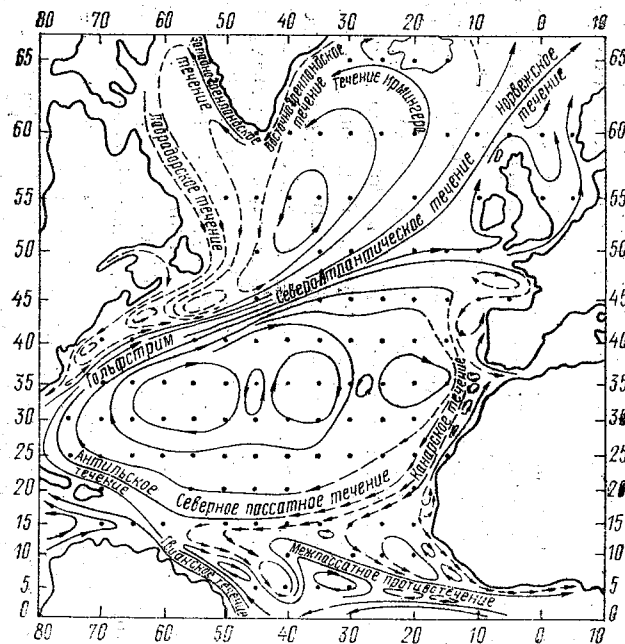
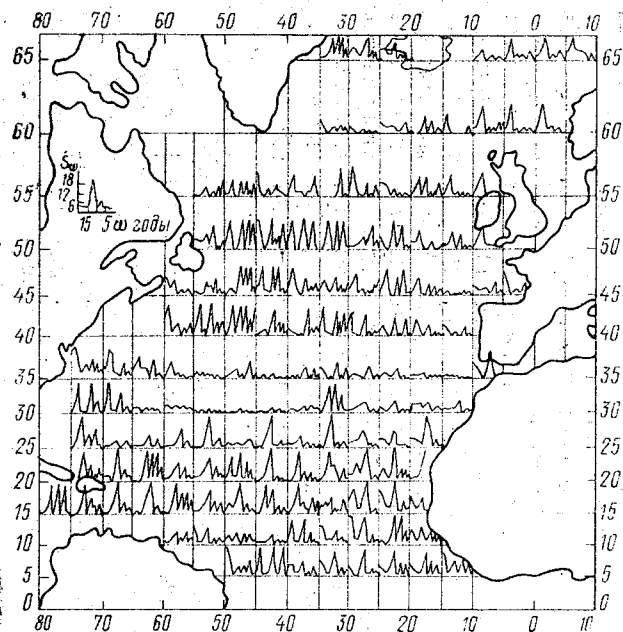


Рис. 1. Оценки спектральной плотности колебаний аномалий поверхностной температуры воды в 5-градусных квадратах северной части Атлантического океана и схема циркуляции района исследований

Первое важнейшее обстоятельство: практически во всех квадратах имеет место своя структура изменчивости, отличающаяся либо по набору циклов, либо по величине оценки спектральной плотности.

Вторая особенность видится в большом различии структуры спектральной плотности колебаний в различных регионах. Обратим пока внимание на один характерный пример: на огромной площади круговорота Саргассова моря (характерная параллель 30° с.ш.) между меридианами 65° з.д. и 35° з.д. колебания аномалий температуры воды на всех частотах отсутствуют, в то время как в смежных районах (40° с.ш. и 20° с.ш.) они выражены чрезвычайно ярко и содержат большой набор циклов. Аналогичная картина имеет место в центре круговорота моря Ирмингера (широта 60° между западными долготами $35-20^\circ$).

Бросается в глаза и принципиальное отличие структуры колебаний в холодных и теплых потоках. Ярким примером служит отсутствие долгопериодных (например квазиодинадцатилетних) циклов колебаний в Лабрадорском течении (квадраты по долготе $55-50^\circ$ з.д., $55-60^\circ$ с.ш., $50-55^\circ$ с.ш. и $45-50^\circ$ с.ш.) и у истоков Канарского течения. В системе же Пассатных течений, Гольфстрима и Северо-Атлантического течения, указанные выше долгопериодные колебания выражены очень ярко.

Еще одна особенность отмечается в пограничных районах теплых и холодных потоков, где структура колебаний чрезвычайно сложна и содержит большой набор циклов. Можно обратить внимание и на множество других особенностей, но, думается, это задача дальнейшего скрупулезного анализа.

В настоящей статье пока нет возможности четко обозначить причины подобных различий для каждого региона в каждом конкретном случае. Однако некоторые общие принципы (причины) природы изменчивости спектральной структуры колебаний температуры воды по пространству представлены в [1]. Для полноты изложения повторим их здесь с комментариями привязки по пространству согласно рис. 1. Первая причина (порядок изложения причин не предполагает их преимущественность) связана с термодинамическим взаимодействием океана и атмосферы, которое приводит к двум фундаментальным следствиям, составляющим двуединство процессов, формирующих структуру и динамику гидрофизических полей: локальное тепловое взаимодействие и адвекция тепла, являющаяся следствием динамического взаимодействия на больших пространствах. Оба компонента этого двуединства несут свои самостоятельные функции в формировании структуры и динамики гидрофизических полей, обладая своей изменчивостью и своим годовым ходом, как правило, не совпадающим по фазе внутригодовых максимумов и минимумов. Это означает, что в районах, где адвективные переносы либо не выражены, либо выражены слабо, как в упомянутых ранее районах Саргассова моря и моря Ирмингера, где

основу циркуляционных процессов составляют гигантские круговороты собственных водных масс, а также обширный регион к югу, юго-востоку от Азорских о-вов, процессы изменчивости температуры воды будут в основном (в рамках обозначенного процесса взаимодействия) определяться локальным тепловым воздействием атмосферы. В районах же, где меридиональный (Гольфстрим, Северо-Атлантическое течение) или зональный (пассатное течение) переносы ярко выражены, изменчивость тепловых процессов будет определяться изменчивостью адвективной компоненты. Кроме того, в океане существуют большие акватории, где имеет место постоянное «противоборство» компоненты теплообмена с атмосферой и адвективной составляющей, которое создает ситуацию бесконечного числа сочетаний степени преимущественного влияния то одного, то другого фактора, усложняя и без того сложную структуру изменчивости за счет формирования ложных (не связанных с внешним воздействием), но реально существующих в наблюдениях циклов при их наложении.

Вторая причина связана с еще одним «противоборством». Речь идет о взаимодействии теплых и холодных течений в зонах их простирания (контакта). Как было отмечено выше, структура изменчивости тепловых условий в теплых и холодных течениях различна. Взаимодействие таких вод может проявляться в виде экспансии по территории океана (моря), т. е. в миграции фронтальной зоны на сотни километров. Это означает, что зона миграции может быть занята то одними водными массами (со своей изменчивостью), то другими, а изменчивость тепловых процессов в этой зоне будет иметь сложную смесь физически обоснованных и «фиктивных» циклов, что в реальных географических координатах отражается специфичностью спектров в «прифронтовых» акваториях. В этом нетрудно убедиться, возвратившись к анализу рис. 1. Наиболее насыщенные различного рода цикличностями, особенно короткопериодными (менее двух лет), графики спектральной плотности сосредоточены именно вдоль всех фронтальных зон и стыков течений. Здесь даже нет необходимости выбирать для иллюстрации что-либо наиболее яркое.

Третья причина связана с деформацией периода планетарных волн в атмосфере как ее отклик на воздействие тепловых аномалий океана в южных широтах и последующего обратного влияния на океан при распространении планетарных волн в меридиональном направлении. Как следует из расчетов, выполненных на основе данных рис. 1, для компонента изменчивости в квазидвухлетнем цикле на широте 20° его период составил в среднем по всей параллели 2,2 года, на широте 40° — 2,5 года и на широте 65° — 2,6 года. Этот чрезвычайно важный результат (если его удастся подтвердить более строго) имеет далеко идущие последствия. Во-первых, он может быть объяснен. И в качестве одной из гипотез этого объяснения может явиться измене-

ние с широтой фазовой скорости и периода названных выше планетарных волн в атмосфере. Распространяясь в высокие широты, эти волны закономерно должны изменять свои параметры [3], что неизбежно должно привести к изменению с широтой данного цикла изменчивости в процессе обратного теплового воздействия атмосферы на океан. Что и нашло отражение в приведенном выше расчете. В этой связи совершенно ясно, что во всех схемах долгосрочного прогноза, опирающихся на свойство полицикличности океанологических процессов, учёт данной особенности их проявления необходим.

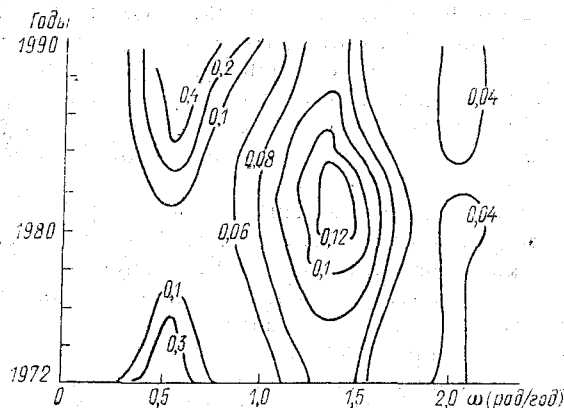


Рис. 2. Частотно-временной спектр ($S(\omega, t)$) колебаний аномалий температуры поверхности воды для квадрата 60° с. ш. 15° з. д., рассчитанный по интервалу осреднения 5 лет при интервале скольжения 1 год (расчет Н. Г. Шуркина)

Четвертая причина обусловлена, по мнению автора, процессами нелинейного взаимодействия (пока условно, причину излагаемого ниже явления предстоит обосновать более строго) колебаний в различных циклах. Это утверждение основывается на сходстве вида частотно-временных спектров, полученных ранее при изучении динамики длинных (периода от 0,5 до 3—4 сут.) внутренних волн [4] и аналогичного спектра для одного из районов Северной Атлантики (рис. 2). Они сходны в главном. При активизации колебаний в одних масштабах, деградируют колебания других. Требуется более глубокого изучения механизм и наличие нелинейного взаимодействия. Однако сам факт отмеченной закономерности бесспорен и подтверждается не только результатами расчетов, представленных картой (рис. 1), но и результатами анализа других океанографических характеристик: ледовитости в различных районах, уровень моря, интегральные характеристики температуры воды по слоям в Норвежском и Баренцевом морях и др.

Прежде, чем перейти к районированию океана по спектральным характеристикам изменчивости, обратим внимание еще на одно обстоятельство, связанное с нестационарностью этой изменчивости. Этот факт можно наглядно проиллюстрировать простейшим расчетом, разделив, например, весь исходный ряд на два интервала: 1957—1972 и 1973—1988, т. е. на 16-летние интервалы, и рассчитав по ним оценки спектральной плотности. Результаты такого расчета представлены на рис. 3, где сведены на одной оси

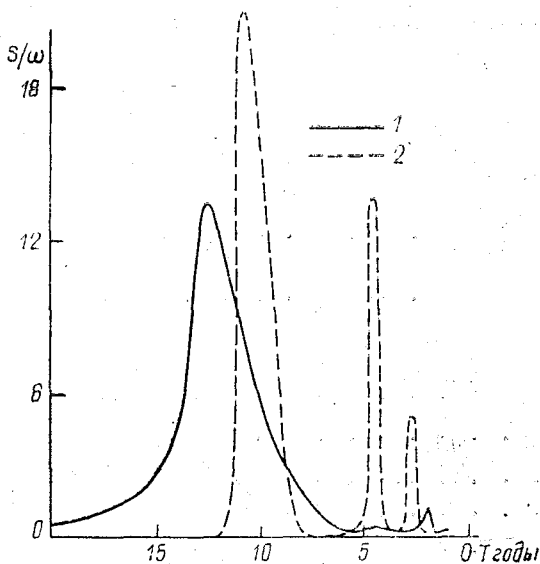


Рис. 3. Оценки спектральной плотности колебаний аномалии температуры поверхности воды, рассчитанные по двум несвязанным 16-летним временным рядам: 1957—1972 (1), 1973—1988 (2)

частот оба варианта расчета. Как следует из этого рисунка, спектральная плотность колебаний меняется по структуре, и что самое важное, изменяется местоположение максимума спектральной плотности колебаний по координате частот в зависимости от принятого в расчет временного интервала наблюдений. Собственно об этом говорит и рис. 2, на котором ситуация нестационарности амплитуды колебаний на основных энергонесущих частотах проявляется особенно наглядно. Таким образом, приняв во внимание то очевидное обстоятельство, что ситуация нестационарности в изменчивости гидрометеорологических процессов [5] как одного из их фундаментальных свойств в полной мере отражается и в результатах данных исследований, попытаемся в первом приближении рассмотреть вопрос районирования измен-

чивости тепловых процессов на обширной акватории северной части Атлантического океана по спектральным составляющим.

Как следует из карты (рис. 1), основными энергонесущими зонами на спектрах в разных районах являются: сверхдолгосрочный тренд (левая часть), колебания с периодом квазиодинадцать лет, около 7 лет, 4—5, 3—4, 2—2,5 года, до двух лет. В отдельных квадратах имеют место колебания с самыми различными периодами — от 11 до 2 лет. Причем, если их композировать на один график, выяснится, что весь интервал колебаний между означенными выше циклами будет заполнен практически сплошь, что физически невозможно истолковать, а вот с учетом

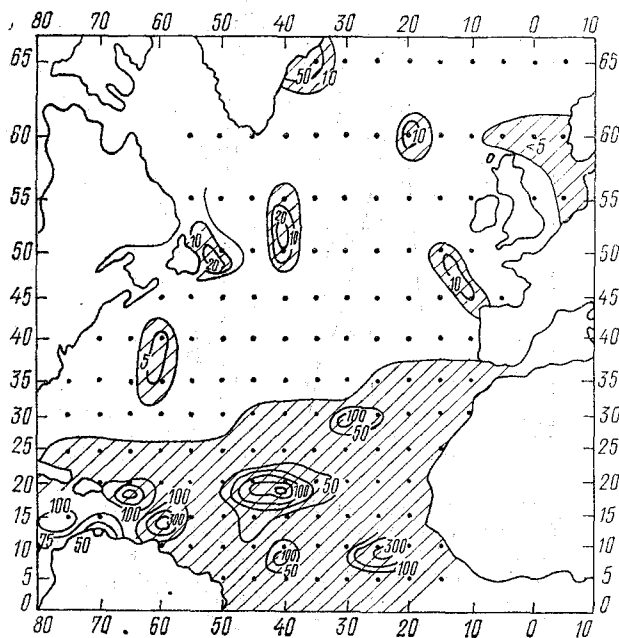


Рис. 4. Карта пространственного распределения спектральной компоненты изменчивости (согласно рис. 1) в квазиодинадцатилетнем цикле

изложенных выше первых двух причин изменчивости, предполагающих наличие фиктивных циклов, это легко объясняется. В этой связи, при районировании Атлантического океана по элементам временной изменчивости тепловых характеристик имеет смысл пока опираться на хорошо известные и физически ясные циклы изменчивости: квазиодинадцатилетний и квазидвухлетний. Карты, на которых обозначены акватории океана, с изменчивостью температуры воды в этих циклах представлены на рис. 4—6. Основной регион, в котором сосредоточена изменчивость

аномалии температуры воды в квазиодинадцатилетнем цикле фактически оконтуривается границей Северопассатного течения, т. е. северной широтой 25° на западе и 30° на востоке (у Сахары) океана. Обращают на себя внимание пятна резкого увеличения амплитуды колебаний. Эти пятна приурочены, как правило, к стыкам течений различной направленности или к фронтальным зонам, где логично наибольшее развитие вертикальных движений, т. е. наибольшая активность энергообмена в океане и, как следствие этого, наибольшая активность энергообмена между океаном и атмосферой. При общей средней по океану амплитуде изменчивости среднемесячной аномалии температуры поверхности воды около $\pm 1,5^\circ$ в районах пятен в экваториальной зоне эта оценка может увеличиваться в несколько раз. Локализация региона с квазиодинадцатилетней изменчивостью в районе экватора явилась неожиданностью. Объяснение этого феномена предстоит. Обратим еще внимание на «транспорт» этой изменчивости системой Гольфстрим и Северо-Атлантического течений, вдоль которой также обнаруживаются пятна (значительно меньшей интенсивности, чем на экваторе, но отчетливо выражены). Создается впечатление, что в северных районах океана квазиодинадцатилетняя изменчивость деградирована, а ее проявление в отдельных районах, в том числе в Норвежском и Баренцевом морях, следует понимать как «приходящую».

Изменчивость температуры воды с периодом около 7 лет также ярко выражена, но географическое местоположение ее очагов находится за пределами территории (к северо-западу), обозначенного выше цикла изменчивости (рис. 5). Опять пятна, опять потоки, опять их стыки и фронтальные зоны. Наиболее ярко обозначено пятно наибольшей изменчивости к юго-востоку от о. Ньюфаундленд и может трактоваться как более строгое обоснование местоположения Ньюфаундлендской энергоактивной зоны. Еще два пятна, со значительно меньшими амплитудами колебаний обнаруживаются к северо-востоку, северу от о. Ньюфаундленд. Одно пятно с центром 50° с. ш. и 45° з. д. приурочено к левой периферии Северо-Атлантического течения и южной периферии круговорота моря Имингера, другое — в районе Восточно-Гренландского течения на широте 65° между Исландией и Гренландией. И снова указания на «транспорт» этой изменчивости Северо-Атлантическим течением в северные широты, и снова сложнейшая картина местоположения центров действия изменчивости тепловых процессов в рамках данного квазицикла. И еще одно чрезвычайно важное обстоятельство. Наложение рис. 4 и 5 подтверждает выводы, представленные на рис. 2 о «неуживчивости» колебаний в различных циклах во времени, а теперь и по пространству.

Интересно рассмотреть еще одну карту (рис. 6). Речь идет о квазидвухлетнем цикле колебаний аномалии температуры воды в северной половине Атлантического океана. Цикл наблюдается

практически по всему океану (отдельные полосы отсутствия как по меридиану, так и по параллели, думается, пока оставим за кадром. Вопрос требует тщательного обоснования). Здесь следует отметить следующее. На экваторе присутствие цикла очевидно, а активность проявления, в сравнении с квазидесятилетним циклом, ниже на порядок. Далее рассмотрим пятнистость интенсивности изменчивости процессов. Имеет место четко обозначенное пятно к востоку, северо-востоку от о. Ньюфаундленд.

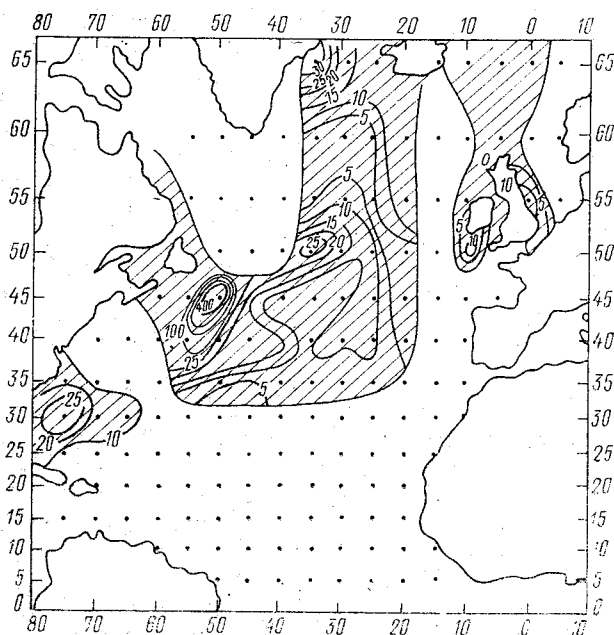


Рис. 5. Карта пространственного распределения спектральной компоненты изменчивости (согласно рис. 1) в квазисемилетнем цикле

Обнаруживается пятно к юго-юго-востоку. Ни то, ни другое по местоположению не совпадает с пятнами, обозначенными в предыдущем цикле. Опять вопросы. И главный из них — несовпадение зон наибольшей изменчивости тепловых процессов (наибольшей энергоактивности) в различных циклах. Вывод напрашивается сам собой и суть его состоит в том, как понимать энергоактивные зоны в океане, когда совершенно очевидно, что нелинейное взаимодействие (оставим пока этот термин, поскольку у автора хотя и есть сомнения в его правомерности, но нет реальных гипотез, позволяющих трактовать спектр рис. 2 и карты рис. 4, 5, 6 в другом смысле) имеет место не только во времени, но и в пространстве.

В заключение заметим, что проведенный анализ дал пищу для разъяснения (понимания) многих аспектов формирования теплового режима океана, но еще больше он поставил вопросов, например, как объяснить структуру пространственной изменчивости развития тепловых процессов в океане через реальные причинно-следственные связи, поскольку, судя по картам (рис. 1, 4, 5, 6), единых связей быть не может даже для такого глобального

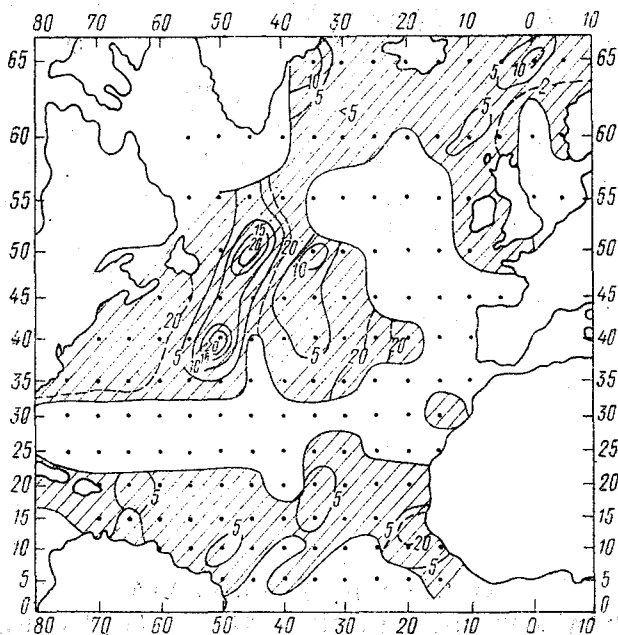


Рис. 6. Карта пространственного распределения спектральной компоненты изменчивости (согласно рис. 1) в квазидвухлетнем цикле

явления, как солнечная активность. Отсюда неуспех некоторых подходов к решению проблемы долгосрочных прогнозов океанологических процессов и существующий определенный скептицизм многих ученых-гидрометеорологов по оценкам возможностей решения этой задачи вообще. Однако изложенный выше материал дает ясность в источниках имеющихся трудностей, а когда есть ясность, поиск путей преодоления трудностей становится целенаправленным, а это дает новый шанс. В работе [1] автором продолжен разговор о возможных путях решения обсуждаемой проблемы. Некоторые конкретные шаги предлагаются в работе [6], публикуемой в настоящем сборнике. Следует заметить, что имеющийся опыт использования этого подхода дает основание

для оптимистической оценки перспектив в получении реальных прикладных результатов в данном направлении. Но это только одна сторона явления. Имеется много других.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Суставов Ю. В.* Результаты совместных исследований процессов в океане и атмосфере применительно к задаче долгосрочных прогнозов гидрометеорологических элементов. — VIII Всес. конф. по промысловой океанологии. Пленарные доклады. Москва, ВНИРО, 1990, с. 98—107.
2. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. — М.: Мир, 1971. — 287 с.
3. *Савченко В. Г., Нагурный А. П.* Воздействие тепловых потоков из океана на колебания климата высоких широт. — Л.: Гидрометеониздат, 1987, с. 199.
4. *Суставов Ю. В., Клеванцов Ю. П.* Внутренние волны как нестационарный вероятностный процесс. — Тр. ГОИН, 1974, вып. 122, с. 21—37.
5. *Рожнов В. А., Суставов Ю. В.* и др. Приложение методов теории нестационарных вероятностных процессов к анализу структуры и динамики океанологических процессов. ВНИГМИ-МЦД, Обнинск, 1972, с. 70.
6. *Карпова И. П., Суставов Ю. В., Николаев Д. Л.* Использование присмов экстраполяции временных рядов в методах сверхдолгосрочного прогнозирования (см. настоящий сборник).

УДК 551.463

К. В. КОНДРАТОВИЧ (ЛГМИ)

О ПРОГНОЗЕ КЛИМАТА В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ

Научно обоснованные представления о природе и характере изменений климата в последние десятилетия являются наиболее приоритетной проблемой гидрометеорологии.

Несомненно, что процесс познания метеорологических процессов и влияющих на эти процессы космических и геофизических факторов сопровождается открытием большого числа прямых и обратных связей, каждая из которых может иметь определенное климатообразующее значение. Попытки «однофакторного» прогноза климата выглядят все менее убедительными. Сказанное относится и к столь укоренившейся в общественном мнении гипотезе антропогенного нарастания парникового эффекта за счет роста концентрации CO_2 [1, 3, 4, 5].

Рассмотрим три различных подхода к проблеме прогноза климата на конец XX и начало XXI столетия: антропогенный рост содержания углекислого газа в атмосфере [1, 3, 5], воздействие солнечной активности на повторяемость форм зональной и ме-

ридиональной циркуляции [7] и влияние очаговой структуры озоносферы на термобарическое поле тропосферы [8—13]. Последняя из гипотез предложена автором и в течение ряда лет получила определенное развитие [8, 11, 13].

Антропогенный рост содержания углекислого газа и глобальное потепление

В современной атмосфере углекислый газ является малой примесью; его концентрация начала возрастать с 1800 г. Непрерывные инструментальные измерения CO_2 ведутся лишь с 1957 г., они были начаты на Гавайских о-вах на станции Мауна-Лоа.

В вегетационный период растительность поглощает около 60 гигатонн углерода ($1 \text{ Гт} = 10^9 \text{ т}$). Между океаном и атмосферой обмен углекислотой достигает 100 Гт. С 1957 г. ежегодное приращение углерода в атмосфере близко к 3 Гт — результат дисбаланса мощных процессов обмена между атмосферой, биосферой и океаном, а также неблагоприятных антропогенных воздействий.

Вопреки распространенному мнению антропогенное потепление не является четко выраженным и достоверно установленным. С 1958 г. парниковые газы обеспечили к настоящему времени дополнительный приток тепла около 1 В/м^2 (с 1800 г. до настоящего времени дополнительное потепление составит лишь 2 В/м^2). Обратимся к сценарию потепления климата, разрабатываемому М. И. Будыко, представленному в монографии К. Я. Винникова [5].

В целях конкретизации физико-географической картины потепления в монографии приводятся карты изменений температуры воздуха, атмосферных осадков и давления на уровне моря. Они получены в результате эмпирического обобщения материалов инструментальных метеорологических наблюдений XX века.

Предполагается, что независимо от природы внешних или внутренних факторов, потепление должно максимально проявляться в высоких широтах, умеренно — в зоне умеренных широт и минимально — в тропической зоне.

В XX в., как известно, потепление было хорошо выраженным в 30—40-х гг., причем больше всего проявилось в атлантическом секторе Арктики (Шпицберген, Западная Гренландия). Прогностические карты, о которых идет речь, повторяют картину потепления 30—40-х годов. По мере нарастания предрекаемого глобального потепления соответствующие значения отклонений температуры, осадков, давления на картах будут акцентированы пропорционально росту «глобальной температуры».

Трудный для данной гипотезы вопрос — вопрос о причинах похолодания 50—60-х гг., причем более выраженного в Арктике. Более того и последние десятилетия характеризуются похолоданием в атлантическом секторе Арктики [10].

Что же касается режима осадков в районе водосбора Волги и района Черного, Азовского и Каспийского морей, то согласно гипотезе — это область дефицита. Общеизвестно, что именно в сороковые годы происходило очень быстрое падение уровня Каспия. С позиций гипотезы потепления и, особенно, в рассматриваемой попытке климатического прогноза, невозможно объяснить тенденцию роста уровня Каспийского моря, начавшуюся в 1978 г. Около этого времени началось и некоторое распреснение Азовского моря, хотя характер и масштаб изъятия вод Дона остался прежним.

В целом можно сделать однозначный вывод, что представленный в монографии Винникова прогностический сценарий климатических изменений в атлантико-европейском секторе противоречит фактическому развитию климата в последние два-три десятилетия.

Менее определенный вывод можно сделать в отношении глобальной тенденции потепления. Здесь результаты оценок «средней по полушарию» или «средней по земному шару» температуры являются довольно неопределенными. При вычислении такого рода средних величин основное влияние оказывают результаты наблюдений на материках, обширные океанические районы освещены плохо. Возможно и воздействие «урбанизации» метеорологической сети: станции оказываются в пределах городских территорий, каждая из которых является своего рода «озером тепла».

В некоторых регионах потепления не наблюдалось даже в период 30—40-х годов. В последние десятилетия кроме похолодания в районе арктических морей отмечается понижение температуры в западном секторе Северной Америки. На эту особенность указывает ряд американских метеорологов [17].

Гипотеза зависимости циркуляционных эпох от солнечной активности

Основы этой гипотезы разработаны в исследованиях А. А. Гирса [7], который по материалам многолетнего каталога форм атмосферной циркуляции E , W , C сделал вывод, что повторяемость зональной циркуляции W повышена в годы минимума векового цикла солнечной активности.

В 1891—1899 гг. диагностирована эпоха $W+C$, т. е. имело место снижение повторяемости восточной формы циркуляции E . В 1900—1928 гг. повышенную повторяемость имели только процессы западной формы. Резкое повышение повторяемости восточной формы произошло в 30-х гг. (1929—1939 гг. — эпоха E), затем произошел рост повторяемости меридиональной формы (1940—1948 гг. — эпоха C). С 1949 г. по А. А. Гирсу началась эпоха комбинированной $E+C$ циркуляции. Нарастание меридиональности атмосферных макропроцессов, по мнению А. А. Гирса

и ряда других климатологов, в тридцатые годы и в последующие десятилетия происходило в связи с возрастанием солнечной активности в «вековом цикле». Как известно, наибольших значений характеристики солнечной активности достигли в 1957 г. А. А. Гирс обосновал прогноз на будущие тенденции развития атмосферных процессов и соответствующие им климатические тренды [7]. В числе прогностических выводов А. А. Гирса и вывод о прекращении падения и начале роста уровня Каспия, начиная с 1975 г.

Предпосылкой такого изменения климатической тенденции являлось ожидаемое значительное снижение уровня солнечной активности. Вследствие этого должно было происходить нарастание повторяемости зональной формы циркуляции W и рост количества осадков в районе водосбора Волги.

Прогноз А. А. Гирса был составлен и опубликован в 1970—1972 гг. [7], когда падение уровня Каспия еще продолжалось. Можно было бы дать самую высокую оценку этому прогнозу. Это один из очень редких случаев заблаговременного прогноза изменения климатического тренда. Фактически значительный рост уровня Каспия начался в 1978 г. и к настоящему времени вырос более чем на 180 см относительно его минимального значения в 1977 г.

Однако, к большому сожалению, такой высокой оценки схеме прогноза дать нельзя: в последние десятилетия нарастала повторяемость процессов не западной W , а восточной формы E . Нам трудно разделить точку зрения ученых ААНИИ, которые продолжают диагностировать современную эпоху как комбинированную $E+C$. Фактически в последние два десятилетия повторяемость меридиональной циркуляции C не превышает нормы. Процессы восточной формы явно преобладают и целесообразнее отнести эти годы к эпохе восточной формы E . Данный факт не опровергает основного положения гипотезы А. А. Гирса о зависимости степени зональности атмосферной циркуляции от векового уровня солнечной активности. Вопреки гелиофизическим прогнозам 60—70-х гг. солнечная активность продолжает оставаться на высоком уровне. Следовательно, преобладание меридиональных процессов в последние десятилетия не опровергает исходного положения гипотезы. Одновременно возникает «сугубо метеорологический вопрос»: почему при столь значительном преобладании восточной формы циркуляции начался рост уровня Каспия?

На типовых картах E циркуляции в районах водосбора Волги преобладают антициклонические поля и дефицит осадков. При столь же значительном преобладании восточной формы в 1933—1939 гг. происходило быстрое падение уровня Каспия (на 2 м).

Ученые ААНИИ в настоящее время произвели корректировку рассматриваемой схемы прогноза. Существенное снижение уровня солнечной активности произойдет лишь в начале следующего столетия, и тогда в режиме атмосферной циркуляции вновь будут

преобладать процессы западной формы W. Основным предиктором в этой схеме прогноза продолжает оставаться вековой уровень солнечной активности. Новым элементом является учет взаимного расположения Сатурна, Плутона и Юпитера, т. е. планет, обладающих значительной массой и большим моментом количества движения. Соответствующие динамические воздействия на атмосферу имеют периодический характер.

Прогностическое значение указанных предикторов — предмет исследования, но достоверная оценка, видимо, возможна лишь в будущем, когда пройдет достаточно длительный отрезок времени и фактически произойдет переход к преобладанию зональной циркуляции.

Своеобразно объяснение ученых ААНИИ факта трансгрессии Каспия. Предполагается, что преобладающие процессы восточной формы циркуляции имеют какие-то «черты» или «особенности» западной циркуляции. По-нашему мнению, этот вариант объяснения не подкреплен необходимыми доказательствами и ставит под сомнение принципиальные диагностические положения макроциркуляционного метода.

Пространственно-временная сопряженность магнитного поля, озоносферы и термобарического поля тропосферы

Озон поглощает до 3% коротковолнового излучения Солнца, приходящего к нашей планете, и является наиболее важным газом в термическом режиме нижней и средней стратосферы. Само существование стратосферы и ярко выраженный годовой ход ее температуры определяются главным образом характером поглощения солнечной радиации озоном.

В большинстве публикаций говорится о том, что озон является парниковым газом и его вклад в суммарный парниковый эффект близок к 6%. Соответствующие оценки получены в результате модельных расчетов радиационного баланса в длинноволновой части спектра. Отдельные ученые высказывают иную точку зрения: озон является «антипарниковым газом» (Л. Р. Ракипова). Он больше задерживает солнечной радиации, чем возвращает на длинноволновом участке спектра. Рост общего содержания озона (СО₂) способствует нагреванию стратосферы и охлаждению тропосферы и подстилающей поверхности (корреляционные связи подтверждают эту точку зрения).

Автор статьи и его коллеги пришли к выводу о существовании пространственно-временной сопряженности магнитного поля Земли, озоносферы и термобарического поля тропосферы. Выдвинута гипотеза о том, что данная сопряженность не случайна и обусловлена физическими причинами.

Поскольку основные положения этой гипотезы, в рамках которой рассматриваются и интерпретируются факты существо-

вания сопряженности, опубликованы и неоднократно докладывались на симпозиумах и конференциях [8—13], ограничимся кратким их перечислением.

1. В северном полушарии очаги повышенных значений общего содержания озона во все месяцы года и области наибольшей напряженности магнитного поля совпадают. Это район локализации магнитного полюса в Канаде и мировая Восточно-Сибирская магнитная аномалия.

В южном полушарии область наибольшей напряженности магнитного поля расположена в Австралийско-Африканском секторе, там же, где находится магнитный полюс.

2. Геофизиками установлено существование значительных колебаний интенсивности геомагнитного поля, явлений «переплюсовок» (смены южного и северного полюсов в обоих полушариях) и «западного дрейфа». Временной масштаб последнего явления сопоставим с длительностью климатических трендов и циклов. Смещение к западу Восточно-Сибирской аномалии и, возможно, магнитного полюса в северном полушарии происходит со скоростью 20° долготы в столетие. В южном полушарии в течение нескольких последних десятилетий магнитный полюс сместился с материка Антарктиды на акваторию Индийского океана.

3. В тех секторах северного полушария, где локализованы области наибольшей напряженности магнитного поля и очаги максимальных значений ОСО, находятся и основные тропосферные ложбины холода в месяцы холодного полугодия. Между средними по меридиану значениями напряженности магнитного поля, ОСО, температуры воздуха, геопотенциала H_{1000}^{500} существует корреляция порядка 0,8—0,9. В южном полушарии корреляция с характеристиками термобарического поля существует, но заметно меньше: 0,5—0,6. В качестве основного фактора формирования структуры термобарического поля тропосферы здесь выступает чередование материков и океанов. Некоторое снижение прихода солнечной радиации к океанической подстилающей поверхности не проявляется в виде стационарирования климатической ложбины холода, как в северном полушарии.

4. Антипарниковое воздействие постоянно существующего очага максимальных значений ОСО, усиливается положительной обратной связью: более ранним установлением снежного покрова и его более поздним сходом. Определенное значение, видимо, имеет и уменьшение влажности воздушных масс, и регионального уменьшения облачного покрова. Длительное одностороннее воздействие указанных факторов приводит к необычайно четко выраженному стационарированию климатических ложбин холода в Восточной Сибири и в Канадском секторе. Характерное для других секторов смещение высотных ложбин и гребней, знаменующих преобразования различных форм атмосферной циркуляции в двух рассматриваемых регионах, обычно не наблю-

дается. Заметим также, что именно в этих секторах все виды вечной мерзлоты дальше всего продвинуты к югу.

5. Для рационального физического объяснения локализации скагов повышенных значений ОСО в областях наибольшей напряженности магнитного поля предполагается существование двух механизмов. При этом отрицается принятое по предложению Добсона положение о том, что больше всего озона образуется в тропиках и он переносится в полярные районы, где озона вдвое больше.

Это общепринятое среди специалистов по озону положение представляется антифизическим и надуманным. Ведь озон является малой примесью: на миллион молекул воздуха приходится лишь несколько молекул озона. Трудно представить физически реализуемый процесс, в котором эти молекулы остаются, а воздушный поток пронесется дальше.

Автор статьи считает, что озона больше образуется в высоких широтах и, особенно, в районах локализации максимальных значений ОСО.

6. Первый из механизмов предполагает существование процесса «обогащения» молекулярным кислородом областей с более высокой напряженностью магнитного поля. Со времен исследований Кюри и Ланжевена известно, что молекулярный кислород O_2 является парамагнитным газом. Его парамагнитные свойства обратно пропорциональны абсолютной температуре (закон Кюри), и зимой процесс обогащения интенсифицируется. Парамагнитная молекула в магнитном поле будет смещаться в область с более высокой напряженностью. Накопление кислорода к весне является предпосылкой более интенсивного образования озона. С позиций данной гипотезы очаговая структура озоносферы и формирование весеннего максимума и осеннего минимума ОСО объясняются достаточно просто и логично [8, 9].

7. Второй механизм исходит из предположения об участии в процессах диссоциации молекулярного кислорода протоков частиц солнечного происхождения. Локализация потоков заряженных частиц в районах с более высокими значениями напряженности магнитного поля и, особенно, вертикальной составляющей магнитного поля, сомнений не вызывает. Действие указанного механизма объясняет увеличение ОСО начиная с осени и до весны. Общее содержание в равной мере зависит и от процессов образования, и от процессов разрушения озона. Зимой основной фактор — солнечная радиация на широтах максимальных значений ОСО — отсутствует или ослаблена. Потоки заряженных частиц проникают в земную атмосферу и в условиях полярной ночи [12].

8. Если рассматриваемые черты сопряженности магнитного поля, озоносферы и термобарического поля тропосферы формируются физическими процессами, то закономерность «западного дрейфа» может быть использована для диагноза и прогноза со-

временных изменений климата. На территории Евразии основное значение, видимо, имеет медленное, в климатическом масштабе времени, смещение Восточно-Сибирской ложбины холода к западу. На континенте Северной Америки аналогичное смещение тропосферной ложбины холода к западу можно прогнозировать с меньшей определенностью. Особенности движения магнитного полюса, видимо, имеют более сложный характер, чем движения мировой магнитной аномалии.

9. Рассмотрим некоторые известные и достоверно установленные климатические события в свете нашей гипотезы. К числу самых крупных изменений климата в исторический период можно отнести следующую последовательность: климатический оптимум IX—XI вв., начало в XIII—XIV вв. похолодания и события «малой ледниковой эпохи» (XV—XVIII вв.), последующее потепление XIX—XX вв. [2, 3, 14, 16].

Прямые инструментальные измерения элементов земного магнетизма начаты лишь в 1580 г. Они свидетельствуют о нахождении магнитного полюса на северо-востоке Гренландии в XVI—XVII вв., когда похолодание с быстрым ростом ледников в Исландии, Гренландии и Скандинавии было максимальным. Ледники начали отступать после 1750 г.; к этому времени магнитный полюс сместился в Канадский сектор. Самое существенное потепление происходило в передней части климатической ложбины холода, отступление которой к западу является основным положением гипотезы. В XX в. экстремальное потепление в 30-х—40-х гг. отмечено на западе Гренландии и на Шпицбергене. Даже в этот период в районе Западной Сибири потепление не наблюдалось.

В 50-х—60-х гг. в период похолодания оно в максимальной степени проявилось в районе Таймыра. В последующие десятилетия в западном секторе Арктики преобладают процессы с пониженным фоном температуры. Указанные климатические события укладываются в схему сопряженного между собой западного дрейфа магнитного полюса, Восточно-Сибирской магнитной аномалии и тропосферных ложбин холода.

10. Представление о западном дрейфе планетарных очагов холода в субполярных регионах однозначно приводит к выводу о колебании климатической системы с периодами около 1800 и 900 лет. Поскольку за 100 лет рассматриваемые объекты смещаются примерно на 20° , полное обращение и соответствующий климатический цикл будут близки к 1800 годам. Стоит напомнить, что известный климатолог Шнитников из всех циклов выделил цикл в 1840 лет как наиболее четко выраженный. Им, а также другими учеными, упоминается 900-летний цикл, возникновение которого в северном полушарии вытекает из факта существования двух движущихся областей максимальной напряженности магнитного поля.

Неоднократное повторение циркумполярного движения очагов похолодания может рационально объяснить возникновение чередующихся ледниковых эпох и межледниковых периодов весьма большой длительности.

Если, как в настоящее время, ложбина холода находится в восточном или центральном секторе Евразии, похолодание сопровождается главным образом образованием вечной мерзлоты и определенной локализацией циклонических и антициклонических полей. Осадков сравнительно мало и снижение снеговой линии не сопровождается значительным развитием ледников. Прохождение ложбины холода в атлантико-европейском секторе, наоборот, приводит к существенному распространению ледников, подобно тому, как это происходило в «малую ледниковую эпоху». Важно, успеют ли растаять в последующий период потепления ледники до следующего похолодания. Если останется хотя бы часть ледников, следующее похолодание будет более значительным и к концу похолодания площадь и мощность ледников относительно возрастут. Ледники являются устойчивым, достаточно инерционным фактором климатической системы. Неоднократное повторение таких макропроцессов может обеспечить направленное изменение климата в течение нескольких тысячелетий. Изменения условий прихода солнечной радиации, установленных астрономической теорией Миланковича, могут обеспечить благоприятный или неблагоприятный климатический фон для рассмотренного механизма возникновения оледенений.

11. Рассмотрим климатическое событие самого последнего времени, а именно, прекращение падения уровня Каспия и начало его роста в 1978 г. Как уже указывалось, рационального объяснения этого явления не удастся получить ни с позиций гипотезы глобального потепления, ни с позиций диагноза современной циркуляционной эпохи.

По мнению автора статьи, разгадка противоречия между большой повторяемостью процессов восточной формы циркуляции с дефицитом осадков в районе водосбора Волги и началом роста уровня Каспия вполне возможна. Дело в том, что Г. Я. Вангенгейм объединил в восточной форме атмосферной циркуляции большую группу различных в синоптическом отношении процессов. Часть элементарных синоптических процессов отражает смещение высотного гребня с Восточной Атлантики на Европу (преобразование формы *C* в форму *E*). Второй вариант развития процессов восточной формы был назван Вангенгеймом «надвиганием сибирского антициклона».

Зимний сибирский антициклон возникает благодаря динамически и термически обусловленной сходимости воздушных потоков тыловой части высотной ложбины в Восточной Сибири и струйного течения, огибающего горную систему Центральной

Азии. При более западном положении высотной ложбины район сходимости воздушных потоков также сдвигается к западу.

Анализ средних значений атмосферного давления и аномалий месячного давления в холодное полугодие за 1900—1985 гг. подтверждает факт существования в последние десятилетия очагов положительных изаллобар к западу от климатического положения Сибирского антициклона. Формирование направленного с востока на ЕТС гребня высокого давления, что типично для рассматриваемого синоптического процесса, не позволяет южным средиземноморским циклонам с Черного и Каспийского моря смещаться в северном направлении. Они освобождаются от влаги и увеличивают облачный покров в районе Черного, Азовского и Каспийского морей. По-видимому, уменьшается испарение с поверхности Каспийского моря в месяцы холодного полугодия, а этот процесс имеет важное значение для водного баланса моря. Соответствующая тенденция, как указывалось, обнаруживается и в уменьшении солености Азовского моря.

12. В заключение приведем предварительные выводы о некоторых климатических явлениях и тенденциях. Они опираются на ранне изложенные положения гипотезы ученых ЛГМИ:

— в ближайшие десятилетия тенденция роста уровня Каспия и благоприятных для распреснения поверхностных слоев Черного и Азовского морей условий не сменится противоположной тенденцией;

— отход к западу Канадской ложбины холода благоприятен для активизации циклонической деятельности в западном секторе Атлантики;

— в атлантическом секторе Арктики сохранится тенденция к похолоданию, более всего выраженная в районе Таймыра.

Для обоснованного получения прогностических выводов о характере современных изменений климата необходимо проведение комплексных геофизических, метеорологических и океанологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Голицын Г. С., Израэль Ю. А. Глобальные климатические катастрофы. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 158 с.
2. Борисенков Е. И. Пасецкий. Тысячелетняя летопись необычных явлений погоды. — М.: Мысль, 1988.
3. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 350 с.
4. Бютнер. Планетарный газообмен. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 239 с.
5. Винников К. Л. Чувствительность климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 220 с.
6. Витникий Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. Солнце и атмосфера Земли. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 351 с.
7. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Гидрометеониздат, 1971. — 280 с.
8. Кондратович К. В. О сопряженности постоянного геомагнитного поля и термобарического поля тропосферы. — Тр. ЛГМИ, 1964, вып. 43, 5 с.

9. Кондратович К. В. Сопряженность изменений магнитного поля Земли и климата. В сб.: Климатология и сверхдолгосрочный прогноз. Л., изд. ГГО, 1977.

10. Кондратович К. В., Осечкин В. В. О сопряженности изменений геомагнитного поля и климата Сибири. В сб.: Моделирование и прогноз геофизических процессов. — Л.: Наука, 1987.

11. Кондратович К. В., Осечкин В. В., Гниловской Е. В. О роли парамагнитных свойств молекулярного кислорода атмосферы в механизме формирования климатических максимумов общего содержания озона. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 101.

12. Кондратович К. В., Осечкин В. В., Гниловской Е. В. О воздействии галактических космических лучей на формирование весеннего максимума общего содержания озона. ДАН СССР, 1989, т. 305, № 4.

13. Кондратович К. В. О прогнозе климата регионов. В сб.: Долгосрочная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы промышленного прогнозирования. М., изд. ВНИРО, 1989.

14. Колебания климата за последнее тысячелетие. / Под ред. Е. Н. Борисенкова. Л.: Гидрометеониздат, 1988.

15. Монин А. С. Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 243 с.

16. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1979 — 407 с.

17. White R. M. Greenhouse Policy and Climate Uncertainty. BAMS, vol. 70, N 9, Sept. 1989, p. 1123—1137.

УДК 551.465

ЯКОВЛЕВ В. Н. (ЮгНИРО), ПАРАМОНОВ В. В. (Югрыбпоиск)

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА ПРОМЫСЛОВОЙ ЗНАЧИМОСТИ БАНК ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ

Известный негативный комплекс объективных и субъективных трудностей в отечественном и мировом рыболовстве заставляет вновь возвращаться к возможным резервам океанических биологических ресурсов, в частности, к банкам открытого океана.

Принципиально весь сложный и многообразный комплекс факторов, влияющих на промысел, разделим на объективные (природные) и субъективные (антропогенные, включая суда, орудия и методы лова и т. д.), хотя последние и могут быть производными от первых (например, глубина и рельеф определяют выбор орудия и метод и т. д.). В данной статье приведены результаты некоторого анализа океанологических факторов, которые мы разделили на постоянные (морфометрические характеристики банок) и переменные (океанографические), при этом первые могут существенно влиять на вторые.

Из доступных информационных источников мы собрали сведения о 129 известных банках открытой части Атлантического и 25 банках Индийского океанов, где их общее количество составляет соответственно 1322 и 556. При этом промысловыми считаем те банки, где постоянно или эпизодически фиксировались промысловые скопления рыбы. Таких банок в открытой части Атлантического океана насчитывается 65, Индийского — 18.

Статистический анализ (повторяемость банок по различным интервалам) некоторых морфометрических характеристик дал следующие результаты.

Разделим банки по минимальной глубине (расстояние от поверхности моря до наиболее высокой вершины банки условно на мелкие (менее 100 м), средние (от 100 до 1000 м) и глубокие (более 1000 м). Оказалось, что мелкие банки составляют менее 2%, средние — 25%, глубокие — 73% от их общего количества.

Промысловая значимость банок тяготеет к диапазону минимальных глубин 100—300 м. Есть основания считать, что это наиболее вероятные вертикальные границы водных масс, служащие концентрирующим фактором для промысловых объектов. От 300 до 1000 м происходит постоянное уменьшение промысловой значимости банок. При минимальной глубине более 1000 м банки практически утрачивают промысловую значимость. Конечно, это результат не только природных закономерностей, но и антропогенного фактора (суда, орудия лова и пр.).

По размеру (длине) разделим банки следующим образом: малые (менее 10 миль), средние (от 10 до 50 миль) и крупные (свыше 50 миль). При этом за длину банки принимается наибольший размер вершинной поверхности до свала глубин. В целом мелкие банки составляют 77%, средние 17%, крупные 6%.

Банки с размером до 1 мили составляют 8%, однако из них 58% — это банки с промысловым значением; банки с размером 1—5 миль составляют 44%, а промысловых из них 53%, банк с размером 5—10 миль 25%, из них 58% — промысловые; банк с размером 10—20 миль 10%, из них 53% — промысловые; банк с размером 20—50 миль 7%, из них 18% — промысловые; банк с размером 50—100 миль 3% и все они промысловые, банк с размером более 100 миль 4%, из них 67% — промысловые.

Количество промысловых банок заметно снижается в интервале размеров 20—50 миль. В то же время большинство крупных банок (80%) являются промысловыми.

Рассмотрим, как банки отличаются по высоте (расстояние между вершиной и основанием). Больше всего банок зарегистрировано в диапазоне высот 500—1000 и 1000—1500 м, а минимальное количество — в диапазоне 1500—2000 м. 90% банок с высотами менее 500 м промысловые, 74% с диапазоном 500—1000 м, 57% — с диапазоном 1000—1500 м, 17% с диапазоном 1500—2000 м, 35% с диапазоном 2000—2500 м, 21% с диапазоном 2500—3000 м, 30% — с диапазоном более 3000 м. Повышение промысловой значимости банок

с минимальными высотами может быть вызвано тем, что эти банки расположены на хребтах, что способствует концентрации кормовой базы. Сравнительно равномерное распределение промысловых объектов, видимо, создается также за счет миграций рыб между банками на хребтах. Значит банки, расположенные на хребтах, имеют большую вероятность быть промысловыми, чем отдельно стоящие банки. Два вторичных максимума промысловой значимости относятся к отдельно стоящим банкам сравнительно мелководной части открытого океана (более 3000 м).

Попытаемся обобщить имеющиеся в нашем распоряжении сведения и представления о влиянии переменных океанологических факторов на промысловую значимость банок.

Итак, отдельно взятую банку, в принципе, можно рассматривать как некий биоценоз, в состав которого могут входить и промысловые объекты. Как уже ранее отмечали, крупные банки являются значительными поднятиями океанического дна, обладающими собственными биоценозами с большим количеством видов и значительной общей биомассой. Видовой состав их мало отличается от такового на шельфе соответствующей широты. Биоценозы таких банок могут существовать почти изолированно от окружающих вод, образуя своего рода «микрокосм». Биоценозы мелких банок не могут существовать без поддержки извне. Основой питания обитающих на них мелких рыб служит планктон, приносимый извне и задерживающийся над банкой вследствие особой системы циркуляции, вызываемой, видимо, чаще всего топогенным эффектом и реализуемой в виде соответствующих вихрей. При этом вряд ли над банками обязательно развивается постоянная собственная кормовая база [5]. Более реально, видимо, отвести вихрям роль «гидродинамических ловушек», захватывающих приносимый течением планктон [3]. Для этого необходимо, чтобы набегающее течение было богато планктоном. Очевидно, это может происходить, если течение направлено от материкового (или островного) шельфа в океан, а банки расположены сравнительно близко от материка (менее половины ширины океана). Это, например, Китовый Хребет с уходящей в океан ветвью Бенгельского течения или Западно-Индийский Хребет с Южно-Индоокеанским течением, являющимся продолжением Возвратного течения Агульяс [4].

Важным фактором формирования промысловых возможностей банок является наличие вблизи них градиентных зон. Это может быть как проявление глобальных океанических фронтов, так и временно возникающие градиентные зоны различного происхождения.

Таким образом, основными океанографическими факторами, влияющими на образование промысловых скоплений рыб на банках следует считать топографические (и другие) вихри, набегающее (на банку) течение и градиентные зоны [1, 2].

К настоящему времени над банками выполнено немало мезомасштабных океанографических съемок. При этом нередко фиксируется аномальное (повышенное или пониженное по сравнению с окружающими водами) распределение океанографических элементов (биогенов, кислорода, в меньшей степени температуры и солености). Качественно этот естественный процесс можно представить, например, следующим образом. Образовавшийся над банкой вихрь обеспечивает подъем глубинных вод, более богатых биогенами. Захваченный вихрем планктон начинает размножаться и в то же время усиленно выедается рыбами. В результате активной жизнедеятельности над банкой интенсивно потребляется кислород и биогенные элементы. Нельзя отрицать, что минимум содержания фосфора, кремния, кислорода над банкой может быть показателем ее повышенной рыбопродуктивности.

Изменчивость океанографических условий неоднозначно влияет на состояние экосистемы банки, в том числе и на ее промысловую компоненту. Видимо, равномерное распределение гидробионтов создается при благоприятных (и даже оптимальных) условиях обитания.

Глобальные, продолжительные или часто повторяющиеся ухудшения условий обитания приводят к миграции рыбы в другие районы или к угнетению популяции. Такие условия наиболее вероятны на банках, вблизи которых проходят мощные гидрологические фронты. Примером могут служить банки Западно-Индийского хребта, находящиеся в пределах фронтальной зоны субтропического и субантарктического фронтов. На этих банках практически не обнаружено промысловых скоплений рыбы, несмотря на благоприятные глубины (между 40° и 44° ю. ш.). При этом следует подчеркнуть, что здесь были лишь единичные поисковые траления.

Типичным проявлением кратковременного изменения условий служат градиентные зоны. Другой вариант — изменение вектора течения, при этом градиентная зона может и не возникать. Пример — банка Вальдивия, над которой чаще всего поочередно действуют два течения: юго-западное и северо-западное (ветвь Бенгельского течения). Оба течения направлены от Африки и, следовательно, могут приносить планктон. Однако с появлением над банкой северо-западного течения уловы кабан-рыбы увеличивались.

Можно утверждать, что оптимальные условия обитания, создающие диффузное (неблагоприятное для промысла) распределение гидробионтов, не совпадает с благоприятными условиями образования промысловой обстановки. Есть основания сформулировать следующий принцип: промысловые скопления на банках образуются в местах локального кратковременного ухудшения условий обитания гидробионтов.

Другой принцип касается направленности миграций рыбы на банках. Его можно сформулировать принципом сохранения условий. Так при работе на банках Западно-Индийского и Китового хребтов неоднократно отмечено, что повышение придонной температуры «заставляет» скопления рыбы смещаться ниже (глубже), при понижении температуры — подниматься вверх.

Указанные принципы не распространяются на мигрирующих пелагических рыб (тунцы, ставрида и др.), образующих над банками эпизодические скопления, а относятся только к рыбам «баночного» комплекса в период их сравнительно постоянного биологического состояния.

Исходя из вышеуказанных природных закономерностей и фактического опыта поисковых работ можно рекомендовать следующую упрощенную схему оперативного научного обеспечения промысла, реально возможного на любом судне. На мелких и средних банках необходимо, как минимум, выполнять 1—2 реперные океанографические станции в сутки над вершиной банки. Вертикальная структура вод над вершиной чаще всего в достаточной степени отражает развитие вихря над банкой. Изменение придонных характеристик (обычно температуры) может указать направление миграции объектов промысла. На крупных банках необходим реперный разрез или даже съемка.

Учет указанных и других сведений о научном обеспечении промысла на банках поможет минимизировать будущие затраты на его совершенствование. При этом следует провести более строгую комплексную экологическую паспортизацию банок Мирового океана с выявлением оптимальных океанологических (и других) предикторов распознавания их промысловой значимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зырянов В. Н. Гидрофизические основы формирования промысловых скоплений на поднятиях дна. — В кн.: Промысловая океанография. Под ред. Д. Е. Гершановича. М.: Агропромиздат.
2. Дарницкий В. Б. Бароклинные возмущения синоптического масштаба, индуцируемые в районах подводных гор Тихого океана. — Тез. докл. XIV Тихоокеанского конгресса. Морские науки. Физическая океанология. М., 1979.
3. Ланин В. И. Океанологические предпосылки формирования повышенной рыбопродуктивности антарктических банок — В кн.: Биологические основы промыслового освоения открытых районов океана. — М.: Наука, 1985.
4. Парамонов В. В. Условия обитания промысловых объектов на банках Западно-Индийского хребта. — В сб.: Проблемы изучения биологических ресурсов талассобатнальной зоны Мирового океана (тезисы докладов). М., 1988.
5. Парин Н. В., Нейман В. Г., Рудяков Ю. А. К вопросу о биологической продуктивности вод в районах подводных поднятий открытого океана. — М.: Наука, 1985.

О ПРЕДЕЛЬНОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

В последние годы возросла повторяемость крупноаномальных ситуаций в гидрометеорологическом режиме Северо-Европейского бассейна. В этих условиях повышается актуальность долгосрочного прогнозирования температуры воды поверхностного слоя (ТПС) как фактора, исключительно важного в климатическом и экологическом отношении.

Вследствие ограниченного предела предсказуемости атмосферной циркуляции наиболее реальную перспективу для долгосрочных прогнозов ТПС обеспечивают физико-статистические методы, использующие информацию о предшествующем развитии гидрометеорологических процессов, имеющуюся на момент составления прогноза. Принципиальная возможность и заблаговременность такого прогнозирования определяются, главным образом, длительностью запаздывания температурной реакции океана относительно атмосферных воздействий. В работах [3, 4] были выявлены физические предпосылки и показана возможность успешной реализации схем прогноза зимнего теплового фона океана по ряду районов Северо-Восточной Атлантики и Норвежского моря с заблаговременностью до 4—5 мес.

В настоящей работе проводится предварительная оценка возможной заблаговременности физико-статистического прогнозирования средней месячной ТПС по отдельным районам Норвежского моря в различные сезоны года. Оценка основана на анализе комплексов информативных признаков, сформированных в процессе разработки автоматизированной системы оперативного прогнозирования.

В качестве исходных данных по температуре воды взяты ряды средних месячных величин ТПС по семи пятиградусным квадратам Норвежского моря (координаты квадратов см. в таблице) и по станции погоды М (66° с. ш., 2° з. д.) за 1975—1989 гг. Использование сравнительно коротких рядов, с одной стороны, является вынужденным обстоятельством из-за ненадежности имеющейся информации по ряду районов за более ранние годы. В то же время ограничение длины расчетного ряда диктуется наличием нестационарности взаимосвязей в системе океан — атмосфера, выявляемой, в частности, при работе с многолетним рядом данных по станции М.

**Предельная заблаговременность физико-статистического прогнозирования
средних месячных величин ТПС, мес.**

Квадрат	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
² 65—70° с. ш. 5—10° в. д.	1	—	—1	—	—	3	—1	0	0	2	—1	0
³ 65—70° с. ш. 0—5° в. д.	7	2	—	2	—	—	1	0	1	2	5	7
⁴ 65—70° с. ш. 0—5° з. д.	1	2	1	1	—	—	—	0	1	2	0	1
⁵ 65—70° с. ш. 5—10° з. д.	1	—	1	1	—	3	3	2	1	5	0	1
⁸ 60—65° с. ш. 0—5° в. д.	7	8	0	—	—	0	0	0	—1	—	0	7
⁹ 60—65° с. ш. 0—5° з. д.	7	8	1	1	—	0	0	2	—	—	—1	1
¹⁰ 60—65° с. ш. 5—10° з. д.	5	6	8	0	1	0	0	1	—1	2	0	3
с. п. М 66° с. ш. 2° в. д.	8	9	1	1	—	1	1	0	1	4	5	0

Примечание. Величина ПЗ, равная —1, соответствует синхронной зависимости ТПС от определяющего фактора и свидетельствует о невозможности прогноза ТПС по предшествующей ситуации.

С целью изучения прогностических возможностей линейной авторегрессии температурных рядов по всем районам были рассчитаны автокорреляционные функции ТПС отдельно для каждого календарного месяца. Их вид существенно меняется в течение года, но в большинстве районов и сезонов радиус значимой корреляционной связи не превышает 1 мес.

В зоне 65—70° с.ш. большую часть года межмесячная инерция аномалий ТПС почти не выражена. На северо-востоке моря (в квадратах 2 и 3) она заметно возрастает в начале осени, когда коэффициенты автокорреляции, удовлетворяющие 1%-му уровню статистической значимости ($\geq 0,70$), наблюдаются на сдвигах до трех месяцев.

Районы южной части моря отличаются четко выраженной межгодовой связью осенне-зимней температуры воды. В период с ноября по февраль здесь выявлены тесные связи с ТПС предшествующей зимы на сдвигах от 7 до 10 мес. Тенденция к сохранению знака аномалий ТПС в течение нескольких последовательных зимних сезонов свидетельствует о значительной тепловой инерции деятельного слоя Норвежского моря. В противоположность этому автокорреляционные функции, рассчитанные для величин ТПС за летние месяцы по районам Восточной ветви Норвежского течения (квадраты 2, 8, с.п.М), характеризуются обратной связью на сдвигах, близких к одному году, т.е. повышена вероятность смены знака аномалии между летними сезонами двух последовательных лет. Особенно четко эта тенденция прослеживалась в периоды 1975—1982 и 1987—1990 гг. Она может быть генетически связана с выявленной ранее квазидвухлетней цикличностью местоположения (долготы) центра исландского минимума в летний период [2].

Расчет пространственно-временных корреляционных связей в поле ТПС Норвежского моря и прилегающих районов Атлантики показал, что в поверхностном слое адвекция температурных аномалий постоянными течениями проявляется, как правило, лишь на небольших расстояниях. Связи с ТПС в районах выше по течению могут быть использованы, например, при прогнозе температуры на январь по Фарерской зоне с заблаговременностью до 4—5 мес. и на сентябрь—октябрь по открытой части Норвежского моря с месячной заблаговременностью.

Отбор информативных барических признаков производился по совокупности параметров, характеризующих основные процессы, воздействующие на тепловое состояние поверхностного слоя. Решающая роль в формировании температурных аномалий в Норвежском море принадлежит динамике вод Норвежского и Восточно-Исландского течений [1]. Существенное влияние на термiku поверхностного слоя могут оказать также колебания теплоотдачи в атмосферу с поверхности Норвежской энергоактивной зоны. В летний период важное значение имеют также ветровое перемешивание и степень радиационного прогрева, зависящая от облачности.

В качестве показателей этих процессов использовались, прежде всего, перепады атмосферного давления, характеризующие направление и интенсивность результирующих воздушных переносов в тех ключевых районах, где они могут оказать максимальное воздействие на режим течений и теплообмена с атмосферой. В число потенциальных предикторов включались также средние месячные величины давления и температуры воздуха на отдельных станциях.

Выделение информативных признаков выполнялось в два этапа. На первом этапе проводился анализ взаимнокорреляционных функций ТПС с характеристиками атмосферной циркуляции, рассчитанных отдельно для каждого календарного месяца. В качестве прогностических выделялись связи, удовлетворяющие 1%-му уровню статистической значимости. Но и при таком, достаточно жестком критерии все же велика вероятность отбора малоинформативных признаков вследствие низкой обеспеченности статистических связей, полученных на коротких рядах при большом числе опробуемых показателей. Поэтому на втором этапе выполнялся экспертный анализ конкретных ситуаций формирования крупных положительных и отрицательных аномалий ТПС с выявлением наиболее очевидных причин их возникновения в каждом отдельном случае.

Путем совместного использования статистического и экспертного подходов выделены информативные показатели атмосферных процессов, которые могут использоваться в качестве предикторов при прогнозе ТПС с заблаговременностью от 0 до 12 мес. Для всех показателей уточнены оптимальные периоды их осреднения. Временные сдвиги выявленных прогностических связей, отражающие характерные запаздывания реакции ТПС в каждом из районов на воздействия барических процессов, приведены на рис. 1.

В осенне-зимний период определяющими атмосферными процессами для термического режима большей части Норвежского моря являются меридиональные переносы над северными и, прежде всего, северо-западными районами Норвежско-Гренландского бассейна. Их аномальное развитие в октябре—ноябре вызывает отклик в поле ТПС через 1—2 мес. Реакция ТПС на аналогичные зимние барические процессы гораздо медленнее. В Фарерской зоне и открытой части моря связи ТПС с зимней барикой проявляются на сдвигах 6—8 мес.

Весной самыми информативными для прогноза ТПС барическими процессами являются меридиональные атмосферные переносы на юге моря над районами проливов. Их аномалии сказываются на тепловом режиме южных районов через 1—2 мес, а в районе с. п. М (квадрат 3) их влияние прослеживается вплоть до зимы следующего года. Информативными являются также весенние аномалии давления на юго-востоке моря со сдвигами 1—2 мес. Положительные аномалии давления (т. е. ослабление

циклонической деятельности) способствуют усиленному радиационному прогреву поверхностного слоя.

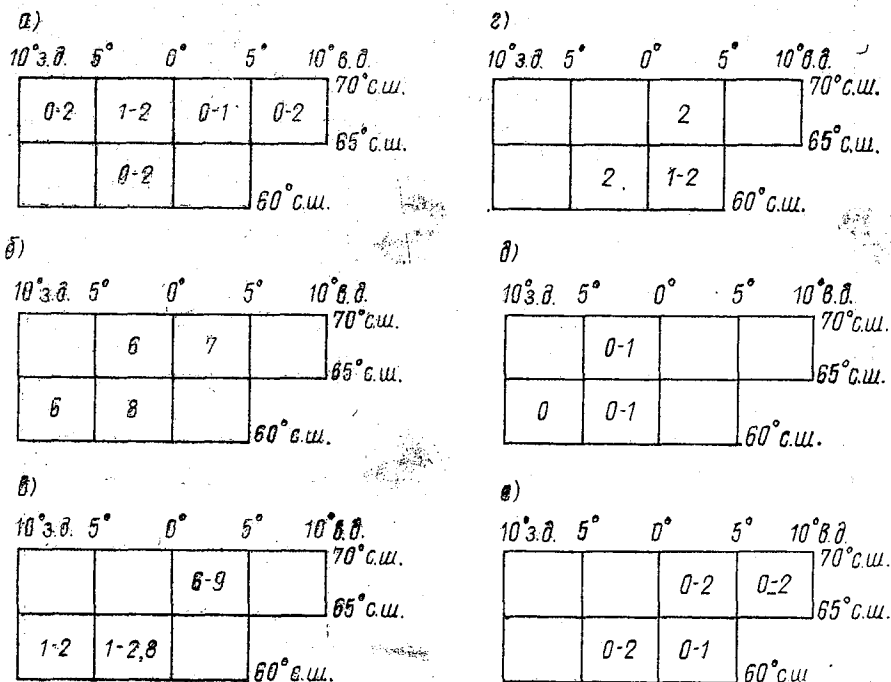


Рис. 1. Запаздывания реакции ТПС в пятиградусных квадратах Норвежского моря на атмосферные воздействия (мес.): а — меридиональные атмосферные переносы на севере и северо-западе Норвежско-Гренландского бассейна в сентябре — ноябре; б — меридиональные атмосферные переносы на севере и северо-западе Норвежско-Гренландского бассейна в январе-феврале; в — меридиональные атмосферные переносы над Фареро-Шетландским и Фареро-Исландским проливами в апреле — мае; г — атмосферное давление на юго-востоке Норвежского моря в апреле — мае; д — широтные атмосферные переносы над зоной Полярного гидрофронта в мае — августе; е — широтные атмосферные переносы у побережья Скандинавии в июне — августе

В летний период тепловое состояние поверхностного слоя большей части Норвежского моря находится под преобладающим влиянием аномалий широтных переносов — над зоной Полярного гидрофронта и у побережья Скандинавии. Они вызывают быструю реакцию поверхностного слоя — синхронно и со сдвигом в 1 мес. В северо-восточных районах воздействие аномальных зональных переносов июня и июля может проследиваться до октября. Характер зональных переносов над Норвежским морем существенно влияет на термику поверхностного слоя и осенью — в сентябре — ноябре, но с большими запаздываниями (2—3 мес).

При анализе зависимости ТПС от атмосферной циркуляции особо выделяется район распространения Восточной ветви на юго-

востоке моря (квадрат 8). Значимые корреляционные связи ТПС с барическими показателями выявлены здесь лишь для летних месяцев, когда температура на поверхности океана не отражает теплового состояния всего деятельного слоя. В данном районе особенно сильна отмечающаяся выше межгодовая инерция зимних температурных аномалий. Преобладание долгопериодных колебаний в межгодовом ходе осредненной за январь — март температуры воды в квадрате 8 четко прослеживается на рис. 2, где для сравнения приведен также аналогичный график для области смешанных вод. С 1978 по 1983 гг. в зимние сезоны в квадрате 8 устойчиво сохранялись отрицательные аномалии ТПС (относительно средней за 1977—1986 гг.), а с 1984 г. наблюдались положительные аномалии, резко возросшие в 1989 и 1990 гг. При такой устойчивости теплового фона вод восточной ветви зависимость температурных аномалий от атмосферных воздействий должна сильно отличаться от линейной и иметь существенно нестационарный характер.

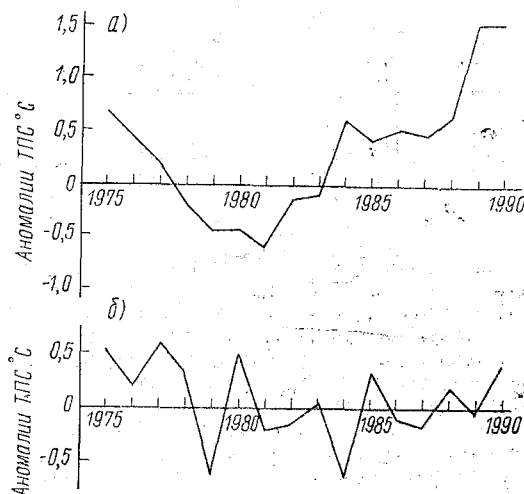


Рис. 2. Межгодовой ход зимних среднесезонных аномалий ТПС в квадратах 8 (а) и 4 (б)

По-видимому, атмосфера может заметно влиять на термику деятельного слоя вод восточной ветви Норвежского течения лишь при условии исключительно аномальных по интенсивности барических процессов. Длительное сохранение повышенного или пониженного теплового фона является, скорее всего, результатом обратных связей в системе океан — атмосфера. Возникающие здесь в деятельном слое аномалии температуры воды проявляются на поверхности океана в холодный период года и при-

водят к возрастанию повторяемости тех форм атмосферной циркуляции, которые способствуют сохранению этих аномалий.

Реальность влияния аномалий ТПС Норвежского моря на барико-циркуляционные процессы была показана в ряде исследований. Согласно результатам гидродинамического моделирования, положительные аномалии ТПС в Норвежской энергоактивной зоне содействуют развитию меридиональных типов циркуляции, а отрицательные аномалии — развитию зональных типов [5]. Синоптический анализ показывает, что положительные аномалии температуры воды приводят к вспучиванию линий тока над Норвежским морем и Скандинавией. По западной периферии образующегося высотного гребня к северу и северо-востоку усилению выносятся теплые воздушные и водные массы [6]. Начальным же импульсом, формирующим температурную аномалию в деятельном слое, может служить резкое колебание притока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив.

Так, резкое повышение температуры воды в Восточной ветви зимой 1988—1989 гг. (когда аномалии ТПС на юго-востоке моря достигали 1,5—2,0 °C) было вызвано, на наш взгляд, исключительно интенсивным южным атмосферным переносом, господствовавшим над Северо-Восточной Атлантикой непрерывно в течение трех месяцев — с ноября по январь. Такая барическая ситуация обусловила сильные положительные аномалии температуры в Северо-Атлантическом течении и должна была резко увеличить поток атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив. Крупные положительные аномалии ТПС, распространившиеся по значительной акватории Норвежского моря, способствовали активизации циклонической деятельности. Экстремальное развитие исландского минимума сопровождалось устойчивой интенсификацией юго-западных переносов над северо-восточной Атлантикой, что поддерживало усиленный приток атлантических вод в Норвежское море и, соответственно, повышенную мощность Норвежского течения. В течение двух последующих лет (1989 и 1990 гг.) сохранялся аномально высокий уровень термики вод Норвежского моря наряду с исключительно низким фоном атмосферного давления над большей частью Северо-Европейского бассейна.

Предварительная оценка предельной заблаговременности (ПЗ) прогнозирования ТПС на каждый месяц года по предшествующим гидрометеорологическим условиям (см. таблицу) получена из анализа тесноты связей с информативными признаками и их временных сдвигов. Значения ПЗ определялись по сдвигу, соответствующему максимально тесной связи из всех, выявленных для данного района и месяца. При этом предполагается, что в случае тесной (и физически обусловленной) зависимости ТПС от определенного атмосферного процесса, невозможен надежный прогноз с заблаговременностью, большей интервала запаздывания этой связи.

Необходимо иметь в виду, что в конечном итоге возможная заблаговременность будет определяться качеством прогнозов и в действительности может оказаться меньше оценок, приводимых в таблице. Смысл данных оценок заключается в том, что разработка прогностических схем, не использующих метеопрогнозы, целесообразна лишь в интервале заблаговременности, не превышающем величины ПЗ.

Большую часть года предельно возможная заблаговременность месячных прогнозов ТПС, как правило, ограничена одним-двумя месяцами. В летний сезон во многих районах возможны прогнозы лишь с нулевой заблаговременностью — как следствие тесной связи с атмосферной циркуляцией предыдущего месяца. В период летнего промысла прогнозирование ТПС с месячной заблаговременностью может осуществляться лишь при наличии прогноза барического поля (и, прежде всего, зональных атмосферных переносов над Норвежским морем) на один-два месяца вперед.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. Натурные исследования в норвежской энергоактивной зоне в 1981—1985 гг. — Итоги науки и техники ВИНТИ. Атмосфера, океан, космос. Программа «Разрезы», 1987, т. 7.
2. Байдал М. Х., Ханжина Д. Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. — М.: Гидрометеониздат, 1986.
3. Булаева В. М. Межгодовые колебания температуры воды в открытой части Норвежского моря и регрессионные схемы их прогноза. — В сб.: Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Мирового океана и их прогнозирование. Л., изд. ЛГМИ, 1989, вып. 105.
4. Булаева В. М. О возможности сверхдолгосрочного прогнозирования температуры воды в Северо-Восточной Атлантике. — В сб.: Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Северной и Южной Атлантики. Л., изд. ЛГМИ, 1987, вып. 90.
5. Нагурный А. П. Некоторые результаты моделирования климата высоких широт. — Тр. ААНИИ, 1988, т. 406.
6. Рудичева Л. М. Анализ погоды в мае 1990 г. — Метеорология и гидрология, 1990, № 8.

УДК 551.465

И. П. КАРПОВА, Ю. В. СУСТАВОВ, Д. Л. НИКОЛАЕВ (ЛГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИЕМОВ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ В МЕТОДАХ СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В рамках проекта «Система» в последние годы разработана схема сверхдолгосрочных прогнозов гидрометеорологических элементов, спектральная структура временных рядов которых характеризуется полициклическостью. Эта схема, основанная на физико-статистическом методе прогноза температуры воды для

слоя 0—200 м на вековых разрезах Баренцева моря, начала разрабатываться около двух десятков лет тому назад [1, 2]. Дальнейшая работа в этой области [3—5] позволила усовершенствовать эту схему и довести ее до возможности использования для прогноза квартальных и годовых значений температуры воды в оперативном режиме (начиная с 1986 г.), а также начать исследования по применимости ее к другим гидрометеорологическим элементам [6].

Рассматриваемая схема долгосрочного прогноза гидрометеорологических элементов основана на учете полициклическости изменений, присущих временным рядам этих элементов, и экстраполяции изменений в основных выделяемых циклах [5—6]. Поскольку природным временным рядам присуща «полициклическость» колебаний, обусловленная многофакторностью и разномасштабностью причинно-следственных зависимостей, управляющих взаимодействием совокупности гидрометеорологических процессов и полей» [7], эта схема, на наш взгляд, является более универсальной по сравнению с методами, основанными на физико-статистических региональных связях. Использование для прогноза этого свойства природных процессов не является чем-то новым, так как учет общих тенденций изменений (трендовая составляющая), квазиодиннадцатилетние, квазисеми-пятилетние, квазитрех-двухлетние циклы достаточно широко использовались в долгосрочном прогнозировании. Однако успешное использование чаще всего одной определенной циклическости в одних случаях раньше, в других — позже приводило к негативным результатам. Это, в частности, обусловлено тем, что полициклические колебания одного-какого-либо гидрометеорологического элемента испытывают очень большие изменения (от наибольшего развития отдельных циклов до их полного исчезновения) в зависимости от рассматриваемого временного отрезка. Не анализируя физические гипотезы, объясняющие относительно большое разнообразие оценок спектральной плотности природных временных рядов (некоторые соображения по этому поводу относительно изменчивости поверхностной температуры воды в 5-градусных квадратах Северной Атлантики высказаны в работах [8, 9]), остановимся на изложении практических вопросов использования схемы долгосрочного прогнозирования тепловых условий на примере Баренцева моря.

Схема методики долгосрочного прогноза представляет собой три последовательных этапа. Первый — исследование ритмики природных процессов, расчет спектральной плотности исходного временного ряда, т. е. выявление основных энергонесущих частот. Второй — выделение из полициклического природного ряда основных выявленных циклическостей с помощью полосовых фильтров. Третий — подбор аппроксимационных зависимостей для каждой выделенной циклической составляющей путем оценки точности аппроксимации на зависимом материале и экстраполя-

ции исходного ряда на перспективу. Естественно, что для использования данной схемы необходимы непрерывные временные ряды большой продолжительности, так как исходный ряд должен содержать всю палитру полициклического процесса, присущего природной изменчивости. Короткие ряды ограничивают возможности получения результата, так как не позволяют учесть низкочастотные составляющие изменчивости, которые могут вносить существенный вклад в колебания рассматриваемого элемента на протяжении периода прогноза. Используя вышеуказанную схему, работы проводились с временными рядами двух видов осреднения: месячного и годового. Для прогноза месячных значений исходный ряд использовался не менее чем десятилетний, при работе с годовым осреднением использовались исходные ряды с начала этого столетия, т. е. порядка 90 членов и более.

В качестве иллюстрации на рис. 1 представлен временной ряд годовых аномалий температуры воды на Кольском разрезе в слое 0—200 м с 1900 г. по 1989 г. ΔT_{0-200}^{VI} . Расчет спектральной плотности выполнен методом Фурье-анализа. Выделение отдельных спектральных составляющих проводилось полосовым фильтром Баттерворта, который оказался наиболее оптимальным для полициклических процессов, так как эффективно подавляет высокочастотные компоненты и оставляет практически ненарушенными низкочастотные, исключая появление ложных пиков на спектре [7, 10]. Расчет спектральной плотности ΔT_{0-200}^{VI} позволил выявить шесть зон основных энергонесущих частот, которые выделены из общей изменчивости ряда и представлены на рис. 1, а соответствующими кривыми 1—6. Верхние две совмещенные кривые на этом рисунке — это исходный ряд и тренд (1), ниже квазиодинадцатилетняя (2), квазисемилетняя (3), квазипятилетняя (4), квазичетырехлетняя (5), квазитридцатимесячная (6). На рис. 1, б соответственно каждой кривой представлены оценки их спектральных плотностей. Как видно на рис. 1, а и 1, б имеет место хорошее совпадение спектральных оценок исходного ряда и соответствующих составляющих, что свидетельствует об эффективности использования полосового фильтра Баттерворта.

Следует отметить одно из существенных свойств временного хода спектральных составляющих: наличие пульсаций, т. е., исключая тренд, каждая из них в отдельные периоды характеризуется наибольшими амплитудами изменений, а в другие периоды почти полностью затухает. При этом моменты наибольших изменений и затухания в разных циклах не совпадают. Так, в одиннадцатилетнем цикле с конца 1940-х до начала 1960-х гг. отмечен период наименьших изменений ΔT_{0-200}^{VI} в этом цикле, в то же время в 1910—1930-х гг. и с середины 1960-х до начала 1980-х гг. изменения были ярко выражены (рис. 1, а, кривая 2). В последнем из вышеуказанных периодов малые изменения претерпевали трендовая составляющая и квазипятилетняя (рис. 1, а, кривые

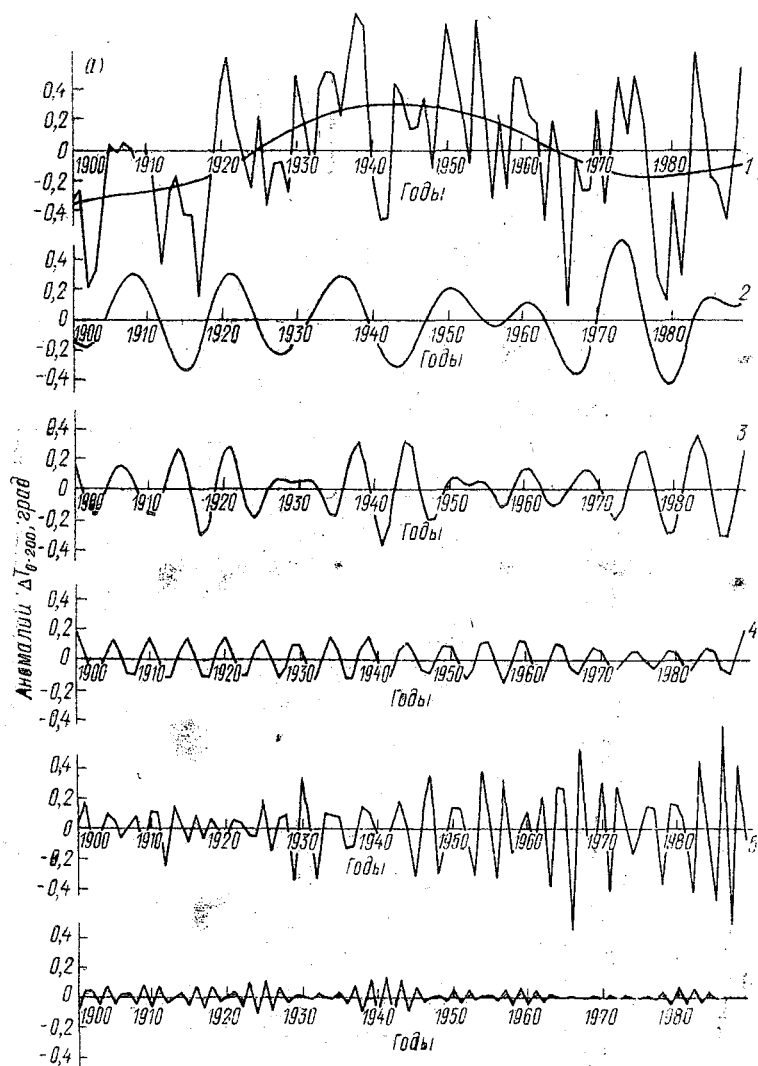
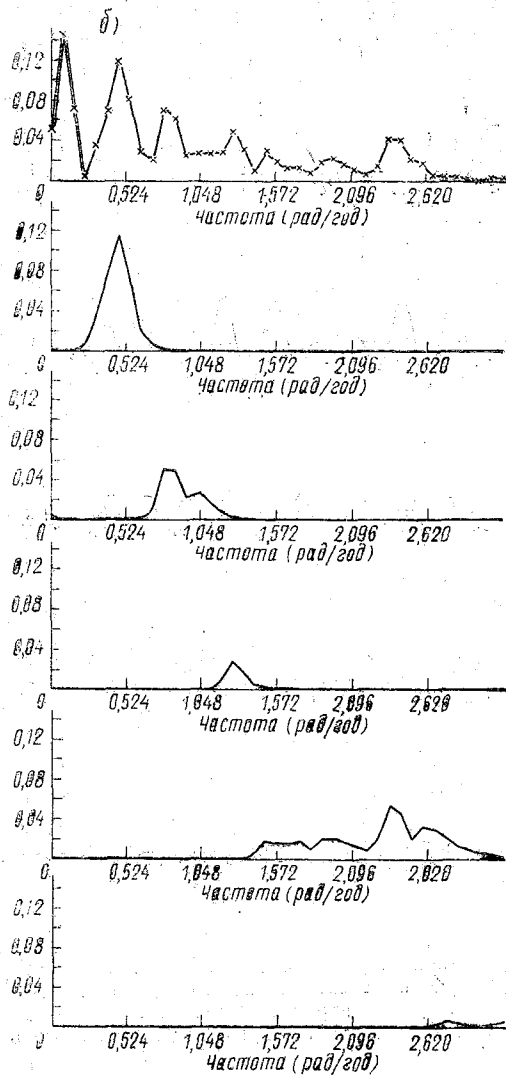


Рис. 1. Временной ход годовых аномалий температуры воды на Кольском разрезе, их спектральных составляющих (а) и соответствующих спектральных плотностей (1–6) (б)
— х — х — спектральная плотность исходного ряда



1 и 5), т. е. можно отметить, что максимумы одних составляющих обычно имеют место в моменты, когда другие составляющие минимальны. Вышеуказанное объясняет одну из причин, почему хорошо работающая методика прогноза в течение ряда лет (основанная на учете 1—2-х цикличностей) дает сбой. Так, большие положительные аномалии температуры воды 1950-х гг. нельзя было предсказать, учитывая только квазиодиннадцатилетнюю и квазисемилетнюю составляющие, так как основной вклад в изменения вносились трендовой и квазичетырехлетней составляющими. Именно поэтому при разработке физико-статистических методов и методов автопрогноза средних месячных величин прогнозисты используют ряды не более 10—15 лет, по прошествии этого периода времени могут меняться связи (вплоть до изменения знака) или переставать «работать» подобранная на предыстории цикличность. Пример изменения знака связи будет приведен ниже. С учетом вышесказанного подчеркнем, что при прогнозе полициклических временных рядов данным методом необходим учет всех значимых цикличностей, так как любая из них при экстраполяции может сыграть определяющую роль в основной тенденции изменения процесса.

Количественную оценку точности выделения полосовым фильтром Баттерворта спектральных составляющих может иллюстрировать рис. 2. Здесь рассмотрен десятилетний ряд среднемесячных значений ΔT_{0-20}^{III} , основными энергонесущими частотами спектра которого являлись тренд (квазиодиннадцатилетняя), квазитридцатимесячная и квазигодовая составляющие. Диапазон изменений аномалий температуры воды этого ряда составил около $2,5^{\circ}\text{C}$ при значении среднеквадратического отклонения $\sigma = 0,5^{\circ}\text{C}$. После вычитания из каждого значения исходного ряда суммы трех вышеназванных составляющих остаточные значения характеризуют точность этого выделения, т. е. значения группируются около нулевой отметки, не выходя за пределы σ .

Для экстраполяции каждой из представленных на рис. 1, а составляющих использовались методы Фурье, рациональной и полиномиальной аппроксимации, динамико-статистический метод, $n+1$ член разложения по Баттерворту. По первым трем методам расчет проводился по программам, разработанным в ЛГМИ [11] с одинаковой точностью: до тех пор пока отношение дисперсий исходного и восстановленного рядов не превышало 0,95. Это достаточно жесткий критерий, поэтому аппроксимационные полиномы содержали большое число членов (до нескольких десятков). В каждом конкретном случае проводился анализ значений, полученных путем экстраполяции каждой составляющей, и выбор лучшего метода аппроксимации. Причем в каждом конкретном случае при рассмотрении различных временных отрезков и различных вариантов выделения спектральных составляющих оптимальными могут оказаться те или иные методы.

Как уже было упомянуто, важным элементом данной методики прогноза является экстраполяция крупномасштабных изменений по отдельным циклическостям и затем окончательный учет их суммарных проявлений. Был выполнен прогноз динамико-статистическим методом ΔT_{0-200}^{VI} непосредственно по исходному ряду и после ее разложения на спектральные составляющие (прогноз каждой составляющей отдельно и суммирование на выходе), который показал, что во втором случае оправдываемость существенно увеличивается.

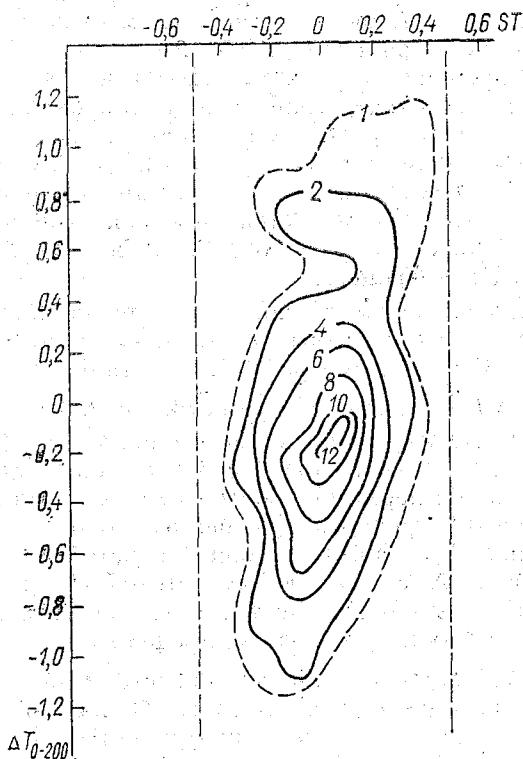


Рис 2. Двумерная гистограмма остаточных значений средних месячных аномалий температуры воды в слое 0—200 на III разрезе Баренцева моря после фильтрации (1979—1989 гг.)

Об этом же позволяет судить и анализ сопряженности колебаний ΔT_{0-200}^{VI} и аномалий ледовитости (ΔL) Баренцева моря (рис. 3). Коэффициент корреляции исходных временных рядов оказался максимальным при синхронном сопоставлении и составил — 0,72. После проведения расчетов спектральной плотности и разложения на шесть составляющих, аналогично описанному

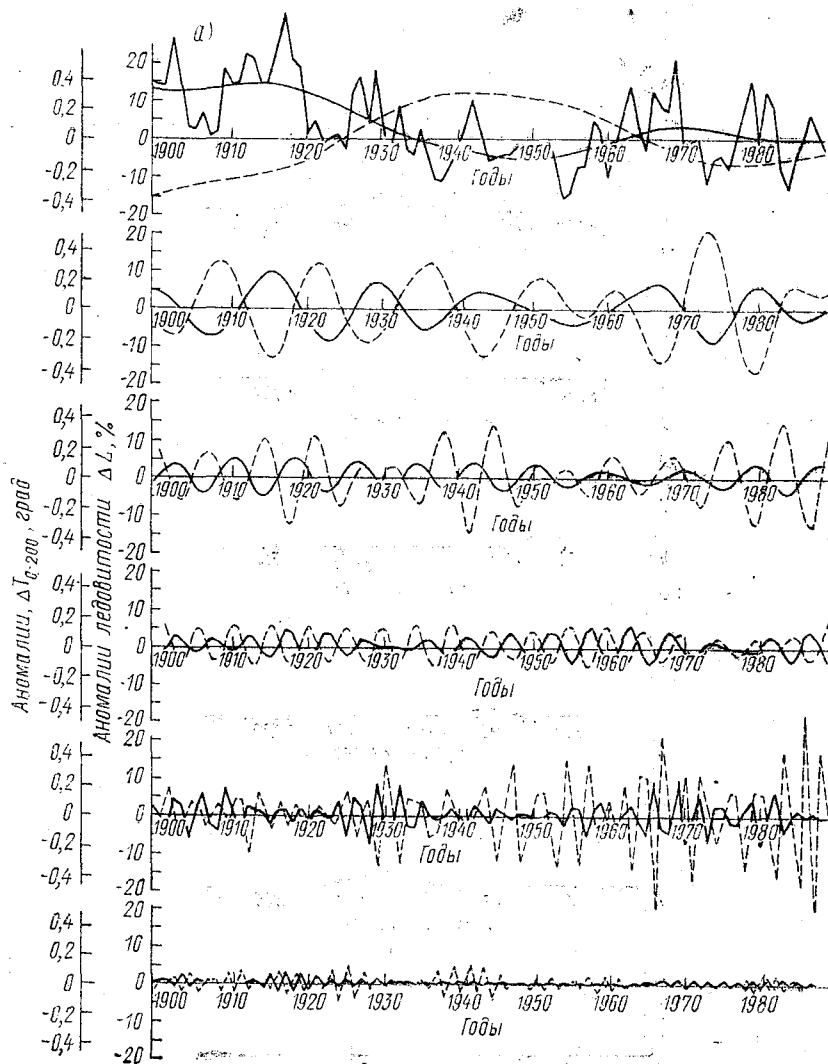
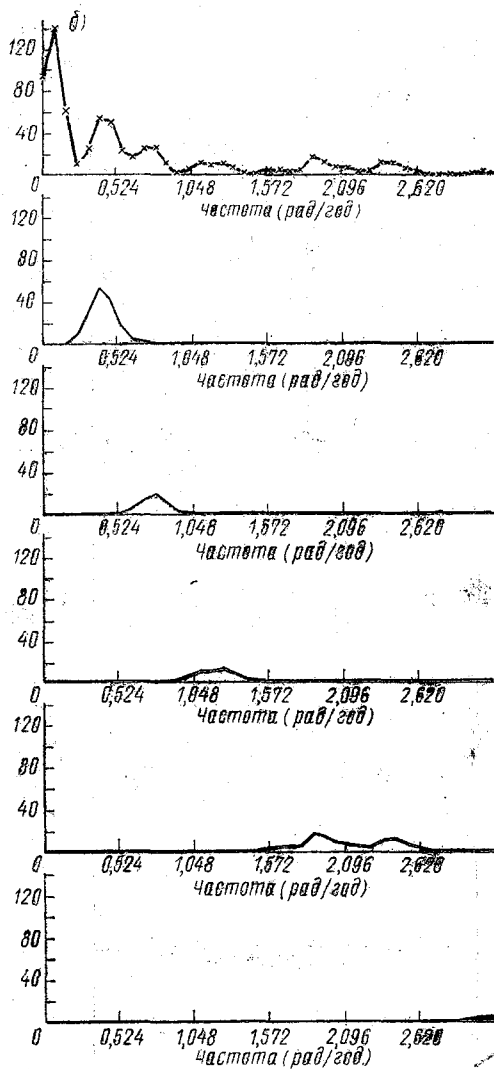


Рис. 3. Временной ход годовых аномалий ледовитости Баренцева моря, ее спектральных составляющих (а) и соответствующих спектральных плотностей (б).

Пунктиром помечены кривые спектральных составляющих ΔT_{0-200}^{VI} , аналогичные рис. 1



выше для аномалии температуры воды на Кольском разрезе, удалось более наглядно представить оппозицию временного хода каждой пары составляющих. Причем, если коэффициент корреляции исходных рядов чуть превышает $-0,7$, то трендовые составляющие коррелируют уже с коэффициентом $-0,81$ (при сдвиге на два года), квазиодиннадцатилетние с $-0,84$ синхронно, тридцатимесячные с $0,76$ (при сдвиге на 1 год) (рис. 4). Коэффициенты корреляции остальных трех спектральных составляющих находятся в пределах от $-0,59$ до $-0,70$. Это свойство природных процессов — лучшая скоррелированность в основных циклах по сравнению с сопряженностью самих исходных рядов, может использоваться при фоновых прогнозах одного из элементов при наличии данных для другого.

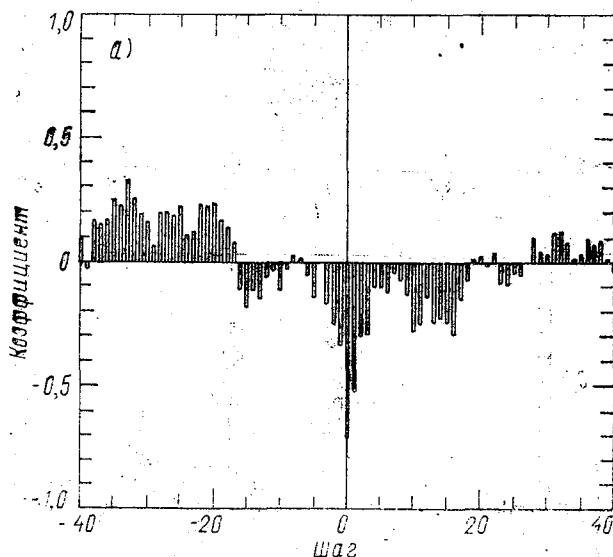
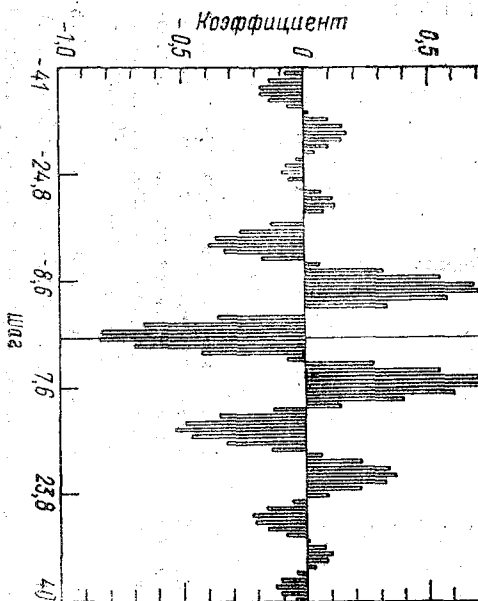
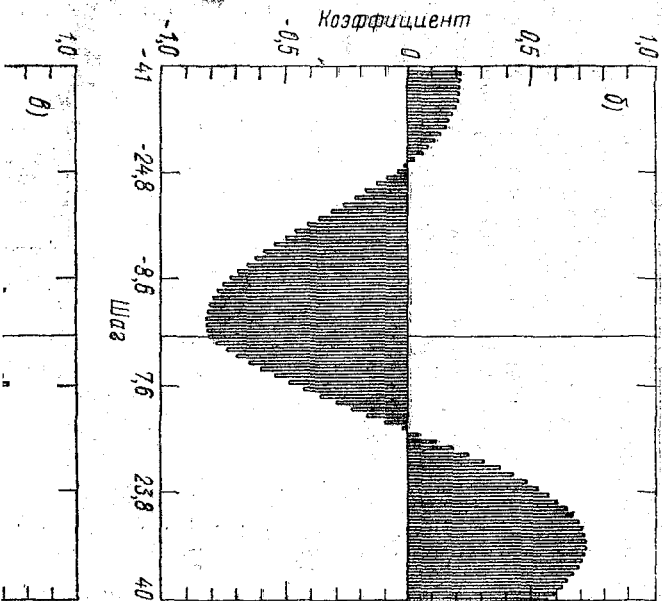


Рис. 4. Нормированная взаимокорреляционная функция аномалий температуры воды на Кольском разрезе и ледовитости Баренцева моря: а — исходных рядов; б, в — трендовых и квазиодиннадцатилетних составляющих при сдвиге до 40 шагов

Обратим внимание еще на один момент. Как уже упоминалось ранее, квазиодиннадцатилетняя составляющая ΔT_{0-200}^{VI} в пятидесятые годы имела наименьшую амплитуду изменений, это же характерно для второй половины 1980-х гг. Подобный характер изменений свойственен и аналогичной составляющей ΔL (рис. 3). Мало того, в период с конца 1940-х до начала 1960-х гг. корреляция между ΔT_{0-200}^{VI} и ΔL была положительной в отличие от всего остального временного хода. Отметим, что учет изменений





только в этом цикле, естественно, привел бы при прогнозе к отрицательным результатам. Может быть изменение сопряженности между ΔT_{0-200}^{VI} ΔL на противоположную в 1950-х гг. связано с тем, что в 1957 г. был отмечен абсолютный максимум солнечной активности (чисел Вольфа) за трехсотлетний период. Велика солнечная активность и в конце 1980-х гг.: годовое значение числа Вольфа в 1989 г. второе по величине после максимума 1957 г. за весь период начиная с 1700 г. Еще раз подчеркнем, что в настоящее время квазиодиннадцатилетняя составляющая аномалий температуры воды и ледовитости Баренцева моря выражена слабо (рис. 3, а, кривая 2). Ближайшие годы покажут правоту этого предположения.

Крупномасштабные изменения теплового состояния вод южной части Баренцева моря достаточно синхронны. Коэффициенты корреляции между рядами годовых аномалий температуры воды на стандартных разрезах составили: $r_{\Delta T^{III}, \Delta T^{VI}} = 0,90$, $r_{\Delta T^{III}, \Delta T^{VIII}} = 0,82$, $r_{\Delta T^{VI}, \Delta T^{VIII}} = 0,96$. Следовательно, имея прогноз температуры воды для одного из разрезов, можно на основе уравнений регрессии получить аналогичные прогнозы для других разрезов, находящихся в области теплых вод, поступающих из Норвежского моря. Это позволит перейти от прогноза в точке к прогнозу по акватории.

Таким образом, вне зависимости от того, вызвана ли полицикличность, присущая исходным временным рядам, аналогичной изменчивостью в рядах самих вынуждающих силах или обусловлена различиями в периодах и фазах этих рядов, мы можем воспользоваться этим природным свойством (полицикличности колебаний) для экстраполяции данного вида изменений в каждом цикле. Именно это свойство рассмотренной методики сверхдолгосрочного прогноза делает ее в значительной мере универсальной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сустанов Ю. В. Метод расчета температуры воды в южной части Баренцева моря на основе раздельного учета теплового взаимодействия с атмосферой и адвекции тепла течениями. — Тр. ААНИИ, 1975, т. 321, с. 133—142.
2. Сустанов Ю. В. Физико-статистическая модель изменчивости температуры воды Баренцева моря и метод расчета и прогноза ее компонент. — Тр. ГОИН, 1978, вып. 147, с. 34—44.
3. Сустанов Ю. В. Физико-статистический метод прогноза температуры воды в Баренцевом море. — В сб.: Исследование взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах. Л., изд. ЛГМИ. 1985, вып. 91, с. 52—76.
4. Сустанов Ю. В., Карпова И. П., Жевноватый В. Т. Океанологические основы долгосрочных промысловых прогнозов (на примере Северо-Европейского бассейна). — В сб.: Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Л., изд. ЛГМИ. 1986, вып. 93, с. 34—44.
5. Карпова И. П., Сустанов Ю. В. Некоторые элементы долгосрочного прогнозирования тепловых условий в Северном промысловом бассейне. В сб.:

Современные проблемы промысловой океанологии. — Тез. докл. VIII Всес. конференции по промысловой океанологии. Л. — Межведомств. ихтиологическая комиссия, ЛГМИ, ВНИРО. 1990, с. 167—168.

6. Карпова И. П., Суставов Ю. В. О роли тепловых процессов и возможности их оценки в задачах рыбопромыслового и Норвежском морях. — В сб.: География рационального использования морских ресурсов. Физическое общество СССР. 1989, с. 68.

7. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский. анализа ритмики океанологических процессов. — Л.

8. Суставов Ю. В. Результаты совместных ане и атмосфере применительно к задаче про элементов. — В сб.: Пленарные доклады VIII Вс промысловой океанологии. Л., 1990, с. 98—107.

9. Суставов Ю. В. Структура изменчивости тическом океане и ее пространственное райони ставляющим. Настоящий сборник.

10. Громов А. Ю. Применение цифровых фи логии. — В сб.: Режимобразующие факторы, ин ее анализа. — Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 22—35

11. Программные средства фонда алгоритмов Л., изд. ЛГМИ, 1990, вып. 1.

УДК 551.465

ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ ЯВЛЕНИ

Проблема прогноза аномалий темп слоя океана (АТПО) является ключевой ния решения фундаментальных задач г но и с практической точки зрения. Это и к такому интереснейшему явлению, ка

Актуальность данной проблемы опред тастрофическими последствиями ЭН, про ных бедствиях, резком сокращении добы рыб; во-вторых, слабой изученностью яе ских механизмов и пространственно-врем процессами и явлениями.

Целью проведенных исследований явя

— определение теоретической возможн ния ЭН с использованием моделей статис

— определение теоретических предел в регионе ЭН.

При этом решаются следующие задачи:

— оценка степени изученности само физических механизмов, его определяющих

— исследование масштабов проявлен связанности с процессами и явлениями

— определение реальной возможности прогнозирования тепловых условий в регионе ЭН с позиций анализа статистической структуры рядов АТПО. Наибольший интерес в этом плане вызывают:

— выявление детерминированных и случайных составляющих процесса формирования АТПО в регионе ЭН;

— классификация тепловых условий в регионе ЭН по численным значениям АТПО;

— методическое прогнозирование АТПО и определение теоретической заблаговременности предсказания ЭН различными методами автопрогноза.

Современное представление о явлении ЭН

В настоящее время явление ЭН определяется как «... явление возникновения аномально теплых вод вдоль побережья Эквадора и Перу, распространяющихся на юг от Лимы (12° ю.ш.), в период которого нормированные АТПО превышают уровень 1σ в течение 4 месяцев...» [6].

Слабая изученность явления ЭН связана прежде всего с малым количеством исходной гидрометеорологической информации и очень сложным механизмом взаимодействия с окружающей средой. Само явление достаточно четко проявляется в следующих параметрах:

— АТПО в регионе $\varphi=0-20^\circ$ ю.ш., $\lambda=100-80^\circ$ з.д. в период ЭН достигает значений $\Delta T=3-5^\circ\text{C}$, а в экстремальных случаях до $+10^\circ\text{C}$ [9];

— апвеллинг у побережья Эквадора и Перу прекращается, а термоклин заглубляется до 110—130 м [9];

— в результате взаимодействия океана и атмосферы претерпевают значительные изменения атмосферные циркуляции тропической зоны Тихого океана (ТЗТО) [8];

— резко увеличивается количество осадков на побережье Латинской Америки [6, 8, 9].

Продолжительность собственно явления ЭН в основном составляет 5—6 мес. Однако в период особенно мощных явлений (например 1982—1983 гг.) она увеличивается до 9—10 мес. [6, 8, 9].

Пространственные масштабы явления можно определять с двух позиций. В первом случае оценивается площадь, занимаемая экстремальными АТПО в прибрежной зоне Южной Америки и приэкваториальной области. Численно значения этой площади составляют порядка 10^4-10^5 км². Однако масштабы существенно меняются, если учитывать влияние ТПО на эволюцию воздушных масс посредством взаимодействия океана и атмосферы. В качестве примера такого взаимодействия можно привести пространственную эволюцию ячейки Хэдли. В период ЭН эта циркуляция интенсифицируется и вытягивается по направлению к полюсам,

достигая, порой, 40° северной и южной широты. Вполне естественно, что такие изменения в атмосфере не могут пройти без последствий для регионов, сопредельных с выше описанными. Таким образом, пространственные масштабы явления возрастают до 10^6 — 10^7 км², а отголоски ЭН прослеживаются и в умеренном поясе.

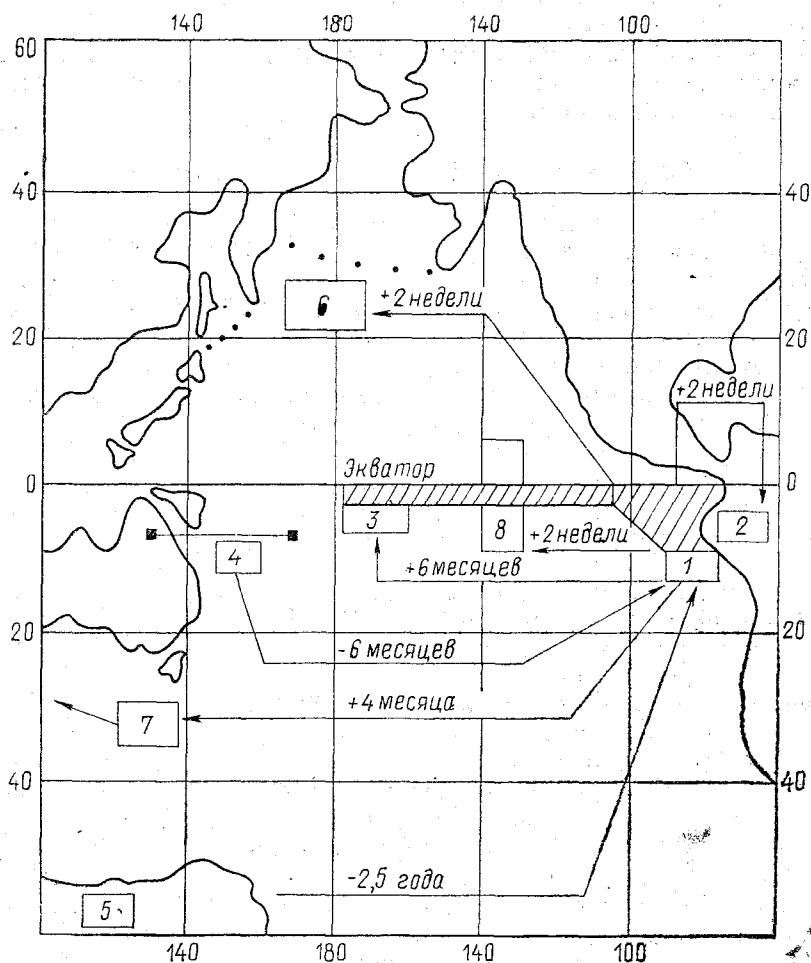


Рис 1. Схема пространственно-временных связей явления Эль-Ниньо

Учитывая масштабы явления и его последствия, следует предположить, что ЭН является одним из звеньев в цепи климатической изменчивости планеты.

Предполагаемые связи явления ЭН и фазовые сдвиги показаны на рис. 1. Остановимся на них несколько подробнее.

Зона ЭН (1) разделяется на две части (различная штриховка) в соответствии со стадиями развития самого явления [8]. Знаки «+» и «—» определяют опережение или запаздывание какого-либо явления (процесса) по отношению к ЭН. Интенсивное выпадение осадков (2) на побережье Южной Америки наблюдается обычно через 2 недели после экстремального повышения АТПО. Под цифрой 3 помечена информативная точка ТЗТО (180° з. д., 2,5° ю. ш.), где наблюдаются экстремальные АТПО через 5—6 мес. после ЭН. Индекс южной осцилляции (ЮО) (Таити-Дарвин) (4) принимает минимальные значения приблизительно за 4—6 мес. до явления ЭН.

Аномальные вариации ледовой кромки (5), можно трактовать двояко: с одной стороны, интенсивное стаивание льдов наблюдается за 2,5 года до ЭН, с другой стороны, это происходит спустя 2—3 года после ЭН. В первом случае эту характеристику следует причислить к разряду возможных предикторов явления, во втором, по факту возникновения ЭН можно прогнозировать вариации ледовой кромки.

Смещение Алеутского минимума (6), связанного с эволюцией ячейки Хэдли (8), происходит примерно через 2—4 недели после появления экстремальных АТПО. Как видим, атмосфера достаточно быстро реагирует на ЭН и также быстро переносит в высокие широты новые свойства. Засушливые периоды на п-ве Индостан (7) наблюдаются обычно через 4—5 мес. после начала явления ЭН.

Устойчивость перечисленных выше связей еще предстоит определить. Ясно лишь то, что комплекс климатических изменений, прямо или косвенно связанных с явлением ЭН, достаточно обширен и сложен.

В данной ситуации возможность использования в прогностических целях гидродинамических моделей представляется весьма затруднительной. В связи с этим возникла идея определить и проанализировать статистическую структуру имеющихся в нашем распоряжении временных рядов АТПО по региону ЭН на предмет определения возможности использования автопрогностических моделей для предсказания термических условий в регионе ЭН.

Статистическая структура рядов АТПО

Анализ статистической структуры рядов АТПО в регионе ЭН представляет интерес по крайней мере с двух основных позиций.

Во-первых, огромный интерес вызывает определение закономерностей, присущих тепловым условиям прибрежной зоны Экватора и Перу. Во-вторых, необходимо, для более полного понимания самого явления, четкое выделение экстремальных АТПО из фоновых (климатических) значений.

В данной работе использовались широко известные методы выявления детерминированной и стохастической составляющих

процесса. Методики анализа Фурье, автокорреляционной и спектральной функций, функций распределения плотности вероятностей и вероятностного Байесовского подхода заимствованы из [1, 3, 5].

Наибольший интерес в статистической структуре рядов АТПО в регионе ЭН представляют следующие характеристики:

- существуют ли различия в тенденциях протекания ЭН в различных областях региона;

- существуют ли различные виды (типы) явления ЭН;

- существуют ли в структуре рядов циклические компоненты;

- существует ли в структуре рядов инерционность;

- существует ли трендовая составляющая;

- возможен ли в принципе прогноз явления, основанный на использовании закономерностей статистической структуры рядов АТПО в регионе ЭН.

Исходными данными при расчетах послужили выборки АТПО, осредненные по месяцам в пунктах Талара и Ла-Пунта с 1950 по 1986 гг. [10].

Анализ статистической структуры рядов АТПО в регионе ЭН позволяет сделать следующие заключения:

- ЭН — явление чрезвычайно редкое. На его долю приходится порядка 10% всех наблюдений;

- прогнозировать такого типа явления с позиций классических методов статистического прогнозирования достаточно трудно;

- явлению ЭН, как правило, предшествует понижение ТПО по всему региону, т. е. наблюдаются отрицательные АТПО. Из подобного состояния океана ЭН возникает в 75% случаев;

- основные тенденции хода АТПО в период ЭН по всему региону практически одинаковы;

- анализ эмпирических гистограмм АТПО (рис. 2) позволяет выделить 3 класса явления ЭН: *слабое* ($1\sigma \leq \Delta T < 2\sigma$), ему соответствует 80% всех случаев явления; *умеренное* ($2\sigma \leq \Delta T < 3\sigma$), порядка 9%; *сильное* ($\Delta T \leq 3\sigma$), порядка 11%.

- средняя продолжительность явления позволяет косвенно судить о том, что процесс, определяющий экстремальные АТПО в регионе ЭН, на определенных временных промежутках протекает достаточно устойчиво;

- в процессе существует скрытая ритмика. Квазициклические компоненты в структуре рядов АТПО, выходящие за пределы области красного и белого шумов имеют периоды 6, 3 и 2,5 года;

- в структуре рядов АТПО в регионе ЭН практически отсутствует трендовая составляющая;

- инерционность в термической структуре поверхностного слоя океана прибрежных районов Эквадора и Перу прослеживается только в период ЭН.

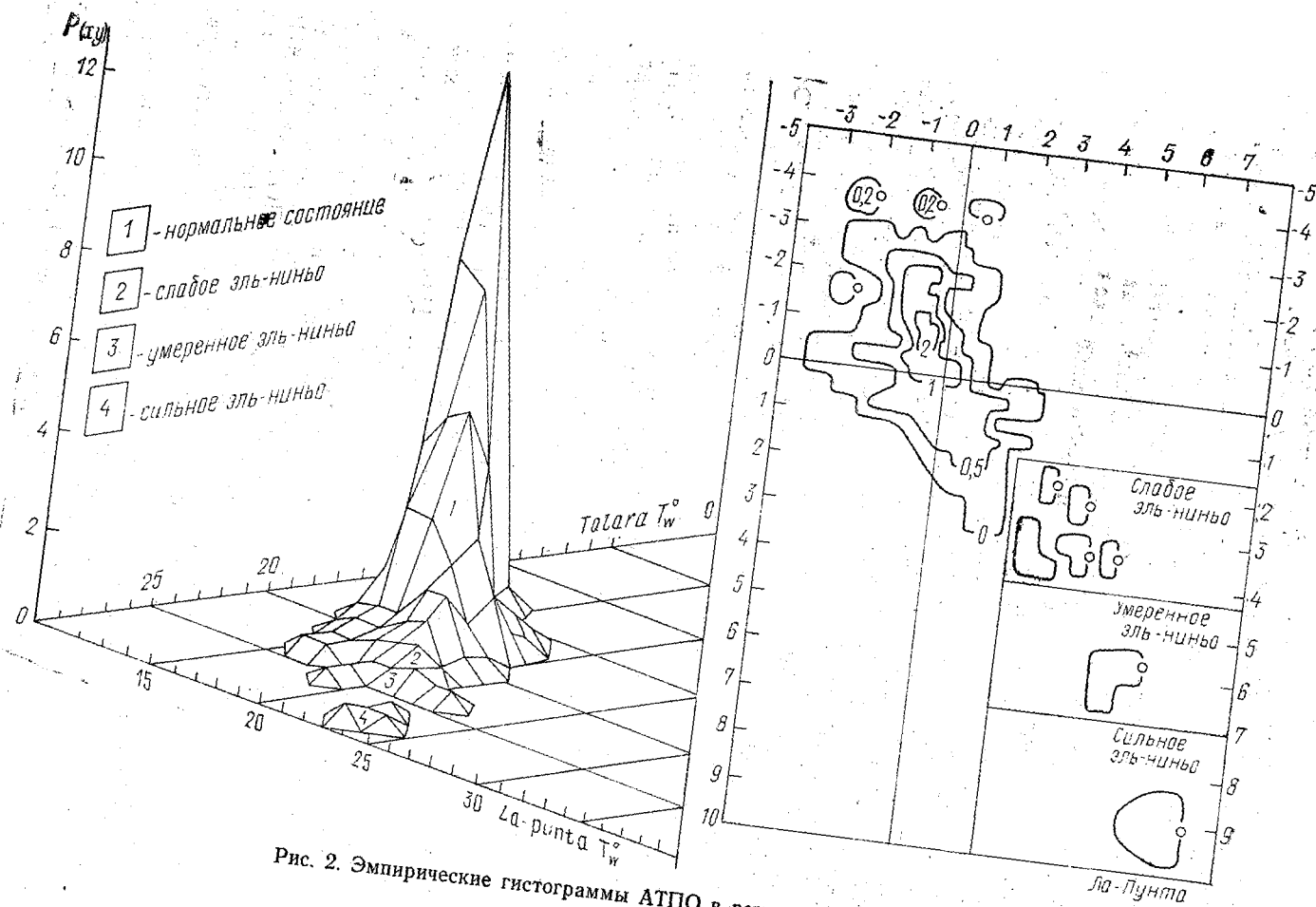


Рис. 2. Эмпирические гистограммы АТРО в регионе Эль-Ниньо

Полученные выше выводы содержат основные положения, характеризующие статистическую структуру рядов АТПО в регионе ЭН.

Очевидно, что предсказать ЭН при помощи климатического и инерционного прогнозов невозможно. Что касается стохастических и регрессионных моделей, то от их применения можно ожидать определенного положительного эффекта, несмотря на очень сложную статистическую структуру рядов АТПО.

Методическое прогнозирование

Методическое прогнозирование АТПО в регионе ЭН проводится не только с целью определения принципиальной возможности статистического прогноза явления, но и в целях подбора наилучшей прогностической методики. Основной алгоритм расчета и большая часть программного обеспечения прогнозирования реализована в ЛГМИ [5].

Расчет производился с использованием 10 различных моделей. Основные прогностические соотношения этих моделей, а также результаты оправдываемости, надежности и теоретические пределы предсказуемости представлены в таблице.

Остановимся теперь на основных результатах методического прогнозирования АТПО в регионе ЭН за период с 1955 по 1986 гг.:

- все использованные модели по оправдываемости превосходят климатический прогноз на 3—28%;

- практически все используемые методы достаточно четко воспроизводят основные тенденции хода АТПО в период ЭН;

- наилучшая оправдываемость и отображение тенденций хода АТПО наблюдается в период ЭН второго типа (рис. 3), т. е. сильных и продолжительных;

- наибольшей знаковой оправдываемостью обладает комплексный (77%) и стохастический (58%) методы;

- наилучшей численной оправдываемостью обладает комплексный (77% для $0,67\sigma$ и 82% для $0,8\sigma$) и динамико-статистический (57% и 65% соответственно). Наихудшей численной оправдываемостью отличается метод Фурье (53% и 58% соответственно);

- наилучшим образом внутреннюю структуру рядов отображают динамико-статистический, стохастический и комплексный методы. Это позволяет с их помощью воспроизвести соответственно 75, 65 и 63% амплитуды фактических АТПО в период ЭН;

- каждый метод прогноза обладает свойством настройки на собственную структуру процесса, чем и объясняется высокая оправдываемость (до 90%) определенного метода на некоторых участках прогностического ряда;

- наибольшей надежностью отличаются стохастический и комплексный методы (отношение дисперсии ошибки прогноза к дисперсии исходного ряда (D_0/D) составляет соответственно 0,38 и 0,39). Наименее надежен метод Фурье ($D_0/D=0,8$);

Оценки оправдываемости и надежности различных методов автопрогноза

Метод	Основное прогностическое уравнение	Оправдываемость, %			$\frac{D_o}{D_\Phi}$	Предел предсказания, мес.
		знак	0,67σ	0,8σ		
Климатический	$x_i = \bar{x}$	47	49	56	1,0	—
Инерционный	$x_i = x_{i-1}$	53	57	58		—
Байесовский	$x_i = \hat{P}_{\max} x_{i-1}$	55	56	62	0,57	4,5
Динамико-статистический	$x_i = k_1 x_{i-1} + k_2 x_{i-2} + \dots + k_n x_{i-n}$	58	57	65	0,61	4,6
Стохастический	$x_i = k(i) x_{i-1}$	58	54	63	0,38	5,9
АР — 1	$x_i = k_1 x_{i-1}$	54	55	63	0,41	5,6
АР — 2	$x_i = k_1 x_{i-1} + k_2 x_{i-2}$	55	52	59	0,41	5,6
АР — 3	$x_i = k_1 x_{i-1} + k_2 x_{i-2} + k_3 x_{i-3}$	54	54	61	0,46	5,3
Фурье	$x_i = \sum_{j=1}^{10} A_j \cos(j\omega t + \varphi_j)$	55	53	58	0,80	3,2
Комплексный	$x_i = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m x_i^i$	77	77	82	0,39	5,9

— теоретически возможные пределы статистической предсказуемости АТПО в регионе ЭН методами статистического прогнозирования составляют от 3 до 6 мес. (таблица).

Согласно полученным выводам, нетрудно составить собственное представление о характере процесса, определяющего АТПО в регионе ЭН.

Анализ значений АТПО, полученных при помощи метода Фурье, позволяет достаточно точно определить, что процесс формирования термических условий в регионе ЭН далек от устойчивой гармоничности. Наряду с этим, оценка надежности метода (таблица) показывает, что элементы квазицикличности в рядах АТПО все же сохраняются. В основном же термическому состоянию поверхностного слоя океана в регионе ЭН свойственна стохастическая структура.

О комплексации прогнозов следует сказать отдельно. В данном случае использовался самый простой принцип — по среднему арифметическому, причем комплексировались прогнозы только тех методик, которые обладают наивысшей оправдываемостью и надежностью. К ним относятся: Байесовский, динамико-статистический, стохастический и регрессионные (АР-1, АР-2, АР-3) методы. Собственно говоря, комплексный прогноз объединил в себе все основные черты внутренней структуры ряда (или процесса). Это и определяет достаточно высокую оправдываемость комплексного метода.

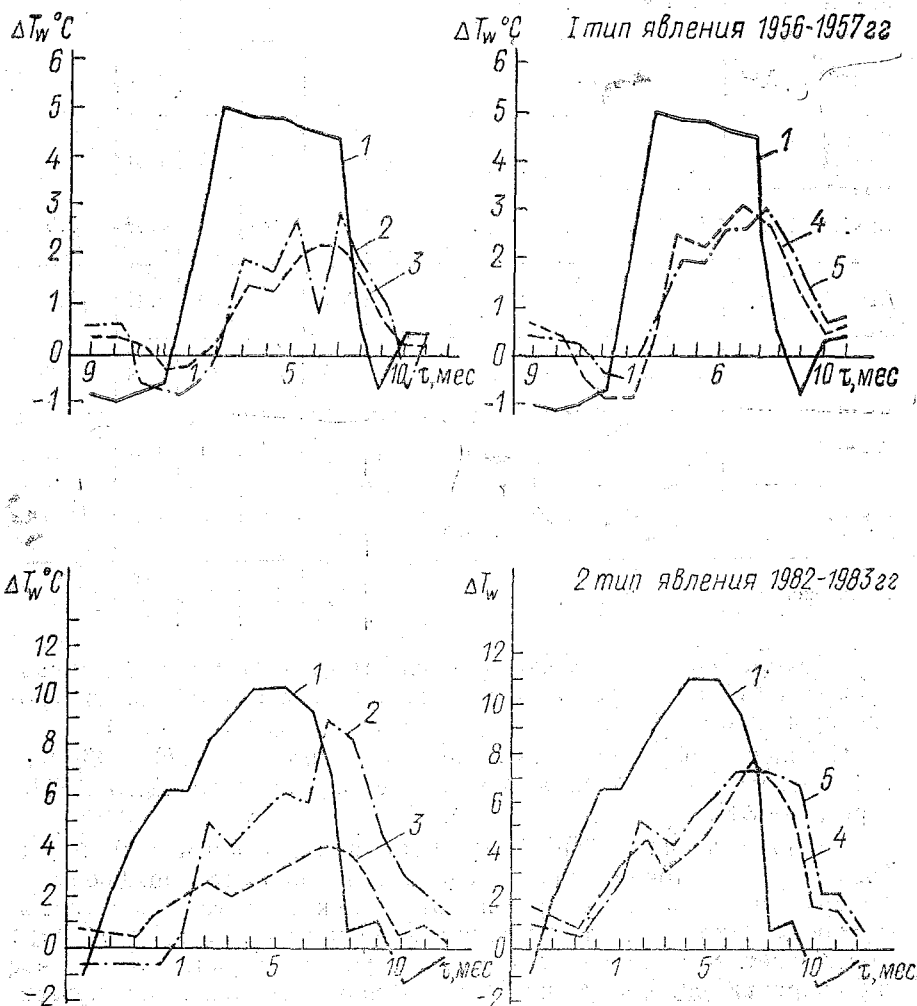


Рис. 3. Графический ход фактических (1) и спрогнозированных (2—5) значений АТПО в регионе Эль-Ниньо при явлениях различного типа

В заключение хотелось бы отметить, что предсказание ЭН с позиций регрессионного и стохастического моделирования представляется принципиально возможным. Предельная заблаговременность такого рода прогнозов в данном случае составляет 6 мес. Конечно, данный подход не лишен некоторых недостатков и не является абсолютно лучшим. Существует множество тонких мест и в методической платформе некоторых методов, и в исходной информации, используемой для расчетов. Определенно стоит поработать над комплексацией прогнозов, построив ее, скажем, на регрессионной или вероятностной основе. Кроме того, в данном случае использовался лишь один предиктор ЭН — ТПО. Подбор надежного предиктора и совершенствование избранных методов является хорошей гарантией успешного прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. — М.: Мир, 1985.
2. Поляк И. И. Многомерные статистические модели климата. — Л.: Гидрометиздат, 1989.
3. Привальский В. Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). — М.: Наука, 1985.
4. Кацьян А., Рао Р. Построение динамико-стохастических моделей по экспериментальным данным. — М.: Наука, 1983.
5. Вайновский П. А., Титов Ю. Э. Методические указания по статистико-вероятностному прогнозированию океанологических характеристик. — Мурманск: ПИНРО, 1989. — 93 с.
6. Novelot I. F., Poukkut. El Nino, phénomène océanique et atmosphérique Important en 1982—83 et impact sur le littoral équatorien — Cah ORSTON ser. Hydrol. v. 21, N 1, 1985.
7. Gill A., E. and others. Interannual variability of the global atmosphere (TOGA—WCP—49, 1983.
8. Динамика климата. / Под редакцией С. Манабе. Л.: Гидрометеониздат, 1988.
9. Wyrtki K., Meyers G. Variability of the thermal structure in the central equatorial Pacific ocean. / NSF, Jan. 1977.
10. Brainerd R. E., McLain D. R. Seasonal and interannual subsurface temperature variability of Peru, 1952, to 1984.
11. Цыганов В. Ф. Разделение явлений Эль-Ниньо и Эль-Агуахе в Восточной Пасифике по косвенным признакам. Современные проблемы промысловой океанологии. — Тез. докл. VIII Всес. конференции. Л., 1990, с. 186—187.

А. П. ЖИЧКИН, А. С. ЖДАНОВ, А. П. ИВАНОВ (Севрыбпоиск, Мурманск)

ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАГУЛЬНЫХ СКОПЛЕНИЙ СКУМБРИИ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

В последние годы все большее значение для отечественного рыболовства приобретает промысел скумбрии в Норвежском море. Хотя целенаправленное изучение сырьевой базы и облов скумбрии были начаты еще в 1980 г., первые 3—4 года промысел скорее носил экспериментальный характер. По мере накопления знаний и опыта работы качество поискового обслуживания улучшалось и начиная с 1985 г. промысел принял широкомасштабный характер, вылов ежегодно возрастал на 30% (в 1988 г. вылов флота Севрыбы составил около 25 тыс. т). Обнаружение в 1987 г. промысловых скоплений скумбрии на северных границах ее нагульного ареала в районе порога Мона позволяет расширить акваторию промысла и значительно увеличить годовую добычу рыбы.

Однако для эффективного промысла необходимо дальнейшее повышение качества поискового обеспечения и промысловых прогнозов, подготовка которых требует знания зависимостей поведения рыбы от состояния окружающей среды и ее изменений.

Целью данной работы является обобщение накопленных данных по среде обитания скумбрии в Норвежском море, выявление особенностей распределения рыбных скоплений в нагульный период, определение связей в системе «среда — объект» и возможности их применения к решению проблем рыбного промысла.

В работе использованы материалы по гидрологии, метеорологии, гидробиологии и промыслу, собранные в рейсах научно-поисковых судов НПО «Севрыбпоиск» в 1980—1989 гг. Кроме того, привлекались гидрологические данные НИС ПИНРО. При рассмотрении системы течений в Норвежском море принята терминология А. П. Алексеева, Б. В. Истошина [1].

Как показали исследования, скумбрия западно-ирландского стада выходит в Норвежское море на нагул из районов нерестилищ, расположенных, в основном, на западном шельфе Британских о-вов. Первые выходы ее на юг Норвежского моря отмечаются обычно во второй половине мая, а промысловые скопления появляются здесь в первой половине июня. Сроки и продолжительность нагульных миграций скумбрии во многом определяются тепловым состоянием вод и наличием пищи. Выйдя в южную часть Норвежского моря, скумбрия держится в слоях воды до тех пор, пока не образуется сезонный слой скачка температуры. С началом формирования сезонного термоклина (пер-

вая половина июня) скумбрия поднимается в верхние слои и образует скопления промысловой плотности над верхней границей термоклина, где наблюдается повышенная биомасса планктона. По мере сезонного прогрева поверхностного слоя вод скумбрия интенсивно питаясь, мигрирует в северном направлении и в конце июня выходит в открытую часть Норвежского моря. Пополнение открытой части моря рыбными концентрациями происходит в течение всего июля. Следует отметить, что скумбрия мигрирует на север в водах атлантического происхождения с соленостью более 35‰, в основном вдоль Западной ветви Норвежского течения. Нагул скумбрии в открытой части моря преимущественно проходит между 64 и 67° с.ш. с теплой стороны фронтальной зоны, образуемой Норвежским течением и водами Восточно-Исландского течения. Температура воды в слое обитания скумбрии изменяется в широких пределах от 9,5 до 11,5°C в июле и от 11,0 до 12,5°C в августе. Очевидно, в этот период абсолютные температуры не играют решающего значения на распределение скоплений. Наиболее плотные промысловые концентрации распределяются на перифериях теплых меандров, где глубина перемешанного слоя составляет 20—30 м, а вертикальные градиенты в слое скачка температуры достигают 0,1—0,2°C·м⁻¹. Как правило, в летний период в южной части Норвежского моря наблюдается целая система мезомасштабных вихрей (с характерными линейными размерами несколько миль), на перифериях которых горизонтальные градиенты температуры, зафиксированные при помощи непрерывного регистратора температуры (МГИ-4203), достигали 0,2—0,3°C/милю. По имеющимся данным горизонтальные градиенты температуры в этом районе могут быть более значительными [3].

Такая горизонтальная структура вод способствует концентрации планктона (до 2000—3000 мг·м⁻³) на перифериях вихрей и обуславливает образование рыбных скоплений повышенной плотности в виде неустойчивых локальных «пятен».

Вслед за постепенным смещением биологического сезона в северном и северо-западном направлениях скопления скумбрии, состоящие из старших возрастных группировок, достигают северных границ своего нагульного ареала в районе порога Мона. Топография дна в районе порога Мона создает условия, определяющие положение полярного фронта, образуемого западной ветвью Норвежского течения и водами арктического происхождения [2]. В июле-августе во фронтальной зоне наблюдается массовое развитие зоопланктона. Кроме того, Западная ветвь Норвежского течения выносит сюда планктон с более южных участков. Все это определяет высокую продуктивность полярного фронта. Скопления скумбрии, обнаруженные в этом районе в конце июля — начале августа 1987 г., распределялись вдоль теплой периферии фронтальной зоны, где горизонтальные градиенты составляли 0,1—0,15°C/милю, а глубина перемешанного

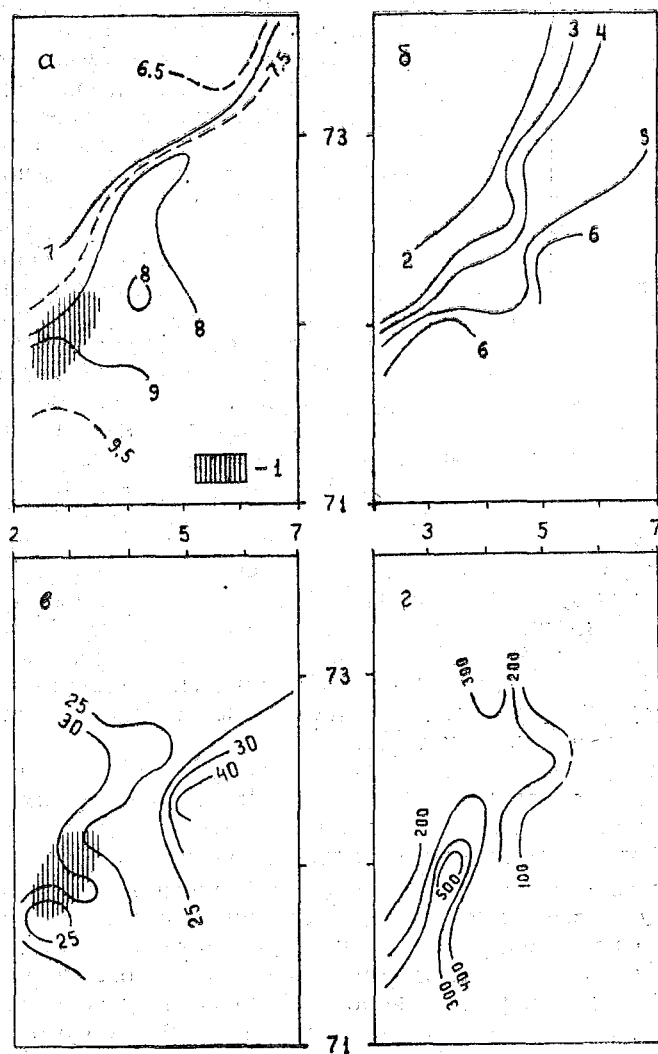


Рис. 1. Температура воды на поверхности (а), на глубине 50 м (б), толщина верхнего перемешанного слоя (м) (в) и биомасса зоопланктона ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$) (г) в районе порога Мона 27.07—02.08.1987 г.; 1 — скопления скумбрии

слоя составляла 20—40 м. Вертикальные градиенты в слое скачка температуры достигали $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$ на теплой периферии фронта и $0,5\text{--}0,6^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$ со стороны холодных вод. Наиболее плотные концентрации скумбрии были приурочены к участку теплого меандра, где глубина перемешанного слоя составляла 25—30 м (рис. 1). В центральной его области и на восточной периферии наблюдалась повышенная биомасса зоопланктона. На этом участке были сделаны наиболее результативные траления (5—8 т за 2 ч). Следует отметить, что температура поверхностных вод в районе порога Мона, в местах распределения скумбрии старших возрастных групп, на $1,5\text{--}2,5^{\circ}\text{C}$ ниже, чем на южных участках нагульного ареала ($63\text{--}67^{\circ}$ с.ш.), где проходил нагул более мелкой рыбы. Эти же старшие размерно-возрастные группировки скумбрии первыми начинали возвратную миграцию в южном направлении в первой половине августа.

Как показали наблюдения, распределение во времени и пространстве скоплений скумбрии является (прямо или косвенно) отражением пространственно временной изменчивости гидрометеорологических процессов в море и над ним. Барическая ситуация над морем накладывает отпечаток на общую картину миграции и оказывает значительное влияние на устойчивость концентраций скумбрии. При размытом барическом поле скопления, как правило, бывают более устойчивые и постепенно смещаются в генеральном северном направлении в начальный период нагула, либо на юг во время возвратной миграции. При незначительном усилении ветра происходит возрастание активности перемещения скоплений, причем скумбрия часто мигрирует по ветру. Было замечено, что при прохождении через район промысла центров циклонов начиналось смещение концентраций скумбрии против часовой стрелки (рис. 2). Кроме того, как показывают наблюдения, ветры северных направлений большой продолжительности могут несколько замедлять миграцию на северные участки нагульного ареала, либо способствовать более быстрой возвратной миграции при завершении нагула, а южные ветры, наоборот, ускорять продвижение рыбы на север в начале нагула и препятствовать возвратной миграции.

Таким образом, распределение и миграции скумбрии зависят от многих факторов, которые необходимо учитывать как в поисково-промысловой работе, так и для успешного ведения промысла. Поскольку скопления скумбрии распределяются в поверхностном слое и практически не фиксируются рыбопоисковыми приборами, важным в поисковой работе является определение косвенных признаков возможного распределения скоплений (положение зон повышенных горизонтальных градиентов температуры, глубина залегания и интенсивность сезонной термоклины, направление и скорость ветра, биомасса планктона). Хорошим ориентиром при поиске скоплений в южной части моря может служить положение характерных изотерм на горизонте 50 м. Чаще

всего концентрации скумбрии распределяются на участках, где температура на глубине 50 м составляет 7—8,5 °С. Причем, как правило, промысловые скопления не встречаются на акватории, где температура на горизонте 50 м менее 7 °С, т. е. семиградусная изотерма является своеобразной границей, которая «отсекает» не перспективные для поиска участки.

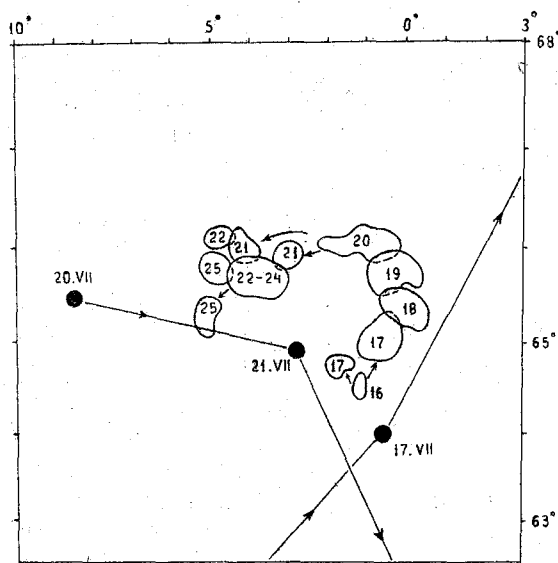


Рис. 2. Положение центров циклонов и миграции скоплений скумбрии в Норвежском море 17—25 июля 1986 г.

Использование косвенных признаков при поиске скоплений скумбрии на научно-поисковых судах НПО «Севрыбпоиск» в последние годы давали хорошие результаты, что способствовало успешной работе рыбодобывающего флота на промысле.

Большой интерес также представляет положение границ нагульного ареала скумбрии. Анализ материалов показывает, что границы ареала испытывают межгодовые колебания. В годы, когда теплосодержание поверхностных слоев воды в Норвежском море повышено, нагул рыбы распространяется значительно западнее, чем в «холодные» годы. Показателем «западного» или «восточного» распределения скумбрии в тот или иной год может служить средняя температура слоя 0—50 м в южных районах открытой части моря (на разрезе по 65° 45' с.ш.). Чем выше средняя температура в этом слое, тем дальше на запад распространяется скумбрия. Причем аномалии температуры, образовавшиеся в зимнее время, как правило, сохраняются и в июне.

(рис. 3). Это обстоятельство имеет важное значение, поскольку уже в феврале можно сделать предварительный прогноз возможного распределения скоплений на юге открытой части моря и, в соответствии с этим, планировать рациональную расстановку поисковых судов в летнее время.

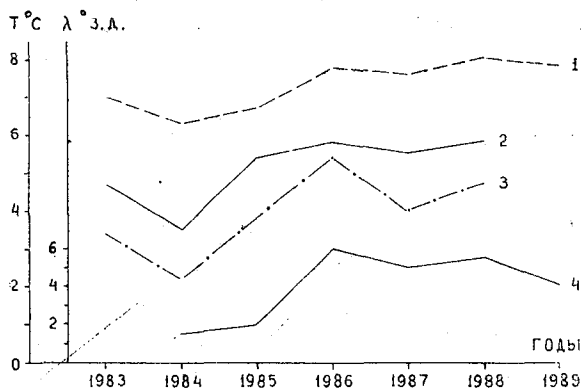


Рис. 3. Средняя температура в слое 0—50 м на разрезе 65°45' с. ш. и распространение скоплений скумбрии в открытой части Норвежского моря: 1 — западная ветвь Норвежского течения (июнь); 2 — западная ветвь Норвежского течения (февраль); 3 — область смешанных вод (февраль); 4 — положение западной границы нагульного ареала скумбрии, °з. д.

Важное значение имеют сроки начала и окончания нагульных миграций скумбрии в пределах открытой части Норвежского моря. Попытка связать сроки выхода скоплений в открытые районы моря с аномалиями температуры в слое 0—50 м в пределах различных участков стандартных разрезов удовлетворительных результатов не дала. Однако было обнаружено некоторое соответствие (обратная связь) между сроками выхода скумбрии и темпами прогрева от июня к июлю слоя 0—50 м в водах Норвежского течения на 63° с. ш. (рис. 4).

Отход промысловых скоплений во время возвратных миграций в южном направлении за пределы открытой части моря, а следовательно, окончание промысла также необходимо определять заблаговременно, чтобы планировать своевременную передислокацию флота в другие промысловые районы. Было установлено, что относительно удовлетворительно срокам окончания промысла соответствуют аномалии июльских температур слоя 0—50 м в западной ветви и в области смешанных вод на разрезе по 65°45' с. ш. (таблица).

Таким образом, появляется возможность прогнозировать сроки окончания промысла скумбрии в открытой части Норвежского моря с заблаговременностью в один месяц.

Однако необходимо отметить, что ряд наблюдений очень короткий, чтобы делать окончательные выводы. Кроме того, не были учтены другие факторы (адвекция, атмосферная циркуляция и т. д.), которые могут внести коррективы в упомянутые выше связи. Поэтому полученные результаты следует рассматривать как предварительные.

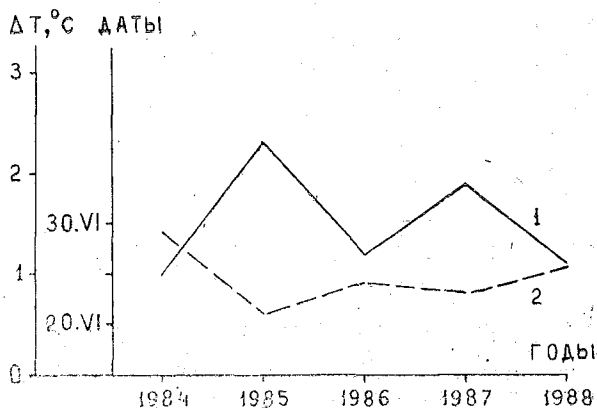


Рис. 4. Темп прогрева от июня к июлю слоя 0—50 м в водах Норвежского течения на разрезе по 63° с. ш. (1) и сроки выхода скоплений скумбрии в открытую часть Норвежского моря (2)

Аномалии температуры воды слоя 0—50 м на разрезе 65° 45' с. ш. в июле и даты окончания промысла скумбрии в открытой части Норвежского моря

Год	Аномалии температуры, °C		Дата окончания промысла
	область смешанных вод	западная ветвь Норвежского течения	
1984	-0,59	-0,54	21,08
1985	0,56	-0,23	28,08
1986	—	—	25,08
1987	1,34	0,68	9,09
1988	—	0,53	2,09

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей. — Тр. ПИНРО, 1956, вып. 9, с. 62—68.
2. Алексеев А. П., Потайчук С. И. Полярный фронт вдоль подводного порога Мона. — Тр. ПИНРО, 1978, вып. 40, с. 69—76.
3. Исследование южной части Норвежского моря / Под ред. Е. К. Клюйкова, В. П. Кутько, М. И. Масловского, П. П. Провоторова. — М.: Гидрометеиздат, 1989. — 196 с.

УДК 551.465

Ю. А. БОЧКОВ, Г. И. ЛУКА (ПИНРО)

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ СЕВЕРОЕВРОПЕЙСКИХ МОРЕЙ И ИХ БИОЛОГО-ПРОМЫСЛОВЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

Долговременные колебания биопродуктивности а, в конечном итоге, и промысловой рыбопродуктивности Мирового океана в значительной мере определяются многолетней изменчивостью гидрометеорологических процессов, в частности, значительными долговременными климатическими изменениями, наблюдаемыми в последнее столетие. Проблема изучения климата и его изменений, оптимального учета климатической информации в экологическом моделировании и прогнозировании наиболее актуальна в районах со сложными климатическими условиями, к которым следует отнести и моря Североевропейского бассейна. В исследуемом регионе, особенно в бассейне Баренцева моря, на границе взаимодействия теплых атлантических и холодных полярных вод обнаруживается экстремальная межгодовая изменчивость температуры воды и ледовитости, циркуляции вод и конфигурации фронтальных зон — изменчивость, сравнимая, а в ряде случаев и превосходящая по величине сезонные вариации океанских процессов.

Географическое и широтное положение Баренцева моря создает чрезвычайно благоприятные условия для формирования высокой первичной продукции. Наличие мощной фронтальной зоны, постоянный приток теплых атлантических вод и мелководность способствуют биогенному обогащению этого водоема, а относительно монотонный состав его населения обеспечивает интенсивное использование биогенной базы и мощное развитие популяций.

В экстремальных условиях крайних северных границ распространения основных промысловых видов рыб в северном полушарии земного шара (треска, пикша, мойва, сельдь, окунь, сайка) крупномасштабные вариации океанических процессов в Баренцевом море играют значительную роль в формировании урожайности поколений и промыслового запаса этих видов рыб, условий их нагула, зимовки, нереста, сезонных миграций. Многолетние исследования русских и норвежских ученых, начиная с классических работ Книповича, Берга, Гелланд — Генсена, Нансена, Дерюгина, Йорта, Виборга, Маслова, убедительно подтверждают это. Отсюда возникает объективная необходимость научиться своевременно и правильно диагностировать генеральные черты современных климатических изменений системы атмосфера — криосфера — гидросфера — биосфера (АКГБ) в изучаемом районе как основы решения задачи перспективного прогноза долговременных изменений этой системы.

Как известно, понятия «климат», «климатические изменения» остаются на сегодня дискуссионными и многими исследователями традиционно относятся к состоянию какого-либо элемента системы АКГБ за неопределенные длительные промежутки времени. В данной работе авторы под климатическими изменениями понимают термин [3], отражающий статистический ансамбль состояний системы АКГБ за продолжительный период времени длительностью 30—100 лет. Колебания системы АКГБ в масштабе 1—30 лет характеризует термин «внутриклиматические колебания». Подобная трактовка позволяет рассматривать проблемы климатических изменений более объективно, особенно с экологических позиций естественной сопряженности отдельных элементов данной системы, что, несомненно, имеет ряд преимуществ перед изучением изменений отдельных элементов климата. Таким образом, в работе сделана попытка комплексного изучения климатических изменений морской полярной климатической системы в бассейне Баренцева моря как одного из регионов Северо-Европейского бассейна.

Для исследования особенностей климатических изменений системы АКГБ Баренцева моря с использованием предварительных расчетов и анализа были отобраны наиболее информативные показатели, которые включали в себя данные температуры воздуха и индексов циклонической деятельности в районах Баренцева, Норвежского и Гренландского морей, температуры воды на поверхности в ряде прибрежных пунктов этих морей, температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и общей ледовитости в Баренцевом море, опубликованные в работах [7, 8, 9, 11, 12, 15, 19, 20, 21]. В качестве индикаторов оценки биологического состояния системы были использованы индексы урожайности поколений различных видов рыб Баренцева моря (треска, пикша, сельдь) по 5-балльной шкале, приведенные в работах [2, 16].

Конкретная задача определения генеральных особенностей климатических изменений гидрометеорологических процессов в районе Баренцева моря, вариация которых имеет продолжительность, близкую к периоду наблюдений, предопределяла используемую методику исследований — построение и анализ хода интегральных кривых аномалий среднегодовых величин основных показателей системы атмосфера — криосфера — гидросфера (АКГ). При анализе интегральных кривых исследуемого процесса определяется генеральная тенденция и продолжительность периодов с преобладающими положительными (кривая идет вверх) или отрицательными (вниз) аномалиями. В первом случае это указывает на преобладание положительных аномалий, во втором — отрицательных. Время наступления максимумов и минимумов долгопериодных изменений этим приемом объективно установить нельзя.

С целью соблюдения однородности при сопоставлении гидрометеорологических и биологических показателей величины многолетних изменений гидрологических показателей также оценивались по 5 градациям. В качестве критерия такой оценки использовалась величина их среднего квадратического отклонения.

Частотная структура многолетних колебаний системы атмосфера — криосфера — гидросфера в изучаемом районе характеризуется отчетливым проявлением ряда статически достоверных крупномасштабных циклических колебаний продолжительностью 2—3, 5, 7—8, 10—16 лет, а также значительной трендовой составляющей, которая и формирует исследуемые нами климатические изменения гидрометеорологических процессов. В качестве подтверждения этого положения приводится рис. 1, который иллюстрирует характерные черты частотной структуры многолетних колебаний гидрометеорологических процессов в районах Баренцева и Норвежского морей.

Несмотря на некоторую неоднородность в длительности используемых гидрометеорологических материалов, налицо наличие единой структуры крупномасштабных колебаний системы АКГ в этом географическом регионе. Отметим, что подобная частотная структура в целом характерна для многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов на земном шаре.

Демонстрируемые спектры наглядно указывают, что значительная роль в формировании многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов принадлежит трендовой составляющей, на которую приходится, например, в районе Баренцева моря, до 40% изменчивости циклонической деятельности (суммарная изменчивость колебаний продолжительностью более 1 года), 20% температуры воздуха, 20—25% температуры воды и 32% ледовитости.

Длительность инструментальных наблюдений не позволяет установить на основе спектрального анализа «периодичность» климатической вариации.

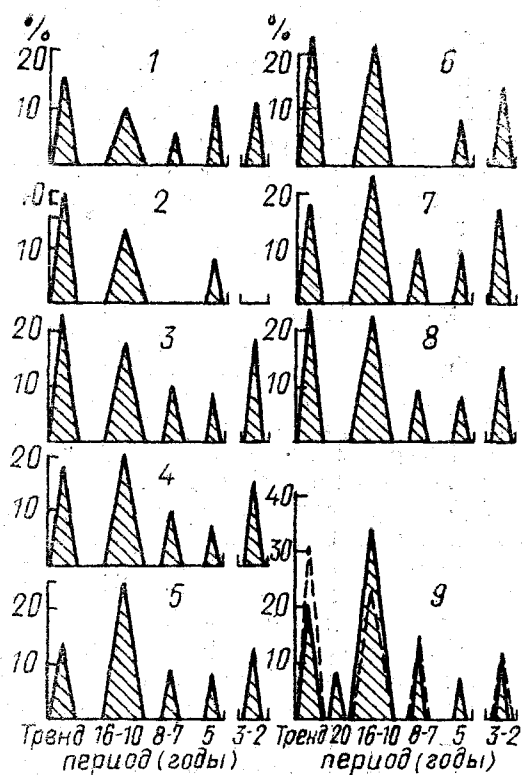


Рис. 1. Нормированные спектры ряда показателей системы АКГ в районах Баренцева и Норвежского морей: 1 — число глубоких циклонов в районах Норвежского и Гренландского морей; 2 — то же в районе Баренцева моря; 3 — температура воздуха ст. Бодо; 4 — то же ст. Кола; 5 — то же ст. Св. Нос; температура поверхностного слоя воды: 6 — Хеллисоу; 7 — Анденес; 8 — Мурманск; 9 — температура воды в слое 0—200 м в разрезе «Кольский меридиан»; пунктир — ледовитость Баренцева моря; представлены спектры, превышающие 10%-ный уровень значимости

Если обратиться к многочисленным работам, посвященным изменениям климата в XIX—XX вв., нами оценивается так называемый вековой цикл климатических изменений, имеющий продолжительность 80—100 лет. Проведенные исследования позволили установить, что климатические изменения гидрометеорологических процессов в районе Баренцева моря в период 1900—1984 гг. значительны и характеризуются рядом долговременных периодов потеплений и похолоданий (рис. 2).

1900—1918 гг. — период суровых климатических условий в районе Баренцева моря. В этот период резко доминирует повторяемость отрицательных аномалий температуры воздуха и температуры воды — соответственно 79 и 74%, а тяжелые ледовые условия наблюдались в 17 из 19 лет сравнения — 89%. В 1917 г. для Баренцева моря был зарегистрирован экстремальный максимум ледовитости, которая покрывала в мае 89% площади Баренцева моря. Характерной особенностью периода 1900—1918 гг. является ослабление повторяемости выхода глубоких циклонов из Норвежского и Гренландского морей на Баренцево море. Наиболее суровые климатические условия в этот период отмечались в 1900—1903 и 1915—1918 гг.

Период стабилизации климата 1919—1929 гг. с незначительным потеплением 1920—1925 гг. и похолоданием 1926—1929 гг. Длительный период значительного потепления 1930—1964 гг., прерываемого лишь короткими «вспышками» холода 1940—1942 и 1956—1958 гг.

Характерно, что взгляды исследователей относительно направленности климатических изменений Арктики, и в частности, района Баренцева моря после 1940 г. резко изменились. Одни считают, что начало 1940-х гг. явилось границей начала климатического похолодания Арктики и Баренцева моря [13, 17]. Другие придерживаются диаметрально противоположной точки зрения и считают, что потепление климата в высоких широтах северного

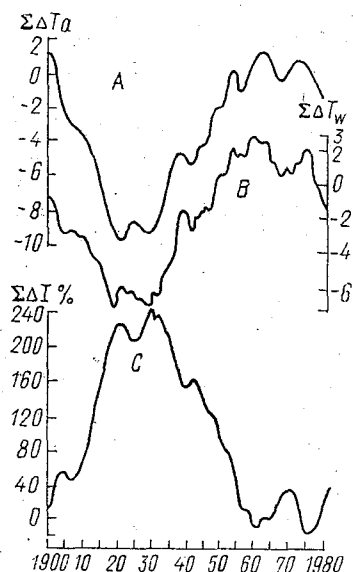


Рис. 2. Климатические изменения температуры воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» ($\Sigma \Delta T_w$), общей ледовитости Баренцева моря в летний период ($\Sigma \Delta I$) и температуры воздуха на побережье Мурмана ($\Sigma \Delta T_a$) в 1900—1981 гг. Интегральные кривые основных индикаторов климатической системы АКГ Баренцева моря (A — температура воздуха, B — температура воды, C — общая ледовитость) в 1900—1981 гг.

полушария, в частности в районах Гренландского и Баренцева морей, продолжалось и после 1940—1942 гг. [4, 18].

Причина этих противоречивых взглядов заключается в использовании различными авторами неоднородных во времени и пространстве исходных гидрометеорологических данных, а также в некорректности (по мнению авторов данной работы) применения при анализе генеральных климатических изменений приемов формального скользящего осреднения (по 5-летиям, 11-летиям и т. д.). Очевидно, что использование для оценки климатических изменений классических приемов скользящего осреднения за периоды, значительно меньшие по продолжительности основного периода климатических изменений, не позволяет достаточно объективно элиминировать высокочастотные колебания и искажает направленность фоновой составляющей климатических изменений. Как видно из хода интегральных кривых основных элементов системы АКГ в районе Баренцева и Норвежского морей, тенденция потепления климата в этом регионе Северо-Европейского бассейна не закончилась в конце 1930-х гг., а устойчиво продолжалась вплоть до 1960—1964 гг. Сравнение 10-летних средних значений температуры воздуха на побережье Мурмана, температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и общей ледовитости Баренцева моря в летний период 1931—1940 и 1951—1960 гг. свидетельствует, что рассматриваемые показатели в эти десятилетия близки друг к другу, а ледовые условия в Баренцевом море в 1951—1960 гг. были даже мягче, чем в период 1931—1940 гг. В целом климатическое повышение температуры воздуха в районе Баренцева моря за 1930—1961 гг. по сравнению с тридцатилетием 1900—1929 гг. составило 1°C , температуры воды $0,5^{\circ}\text{C}$, а ледовитость понизилась на 16%.

С середины 1960-х гг. в районе Баренцева моря вновь стала отмечаться долговременная тенденция похолодания, которая продолжается до настоящего времени. В среднем за период 1951—1985 гг. трендовое понижение температуры воздуха на севере и востоке моря достигло в зимний сезон $3,0\text{--}5,0^{\circ}\text{C}$, а температура воды в слое 0—200 м в основных потоках Нордкапского и Мурманского течений $0,5\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$. В период 1977—1981 гг. средние величины отрицательных аномалий температуры воды на акватории моря оказались в 2 раза выше, чем в начальный периоды похолодания 1965—1969 гг.

Наконец, отметим, что аномальное похолодание вод Нордкапского и Мурманского течений в 1977—1981 гг. не прерывалось отдельными «вспышками» тепла, а длилось непрерывно в течение всех пяти лет.

Климатические изменения океанических процессов в районе Баренцева моря в современный период похолодания во многом определяются долгопериодными изменениями океанических процессов в Норвежском море. Во всех слоях потока Норвежского течения в период 1954—1985 гг. зафиксировано трендовое пони-

жение температуры вод, которое составляет в слое 0—50 м 0,6 °С, в слое 50—200 м — 0,9 °С, а в слое 200—500 м достигает 1,1 °С. Переход климатических изменений термики вод Норвежского моря к преобладанию отрицательных аномалий (1963—1966 гг.) соответствует периоду, отмечаемому и в Баренцевом море, т. е. наблюдается тесная согласованность долговременных климатических изменений температуры воды в этих морях. Наблюдается и долговременное понижение солености, формирующее для слоя 50—200 м до 53% дисперсии многолетних изменений.

Изложенные факты позволяют предположить, что основополагающим фактором аномального похолодания вод Баренцева моря 1977—1981 гг. явился фактор адвективного уменьшения тепла атлантических вод, транспортируемых в Баренцево море системой Северо-Атлантического — Норвежского — Нордкапского течений.

Таким образом, период середины 1960-х — конца 1970-х гг. является периодом похолодания климата Баренцева моря. Это, конечно, не следует понимать как систематическое понижение теплового состояния климатической системы АКГ Баренцева моря. В данном случае постулируется факт преобладания в указанный период отрицательных аномалий температуры воздуха и воды, а также суровых ледовых условий относительно всего анализируемого периода 1900—1985 гг. На общем фоне похолодания Баренцева моря зафиксированы периоды 1972—1976 гг., когда в районе Баренцева моря наблюдался повышенный уровень теплового состояния воздушных и водных масс, а также малая ледовитость.

Анализ долгопериодных тенденций в развитии гидрометеорологических процессов района Баренцева моря позволил установить интересный факт. Начиная с 1940-х гг., в изучаемом районе наблюдается значительное увеличение динамики многолетних колебаний гидрометеорологических процессов. На фоне проявления вековых климатических изменений обнаружено систематическое (вплоть до настоящего времени) увеличение вероятности проявления внутриклиматических колебаний меньшей продолжительности. Об этом убедительно свидетельствует прогрессивно нарастающее увеличение параметров изменчивости исследуемых гидрометеорологических процессов. Так, величины среднего квадратического отклонения за периоды скользящих 30-летий возросли от 1921—1950 к 1951—1989 гг. для температуры воздуха на 20% (соответственно 0,82 и 1,02 °С), температуры воды на 21% (0,38 и 0,48 °С) и ледовитости на 21% (7,5 и 9,5% от площади моря). Таким образом, для бассейна Баренцева моря на материалах вековых изменений температуры воды разреза «Кольский меридиан» зафиксировано увеличение дисперсии «высоко-частотных» изменений температуры на фазе, близкой к минимуму векового тренда температуры воды Баренцева моря, который, по нашему мнению, приходится на 1975—1985 гг.

На общем фоне долговременных изменений климата Баренцева моря отчетливо выделяется ряд крупномасштабных колебаний меньшей продолжительности, резко отличающийся величиной и направлением развития атмосферных и океанических процессов. В данной работе предпринята попытка классифицировать эти изменения. При этом задача идентификации теплового состояния «климата» Баренцева моря впервые решалась на основе комплексного анализа данных статистического ансамбля климатической системы атмосфера — криосфера — гидросфера в изучаемом географическом районе. В качестве основных элементов данной системы были использованы непрерывные и однородные (1900—1990 гг.) данные гидрометеорологических показателей температуры воздуха (T_a), температуры воды (t_w) и ледовитости (J) в районе Баренцева моря.

Методика анализа количественной оценки уровня теплового состояния климатической системы АКГ Баренцева моря заключалась в следующем. Предварительно для каждого из гидрометеорологических показателей для периода 1900—1990 гг. были рассчитаны основные статистические характеристики (средние и среднеквадратические отклонения — σ), а также аномалии за каждый календарный год.

В качестве критерия оценки уровня элементов x системы АКГ нами использовалась величина их среднеквадратического отклонения (σ_x). Величины аномалий температуры воздуха (T_a), температуры воды (t_w) и ледовитости (J) в каждом году сравнивались с соответствующей величиной σ и оценивались по следующей 5-балльной шкале (5 градаций):

значительно ниже нормы: $-\Delta x > 1,5 \sigma$;

ниже нормы: $0,5 \sigma \leq -\Delta x \leq 1,5 \sigma$;

норма: $\pm \Delta x < 0,5 \sigma$;

выше нормы: $0,5 \sigma \leq +\Delta x \leq 1,5 \sigma$;

значительно выше нормы: $+\Delta x > 1,5 \sigma$.

Согласно используемой нами оценке, теоретическая вероятность ожидания аномально теплых или аномально холодных лет составляет 13,4%, теплых или холодных — 48,2%, нормальных — 38,4% (Пановский, Брайер, 1972).

Расчеты эмпирико-статистического анализа реальных данных основных элементов климатической системы АКГ Баренцева моря показывают, что приведенные выше теоретические соотношения для них хорошо соблюдаются, что указывает на нормальный характер их распределения и методическую оправданность использования данного приема оценки адекватности развития природных процессов. В процессе решения задачи для каждого календарного года за период 1900—1990 гг. были получены независимые друг от друга оценки указанной выше идентификации для каждого из гидрометеорологических показателей. Сравнивая их между собой, производилась классификация «тепловых» одно-типных состояний климатической системы АКГ Баренцева моря.

В случае отдельных расхождений режимных оценок элементов системы преимущество отдавалось показателю, отражающему тепловое состояние вод Баренцева моря (данные термики разреза «Кольский меридиан»). Результаты анализа обобщены нами в календаре однотипных состояний климатической системы атмосфера — криосфера — гидросфера Баренцева моря за 1900—1990 гг. (табл. 1).

Следует отметить также, что данные о продолжительности периодов однотипных состояний климатической системы АКГ Баренцева моря, приведенные в календаре, косвенно подтверждают факты увеличения повторяемости с начала 1940-х гг. динамики многолетних колебаний гидрометеорологических процессов в этом районе. На фоне климатических изменений достаточно прогрессивно возрастает неустойчивость самой климатической системы АКГ за счет «более высокочастотных» внутриклиматических колебаний, и, как результат, увеличение повторяемости аномальных явлений природы, которое мы наблюдаем сегодня.

В частности, период 1989—1990 гг. резко выделяется из предшествующего периода экстремальным развитием процессов атмосферной циркуляции, наблюдавшихся в районах Северной Атлантики и Североевропейских морей. Именно аномальное развитие атмосферной циркуляции и вызвало резкую термодинамическую перестройку климатической системы Баренцева и Норвежского морей: от неустойчивого равновесия на фазе умеренного похолодания к «вспышке» тепла в 1989—1990 гг.

Климатические изменения системы АКГ в Баренцевом море имеют глубокие биолого-промысловые последствия. Результаты исследований однозначно отмечают изменения донной фауны Баренцева моря в связи с современными изменениями климата [1, 6, 10].

Отмечалось, что существуют противоположные мнения относительно окончания периода потепления в Баренцевом море. Анализ биологических данных дает все основания считать, что расширение ареала бореальных видов в Баренцевом море, связанное со смягчением климата, достигло своего наибольшего значения не в конце 1930-х, а в начале 1960-х гг. Экспансия бореальных видов в 1950-х гг. происходила и в направлении о-ва Медвежий — о-ва Западный Шпицберген. В то же время арктические и бореально-арктические виды перемещались в этот период восточнее и севернее, в более холодные участки моря. Все эти изменения, несомненно, следует отнести за счет смягчения морского климата Баренцева моря, усиления притока теплых атлантических вод основными потоками Нордкапского, Мурманского, Новоземельского, Западно-Шпицбергенского течений.

Период похолодания вод Баренцева моря, начавшийся в 1960-х гг., изменил соотношение бореальных и арктических форм: снизилась биомасса и сократился ареал распространения

**Календарь однотипных состояний климатической системы АКГ
Баренцева моря 1900—1985 гг.**

Период	Продолжительность периода, год	Режим элементов АКГ ¹			«Тепловой» режим периода
		T_a	t_w	Л	
1900—1903	4	2	1	1	Аномально-холодный
1904—1911	8	3	3	2/3	Нормальный
1912—1918	7	1	1	1	Аномально-холодный
1919—1925	7	3/4	3	3	Нормальный
1926—1929	4	2	2/3	2	Холодный
1930—1936	7	4	4	3/4	Теплый
1937—1939	3	5	5	5	Аномально-теплый
1940—1942	3	2	2	2	Холодный
1943—1944	2	5	4	4	Теплый
1945—1948	4	3	3	4	Нормальный
1949—1955	7	4/5	4/5	4/5	Теплый ²
1956—1958	3	2	2	4	Холодный ³
1959—1962	4	4	3/4	3	Теплый
1963	1	3	2	2	Холодный
1964	1	4	4	3	Теплый
1965—1969	5	2	2	2	Холодный
1970	1	4	4	3	Теплый
1971	1	2	2	3	Холодный
1972—1976	5	4/5	3/4	4	Теплый
1977—1981	5	2	1	2	Холодный
1982	1	3	3	2	Нормальный
1983—1984	2	3/4	3/4	4/5	Теплый
1985	1	3	2/3	4	Нормальный
1986—1987	2	2	2	2	Холодный
1988	1	3	3	2	Нормальный
1989—1990	2	5	4	4	Теплый

¹ 5-балльная оценка.² 1950, 1954 гг. — аномально-теплые.³ 1957 г. — теплый.

бореальных форм, вновь значительно возросла роль арктическо-бореальных видов.

Анализ климатических изменений системы АКГБ, проведенный нами на основе гидрометеорологических и биологических материалов 1900—1984 гг., также полностью подтверждает наличие тесной сопряженности между долгопериодными изменениями уровня урожайности годовых классов трески и сельди и климатическими изменениями гидрометеорологических процессов в районе Баренцева моря. Наглядной иллюстрацией этого положения являются данные табл. 2.

Таблица 2

Повторяемость (%) появления бедных, средних и урожайных поколений трески и сельди в периоды похолоданий и потеплений климата Баренцева моря. 1900—1984 гг.

Период	Тенденция	Треска			Сельдь		
		б ¹	с	у	б	с	у
1900—1918	похолодание	48	36	16	58	31	11
1919—1929	стабилизация	27	55	18	36	46	18
1930—1964	потепление	23	37	40	20	48	32
1965—1984	похолодание	60	20	20	запас подорван		

б — очень бедные + бедные, с — средние, у — урожайные + высокоурожайные; по ранее принятой 5-балльной шкале.

Как видно из данных, приведенных в таблице, соотношение появления бедных и урожайных поколений трески и сельди в периоды климатических потеплений и похолоданий разительно отличается друг от друга. Так, например, для трески, если в периоды похолоданий (1900—1918, 1965—1984 гг.) в среднем повторяемость появления бедных поколений составляла 54%, а урожайных только 18%, т. е. в 3 раза меньше, то в период климатического потепления вод Баренцева моря (1930—1964 гг.) эти величины соответственно составили 23% и 40%, т. е. число урожайных поколений почти в 2 раза превысило число бедных. Для сельди в период потепления климата 1930—1964 гг. повторяемость числа бедных поколений уменьшилась в 3 раза, а урожайных возросла в 2,8 раза. Таким образом, климатические изменения гидрометеорологических процессов в районе Баренцева моря непосредственно определяют долговременные изменения уровня мощности годовых классов, отсюда — промыслового запаса основных промысловых рыб на акватории Северо-европейских морей и в конечном итоге — успех или неудачу промысла.

Приведенные выше примеры крупномасштабных изменений гидрометеорологических условий и их важная роль в формировании уровня урожайности промысловых рыб в Северном бассейне еще раз подтверждают объективную необходимость разработки надежных методов гидрологических прогнозов.

Действительно, решение задачи перспективного (климатического) рыбопромыслового прогноза большой заблаговременности может осуществляться только на основе результатов перспективного гидрологического прогноза, так как необходимо оценивать численность и биомассу промысловых рыб, пополнения которых еще не появились на свет.

Таким образом, успех или неудача перспективного прогноза величины промыслового запаса в локальных регионах Северного рыбопромыслового бассейна сегодня зависит от уровня оправдаваемости фоновых гидрологических прогнозов — прогнозов температуры воды.

Особую актуальность решение задачи долгосрочного и перспективного прогнозов гидрологических условий как основы соответствующих рыбопромысловых прогнозов приобретает ввиду современных резких крупномасштабных колебаний гидрологических условий, в частности экстремального развития гидрометеорологических условий, отмечаемых в Северном рыбопромысловом бассейне в 1989—1990 гг.

Становится очевидным, что все более возрастает неустойчивость климатической системы на севере, что проявляется и в повышенной повторяемости экстремальных погодных условий. Несомненно, что увеличение неустойчивости климата будет отрицательно сказываться и на стабильности эволюции биологических систем и, как следствие, народнохозяйственной деятельности человека на севере. Все это указывает на актуальность разработки надежных методов перспективных (климатических) прогнозов природных процессов, что и осуществляется сейчас на базе тесного сотрудничества между ПИНРО и ЛГМИ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипова Т. В., Дегтерева А. А., Тимохина А. Ф. Многолетние изменения биомассы планктона и бентоса в Баренцевом море. — В сб.: Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. 1974, вып. 21, с. 81—87.
2. Бараненкова А. С. Исследования ПИНРО по оценке численности и причин урожайности промысловых рыб Баренцева моря. — Тр. ПИНРО, 1968, вып. 23, с. 193—216.
3. Борисенков Е. П. О климате и задачах ПИГАП — КЛИМАТ. — Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 3—15.
4. Бочков Ю. А. О многолетних изменениях термиче южной части Баренцева моря. — Материалы рыбохоз. исследований Северного бассейна, 1964, вып. 4, с. 86—89.
5. Бочков Ю. А. О климатических тенденциях температурных изменений водных масс Норвежского и Баренцева морей. — В сб.: Вопросы океанологии и комплексных исследований шельфа Баренцева и Белого морей. Тезисы докладов. Апатиты, 1972, с. 20—22.

6. Бочков Ю. А., Кудло Б. П. Многолетние изменения температуры воды Баренцева моря и их влияние на общую биомассу бентоса. — В сб.: Состав, распределение и экология донной фауны Баренцева моря. Тезисы докладов. Мурманск, 1973, с. 3—7.

7. Бочков Ю. А. Ретроспектива температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900—1981 гг.). Экология и промысел донных рыб Североевропейского бассейна. Сборник научных трудов. Мурманск, ПИНРО, 1982, с. 113—122.

8. Бочков Ю. А. Многолетние колебания океанологических условий и формирование урожайности поколений промысловых рыб Северного бассейна. — Промысловая океанография. — М.: Агропромиздат, 1986, с. 248—255.

9. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 128 с.

10. Галкин Ю. И. Распределение моллюсков семейства Trocidae (Gastropoda, Prosobranchia) в Баренцевом море в связи с современными изменениями климата. — В сб.: Донная фауна краевых морей СССР. М., 1976, с. 61—77.

11. Деметьев А. А., Зубакин Г. К. Реконструкция ледово-гидрологических условий и современные колебания климата северных морей. — В кн.: Комплексные океанологические исследования Баренцева и Белого морей. Апатиты, изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987, с. 14—20.

12. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 135 с.

13. Кудло Б. П., Шнайхер А. О. Современные изменения температуры воды Норвежского и Баренцева морей. — Тр. ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 149—157.

14. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Пер. с английского. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 209 с.

15. Любарский А. Н. Колебания ледовитости северных морей и их возможные физические причины. — Тр. ГГО, 1977, вып. 386, с. 111—121.

16. Пономаренко И. Я. Оценка результатов учета молоди трески и пикши Баренцева моря промысловой практикой. Экология и промысел донных рыб Североевропейского бассейна. Сборник научных трудов. Мурманск, ПИНРО, 1982, с. 10—23.

17. Серяков Е. И., Гулов О. А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике. — Тр. ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 34—44.

18. Трегеников А. Ф. Итоги и перспективы полярного эксперимента. (Доклад на заседании ГКНТ 30 мая 1973 г.). Л., 1973. — 43 с.

19. Frogner E. Means and extremes of sea temperature by Norwegian coast. Geofysiske publikasjoner, 1948, v. 15, N 3, 81 pp.

20. Midttun L. Long-term observation series on surface temperature and salinity in Norwegian coastal waters. ICES C. M. 1971/C:25, 1—34.

21. Norsk Meteorologiske Aarbok, Oslo, 1947—1975.

Е. И. СЕРЯКОВ (ЛГМИ)

О МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЭНТАЛЬПИИ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ И ОПЫТ ЕЕ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА

Важной характеристикой крупномасштабных тепловых процессов следует считать энтальпию деятельного слоя и годовой внутренний теплооборот. Под годовым внутренним теплооборо-

том понимается годовая разность между максимальной и минимальной энтальпией.

Кратко рассмотрим основные тенденции в межгодовой изменчивости тепловых процессов Норвежского моря с начала 1950-х гг. до настоящего времени. 1952—1961 гг. — период с преимущественным преобладанием положительных аномалий величин теплосодержания, а 1962—1988 гг. — с пониженным тепловым фоном.

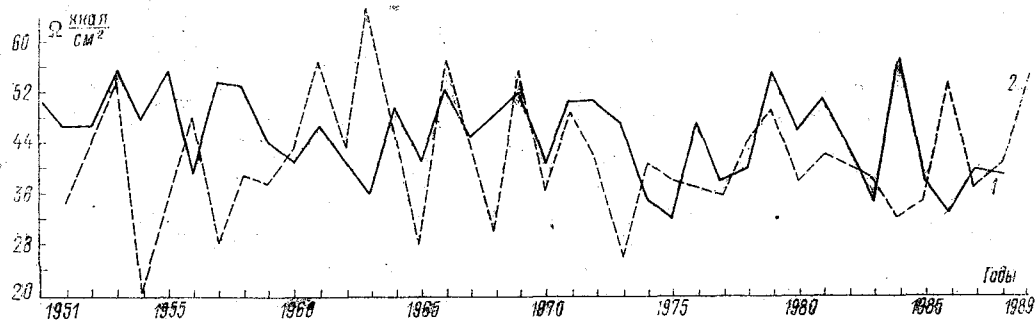
Кроме отмеченных тенденций в тепловом режиме Норвежского моря достаточно четко прослеживается квазидвухлетний цикл, который в отдельные отрезки времени переходит в 3-летний цикл колебаний тепловых процессов. Что касается природы 2—3-летнего цикла, то можно думать, что он обусловлен циклическими колебаниями в интенсивности Северо-Атлантического течения. В свою очередь, пульсации этого течения являются результатом автоколебаний в системе температурное поле — атмосферная циркуляция.

Представляет интерес рассмотреть общую тенденцию тепловых процессов в Северо-Европейском бассейне. В многочисленных публикациях по изменению климата нашей планеты [3—6] отмечается положительная аномалия температуры воздуха и повышение температуры воды поверхностного слоя в Мировом океане.

Основываясь на исследованиях изменчивости составляющих теплового баланса в энергоактивных зонах Северной Атлантики можно сказать следующее. Прослеживается тенденция к увеличению результирующей теплового баланса, причем на севере Атлантического океана более интенсивно, чем в низких широтах. Это происходит в настоящее время в результате увеличения радиационного баланса и уменьшения суммарной теплоотдачи с поверхности океана.

К этим наблюдениям и расчетам потоков тепла следует добавить выводы, полученные в экспериментальных исследованиях ААНИИ в Норвежской энергоактивной зоне за последнее десятилетие. В слое главного термоклина начиная с 1984 г. выявлена тенденция к повышенному тепловому фону. В работе Г. К. Зубакина [5] указывается, что в середине 1980-х гг. произошло резкое уменьшение ледовитости Баренцева и, особенно, Гренландского морей. Есть основание считать, что в формировании фоновых запасов тепла определяющую роль играют донные и глубинные воды Норвежского моря.

На рисунке показаны характерные межгодовые колебания годового теплооборота на отдельных стандартных разрезах Норвежского моря. В отличие от изменчивости гидрометеорологических элементов, включая и температуру воды поверхностного слоя, в анализируемых нами характеристиках режима более четко видна цикличность тепловых процессов.



Межгодовые колебания годового теплооборота: 1 — разрез 2-с (атлантический поток); 2 — разрез «Нордкап — Медвежий»

Годовой теплооборот можно рассматривать как показатель мощности цикла тепловых процессов, который зависит от адвективного переноса тепла и холода, интенсивности взаимодействия с атмосферой и устойчивости водных масс.

На основе анализа сезонной и межгодовой изменчивости величин теплосодержания и годового теплооборота, измеренных на стандартных разрезах Норвежского моря, была сделана попытка разработать прогностические схемы с большой заблаговременностью. Для этой цели был применен динамико-статистический метод прогноза макропроцессов в гидрометеорологии, предложенный Ю. М. Алехиным [1—2]. Математический аппарат динамико-статистического метода основан на предположении о стационарности процессов во времени.

Точность прогнозов, рассчитанных по внутрирядной корреляционной функции и числом предшествующих членов рассматриваемого гидрометеорологического элемента, должна возрастать с увеличением продолжительности ряда наблюдений. Однако практический опыт прогнозирования на основе динамико-статистического метода показывает, что этот метод оказывается эффективным при длине ряда 60—70 членов. Это происходит из-за нестационарности макропроцессов, когда при очень длительной предыстории процесса ошибка прогноза оказывается несколько больше, чем при длине ряда 60—70 членов.

Таким образом, при использовании динамико-статистического метода необходимо учитывать две противоположные тенденции: с одной стороны, для повышения точности прогнозов необходимо повысить точность расчета корреляционной функции, что достигается увеличением объема выборки, а с другой стороны — для уменьшения влияния нестационарности объем выборки не должен быть большим. Чтобы этих противоречий не было, нужно определить оптимальную продолжительность исходного ряда наблюдений, при которой наилучшим образом сочетались бы две эти тенденции.

Поиск оптимальной продолжительности ряда наблюдений для прогноза динамико-статистическим методом проводится путем численных экспериментов. Выбор оптимального периода предыстории по максимальному коэффициенту корреляции между фактическими и прогнозируемыми величинами может оказаться недостаточным, потому что для нестационарных процессов можно получить высокие значения коэффициентов корреляции при наличии систематической ошибки.

В качестве дополнительного условия выбора оптимального периода предыстории можно использовать минимальное значение критерия случайности, вычисленного по формуле

$$\delta_{(n)} = \frac{D_1}{D_2}, \quad (1)$$

где D_1 — дисперсия ошибок прогнозов; D_2 — дисперсия ряда при учете n членов предыстории; $\delta_{(n)}$ — дисперсионное отношение.

Важным условием применимости динамико-статистического метода к тем или иным рядам следует считать вычисление среднего периода автокорреляционной функции (t_R) по эмпирической формуле Алехина:

$$t_R = \frac{2(\tau_{\text{noc}} - \tau_1)}{N-1}, \quad (2)$$

где $\tau_{\text{пос}}$ — последнее пересечение автокорреляционной функции с горизонтальной осью; τ_1 — первое пересечение автокорреляционной функции с горизонтальной осью; N — число пересечений автокорреляционной функции.

Итак, динамико-статистический метод прогноза основан на учете внутренних закономерностей развития величин теплосодержания и годового теплооборота. Численная реализация прогноза по рассматриваемому методу сводится к решению систем линейных равенств:

$$q_{\tau} = \sum_{i=1}^n k_i(\tau) \cdot q_{\tau-i} = k_1 \cdot q_{\tau-1} + k_2 \cdot q_{\tau-2} + \dots + k_n \cdot q_{\tau-n}, \quad (3)$$

где $k_{(\tau)}$ — функция обратной связи ряда $Q(\tau)$; $q_{\tau-1}, q_{\tau-2}, \dots, q_{\tau-n}$ — отклонения от нормы прогнозируемых характеристик в предшествующий период.

Функция обратной связи $k(\tau)$ вычисляется методом Гаусса по корреляционным функциям путем решения системы уравнений вида

$$\begin{aligned} k_1 R_0 + k_2 R_1 + k_3 R_3 + \dots + k_n R_{n-1} &= R_1 \\ k_1 R_1 + k_2 R_0 + k_3 R_1 + \dots + k_n R_{n-2} &= R_2 \\ \dots & \\ k_1 R_{n-1} + k_2 R_{n-2} + k_3 R_{n-3} + \dots + k_n R_0 &= R_n. \end{aligned} \quad (4)$$

При выборе длины исходного ряда необходимо установить число членов ряда, при котором корреляционная функция имеет наибольшую устойчивость и максимальный средний период. Опыт разработки прогнозов температуры воды на стандартных разрезах Баренцева моря в районах судов погоды в Северной Атлан-

тике, в 5-градусных квадратах Норвежского моря и акватории Северной Атлантики показал, что при составлении прогнозов на 1—2 шага вперед были получены положительные результаты. Критерий надежности метода выполняется во всех рассмотренных районах [6].

В табл. 1 приведены в качестве примера фактические материалы по экстремальным величинам энтальпии и годовому теплообороту для двух разрезов.

Таблица 1

Максимальные и минимальные величины энтальпии и годового теплооборота, ккал/см²

Разрез 2-с (атлантический поток)				Разрез Нордкап-Медвежий		
годы	$Q_{\min}$	$Q_{\max}$	Ω	$Q_{\min}$	$Q_{\max}$	Ω
1971	160	210	50	72	120	49
1972	151	196	45	86	128	42
1973	155	188	33	96	122	26
1974	162	185	33	82	124	42
1975	162	194	32	85	124	39
1976	157	201	44	85	120	35
1977	156	194	38	68	102	34
1978	161	193	32	60	104	44
1979	151	194	43	66	113	47
1980	149	181	32	79	117	38
1981	158	204	46	70	109	39
1982	165	206	41	76	116	40
1983	160	195	35	92	128	36
1984	151	197	46	86	118	32
1985	168	200	32	82	117	35
1986	163	177	14	66	116	50
1987	162	208	46	72	110	38
1988				78	118	40
1989				80	136	56
1990						

Ряды средних месячных величин энтальпии деятельного слоя выбирались от 40 членов до 64 и охватывали период с мая 1982 г. по декабрь 1987 г. Для сезонных величин энтальпии исходный ряд охватывал период с начала 1970-х гг., а для годового внутреннего теплооборота с 1951 г.

Вычисления производились на ЭВМ ЕС-1022 для семи вариантов, т. е. при различном $n_{\text{опт}}$. В качестве прогнозируемой величины принимался тот вариант, при котором в методических прогнозах достигалась максимальная обеспеченность. В табл. 2—4 представлены некоторые результаты методических прогнозов как среднемесячных и среднеквартальных величин теплосодержания, так и годового внутреннего теплооборота по разрезам, наиболее обеспеченным материалами наблюдений.

Таблица 2

Результаты методических прогнозов ряда среднемесячных величин теплосодержания деятельного слоя с мая 1982 г. по декабрь 1987 г.

Разрез 5-с (Норвежское течение)				Разрез 5-с (Восточно-Исландское течение)			
N	$n_{\text{опт}}$	R	$P\%$	N	$n_{\text{опт}}$	R	$P\%$
40	19	0,87	81,0	40	13	0,94	92,6
48	26	0,90	91,0	48	11	0,88	89,2
52	26	0,88	80,7	52	19	0,85	75,8
56	22	0,86	76,5	56	7	0,80	81,6
60	28	0,90	81,2	60	12	0,84	89,6
64	27	0,86	73,0	64	15	0,86	85,7
64	30	0,86	73,5				

Разрез 9-с (западная ветвь)				Разрез 8-с (средняя ветвь)			
N	$n_{\text{опт}}$	R	$P\%$	N	$n_{\text{опт}}$	R	$P\%$
40	12	0,69	71	40	12	0,73	71,4
44	17	0,77	66	44	20	0,81	79
48	16	0,64	68,7	48	20	0,80	75
52	25	0,67	74,7	52	23	0,78	65
56	26	0,70	73	56	17	0,74	66,7
60	30	0,75	60	60	30	0,89	80
64	20	0,79	68	64	30	0,85	73,5

Примечание. N — длина ряда; $n_{\text{опт}}$ — оптимальное число членов в прогностическом уравнении; R — коэффициент корреляции между $Q_{\text{факт}}$ и $Q_{\text{прогн}}$; P — обеспеченность метода.

Анализируя табл. 2 можно заметить, что только для Восточно-Исландского течения наилучшие результаты получены при оптимальном числе членов прогностического уравнения, равном

11—13. Для трех других разрезов, режим которых определяется Норвежским течением и его ветвями, оптимальное число членов, как правило, составляет 20—28. Можно полагать, что для атлантических вод основным циклом, определяющим тепловой режим, является квазидвухлетний цикл колебаний, который динамико-статистическим методом вполне удовлетворительно прогнозируется.

В табл. 3 представлены результаты методических испытаний для средних квартальных величин теплосодержания для двух рядов. Для Атлантического потока оптимальное число членов также получилось равным 23—27, но обеспеченность метода значительно ниже, ибо при таком осреднении величин теплосодержания, видимо, определяющим циклом будет 6—7-летний цикл, неоднократно отмеченный в работах [4—6].

Таблица 3

Результаты методических прогнозов двух рядов средних квартальных значений теплосодержания деятельного слоя

Разрез 2-с (атлантический поток)				Разрез 2-с (смешанные воды)			
<i>N</i>	<i>n</i> _{опт}	<i>R</i>	<i>P</i> %	<i>N</i>	<i>n</i> _{опт}	<i>R</i>	<i>P</i> %
40	27	0,65	72,2	40	23	0,85	76,5
44	24	0,67	55,0	44	26	0,69	72,2
48	25	0,56	34,0	48	29	0,86	84,2
52	25	0,62	51,8	52	30	0,85	81,8
56	23	0,57	57,6	56	29	0,82	77,8
60	23	0,60	56,7	60	30	0,77	63,3
64	26	0,59	63,2	64	30	0,77	61,7

Аналогичной проверке были подвергнуты несколько рядов годового внутреннего теплооборота на стандартных разрезах, хотя здесь встретились большие трудности, связанные с отсутствием систематических наблюдений в течение длительного времени, без пропусков. В качестве примера в табл. 4 приведены результаты методических испытаний на разрезах «Нордкап-Медвежий» и «Кольский меридиан».

Анализ табл. 4 подтверждает ранее полученные по теплосодержанию значения оптимального числа членов прогностического уравнения, равного 27—30. Однако эти ряды формировались как приход и расход тепла за каждый год, следовательно, здесь основным определяющим циклом может быть 11—14-летний цикл колебаний тепловых процессов.

Таблица 4

Результаты методических прогнозов годового теплооборота

Разрез «Нордкап-Медвежий»				Разрез «Кольский меридиан»			
N	$n_{\text{опт}}$	R	P%	N	$n_{\text{опт}}$	R	P%
40	28	0,82	58	40	25	0,87	80
44	30	0,88	78,6	44	27	0,75	58
48	29	0,90	84,2	48	24	0,75	54
52	27	0,77	76,0	52	28	0,81	66
56	30	0,83	84,6	56	30	0,83	65,4
60	27	0,83	72,7	60	30	0,81	63
64	30	0,83	70,6	64	30	0,80	70,1

Представляет интерес рассмотреть проверку прогноза годового теплооборота, составленного в оперативном порядке на 1988—1989 гг. (табл. 5).

Таблица 5

Прогнозируемые и фактические величины аномалий годового теплооборота, ккал/см²

Разрез «Кольский меридиан»			Разрез «Нордкап-Медвежий»	
Годы	$\Delta Q_{\text{прог.}}$	$\Delta Q_{\text{факт.}}$	$\Delta Q_{\text{прог.}}$	$\Delta Q_{\text{факт.}}$
1988	-7,0	-8,0	-4,0	-5,0
1989	6,0	9,0	8,0-9,0	11,0

В результате проделанной работы по анализу межгодовой изменчивости энтальпии и годового теплооборота, а также применению динамико-статистического метода к долгосрочному прогнозированию этих характеристик можно сделать вывод о перспективности такого подхода к прогнозу тепловых процессов в Норвежском море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Л., изд-во ЛГУ, 1963. — 86 с.
2. Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования. — Тр. ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.
3. Будыко М. И. Изменение климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 280 с.
4. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 168 с.

5. Зубакин Г. В. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 159 с.
6. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 165 с.
7. Скриптунова Л. И. Методы морских гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 279 с.

УДК 551.556.2 : 551.509.33

А. И. УГРЮМОВ (Гидрометеиздат), М. М. ЗУБОВА (ЛГМИ)

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Исследование особенностей формирования температурного поля в северной части Атлантического океана ($40-65^{\circ}$ с.ш.) позволило установить основные факторы, влияющие на тепловой режим океана, и оценить их роль в его формировании [2, 3, 4]. Работа [5] посвящена выявлению очагов однородной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике (5 до 65° с.ш.). Были выделены четыре района однородной крупномасштабной изменчивости температуры поверхности воды (ТПВ) — тропический, атлантический, очаги в Северном и Саргассовом морях. Показано, что колебания ТПВ в антициклоническом однородном очаге, расположенном в районе Северо-Атлантического течения, находятся в одной фазе с изменчивостью температуры поверхности воды в тропическом очаге, расположенном в восточной части антициклонического кольца. Кроме того, атлантический очаг однородной изменчивости ТПВ совпадает с атлантическим информативным районом [6]. В соответствии с [6] информативными районами называются такие районы, колебания температуры воды в которых в наибольшей степени отражают крупномасштабные изменения теплового режима океана. Эти районы находятся под влиянием главных течений (Гольфстрима, Северо-Атлантического и Норвежского) и колебания температуры в них являются следствием крупномасштабной циркуляции вод. Эти колебания носят циклический характер с нестационарным периодом от 7 до 16 мес. Они распространяются на всю систему теплых течений со скоростью, близкой к скорости этих течений, т. е. имеют циркуляционную адвективную природу.

В соответствии с вышеизложенным, наличие очага однородной изменчивости ТПВ в восточной части антициклонического кольца вблизи Северо-пассатного течения позволяет предположить, что крупномасштабные колебания температуры воды в этом районе также связаны с крупномасштабной циркуляцией вод, т. е. носят адвективный характер.

Исследования, проведенные ранее для атлантической и норвежской информативных областей [2, 3, 4], показали, что наряду с адвекцией большую роль в формировании аномалий температуры воды (ΔT_w) в этих областях играет также радиационный фактор. Поэтому в данном исследовании основное внимание было уделено оценке влияния именно этих факторов на формирование ΔT_w в восточной части антициклонического круговорота Северной Атлантики.

Для выявления роли радиационного фактора был произведен расчет взаимно корреляционных функций между аномалиями облачности (ΔS) и аномалиями температуры воды (ΔT_w) с временным сдвигом $\tau=0..5$ сезонов. При этом ΔT_w в каждой из точек (узлы сетки $5 \times 10^\circ$) коррелировались с ΔS во всех точках поля (69 точек). Анализ взаимно корреляционных матриц показал, что для ряда точек внутри выделенной области в антициклоническом круговороте (рис. 1) характер связей примерно одинаков. Для анализа была выбрана наиболее характерная для этой области точка ($\varphi=30^\circ$ с. ш., $\lambda=30^\circ$ з. д.). (Среднемесячная температура воды, вычисленная для всего района, близка к среднемесячной температуре в этой точке). На основании взаимно корреляционных матриц с центром корреляции в этой точке были построены карты пространственного распределения коэффициентов корреляции для всех исходных сезонов по облачности в I—II, III—IV мес., ... со сдвигом во времени значений ΔT_w , $\tau=0, 1, 2$ сезона (рис. 1).

Анализ всех карт распределения коэффициентов корреляции показал, что уже начиная с III—IV мес. идет интенсивный прогрев поверхности океана. Отрицательные связи со значимыми коэффициентами корреляции имеют место для исходного сезона по облачности в III—IV мес. со сдвигом $\tau=2$ сезона (рис. 1, а), для V—VI мес. со сдвигом $\tau=1$ сезон (рис. 1, б) и для VII—VIII со сдвигом $\tau=0$ сезонов (рис. 1, в). Таким образом, облачность в III—IV, V—VI, VII—VIII мес. с разными сдвигами наиболее тесно связана (оказывает влияние) с температурой поверхности воды в июле-августе.

Отрицательные значимые связи в этом случае охватывают обширный район вокруг центра корреляции (от 15 до 35° с. ш.). Это связано с тем, что поле облачности на большом пространстве над этим районом однородно [7].

Для выявления роли адвективного фактора в формировании ΔT_w исследовались связи между ΔT_w в заданной точке и ΔT_w в точках, расположенных против течения, поскольку только в этом случае связи при сдвигах $\tau > 0$ имеют физический смысл. В. В. Шулейкиным в [9] был сделан вывод о существовании колебаний интенсивности течений антициклонического кольца Северной Атлантики с периодом 14,2 мес. А. И. Угрюмовым и М. С. Лобановой было показано, что для всех районов Северной Атлантики, расположенных вблизи основных течений, имеют

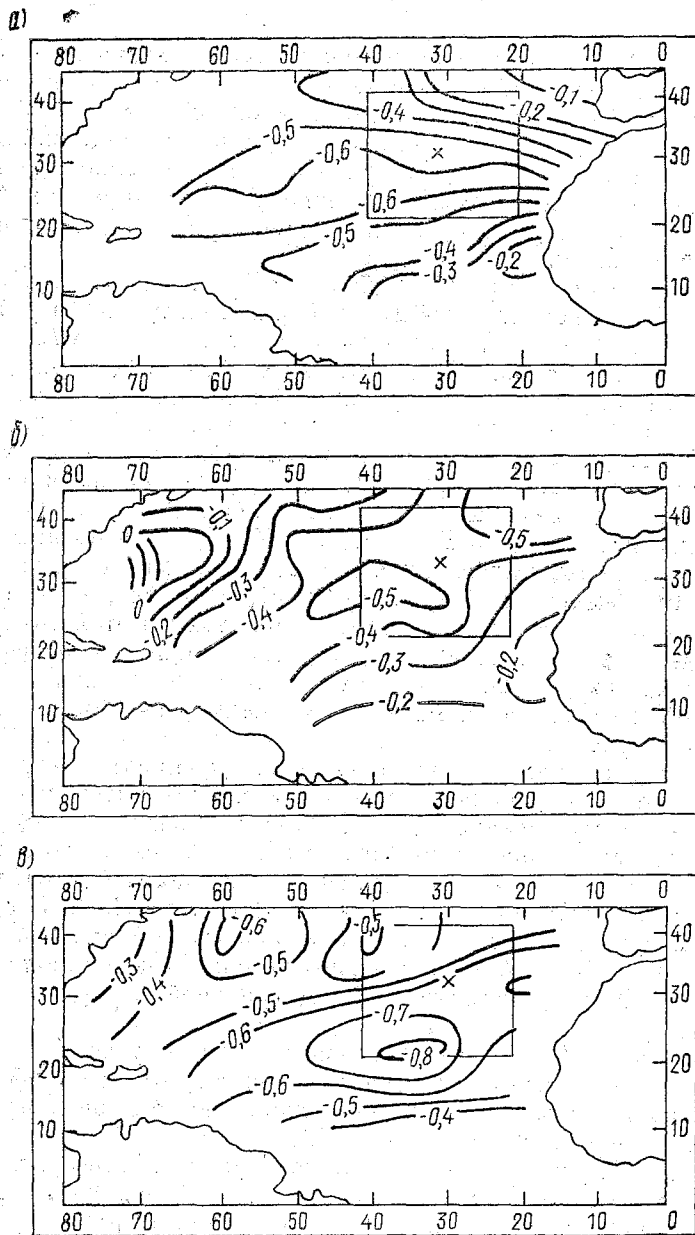


Рис. 1. Асинхронная корреляция аномалий общего количества облачности $S(t)$ в Северной Атлантике и аномалий температуры воды $\Delta T_w(t+\tau)$ в точке $\varphi=30^\circ$ с. ш., $\lambda=30^\circ$ з. д.:
 а — сезон III—IV, $\tau=2$ сезона; б — сезон V—VI, $\tau=1$ сезон;
 в — сезон VII—VIII, $\tau=0$ сезонов

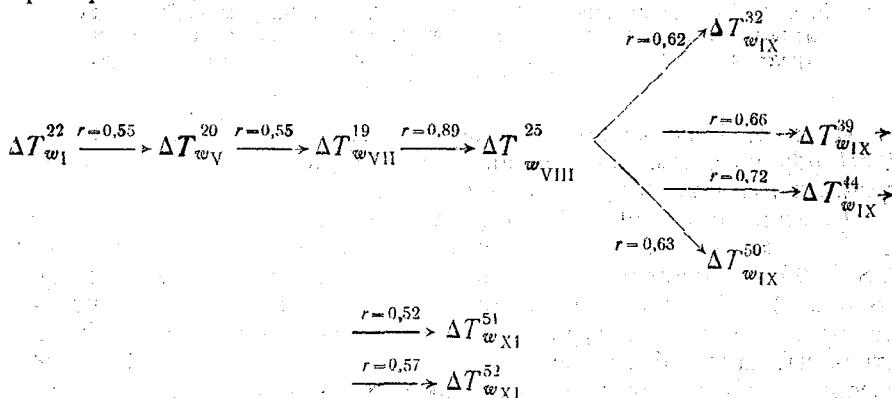
место хорошо выраженные циклические колебания температуры воды от 7 до 16 мес.

Для выделения адвективной составляющей с диапазоном периодов от 7 до 16 мес. в соответствии с [6] ряды аномалий температуры воды были отфильтрованы с помощью полосового фильтра, позволяющего исключить значительную часть дисперсии и тренда короткопериодных колебаний, после чего был проведен взаимно корреляционный анализ аномалий температуры воды для точек, расположенных вдоль течений антициклонического кольца.

Результаты расчетов показали, что наиболее тесная корреляционная связь наблюдается между соседними по течению точками со сдвигом 2—3 мес., что примерно соответствует скорости течения 25—35 см/с. Этот результат согласуется с данными по скорости в этом районе, помещенными в Атласе океанов [1]. Отсюда следует, что крупномасштабные ΔT_w , сформированные под влиянием локальных факторов в антициклоническом кольце, переносятся со скоростью течения.

Этот механизм не объясняет, конечно, возникновения всего спектра колебаний ΔT_w , поскольку полосовая фильтрация ограничивает диапазон колебаний ΔT_w периодом 7—16 мес. Однако именно в этом диапазоне колебаний проявляется адвективный перенос очагов ΔT_w течениями.

По результатам расчетов корреляционных матриц и карт пространственного распределения коэффициентов корреляции для разных сдвигов во времени (τ) были построены возможные траектории движения очагов ΔT_w в восточной части антициклонического кольца течений. При этом использовались только те связи, которые характеризовались коэффициентами корреляции выше уровня значимости. Карты траекторий (рис. 2) позволили проследить перемещение водной массы и изменения ΔT_w от месяца к месяцу в Северо-Атлантическом, Канарском и Северном пассатном течениях. Построение карт траекторий поясним на следующем примере:



Эта цепочка связей показывает, что аномалия ΔT_w сформированная в точке 22 в январе месяце, последовательно перемещаясь по течению, оказывает влияние на формирование температуры воды в последующие месяцы в других точках, лежащих ниже по течению. Интересно отметить, что точка 22 совпадает с квадратом, принятым в работе [8] в качестве исходного, в котором формируются очаги крупномасштабных колебаний температуры поверхности воды. Этот район находится на развилке Гольфстрима. В [8] показано, что крупномасштабные очаги ΔT_w перемещаются из исходного квадрата по Северо-Атлантическому и Норвежскому течениям, вызывая локальные адвективные изменения ΔT_w с соответствующими периодами. Восточная же ветвь Гольфстрима, как это следует из приведенной выше цепочки, является началом адвекции ΔT_w в системе антициклонического круговорота.

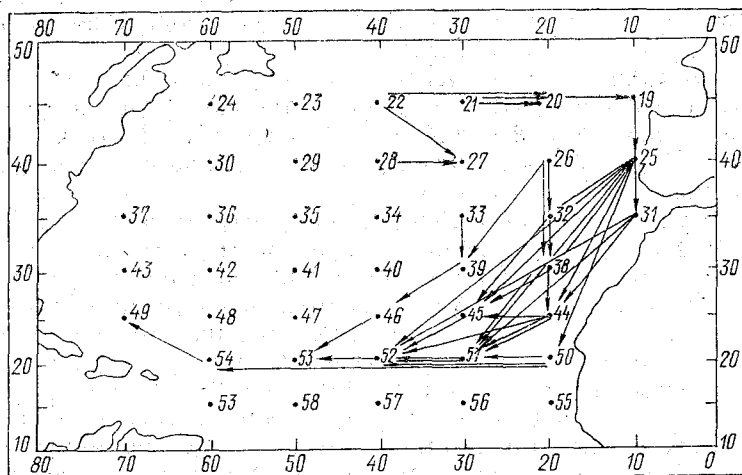


Рис. 2. Корреляционная связь аномалий температуры воды между точками, расположенными по течению, июль — август, $\tau=2-3$ мес. Стрелками указаны связи между точками с коэффициентами корреляции $>0,50$

В табл. 1 показано влияние радиационного и адвективного факторов на формирование аномалий температуры воды для отдельных точек исследуемого района.

Таблица построена по результатам анализа взаимно корреляционных матриц. По взаимно корреляционным матрицам $\Delta S - \Delta T_w$ выявлены те сезоны года (отмечены черными кружочками), облачность в которых оказывает наибольшее влияние на развитие температуры воды в последующие сезоны (конеч стрелки). Для облачности (радиационный фактор) исходные сезоны отмечены только с максимальным влиянием. Например,

для точки 39 максимальные значения коэффициента корреляции соответствуют исходному сезону по облачности в III—IV мес. со сдвигом $\tau=2$ сезонам, т. е. облачность в III—IV мес. оказывает наибольшее влияние на величину температуры воды в VII—VIII мес. Облачность в V—VI мес. оказывает наибольшее влияние на температуру воды ($\tau=1$ сезон) также в VII—VIII мес., а облачность в IX—X мес. на температуру воды в XI—XII мес. (табл. 1). Влияющие сезоны, связанные с адвективным фактором, определялись аналогичным образом по взаимно корреляционным матрицам $\Delta T_{wi} - \Delta T_{wj}$ с учетом переноса ΔT_w течениями антициклонического круговорота (рис. 2).

Таблица 1

Основные факторы, определяющие формирование сезонных аномалий температуры воды в восточной части антициклонического круговорота (в точках 39 и 52)

Фактор	Районы (узлы сетки $5 \times 10^\circ$)	Сезоны					
		I—II	III—IV	V—VI	VII—VIII	IX—X	XI—XII
Солнечная радиация (облачность)	39		● →	● →		● →	
	52	● →	● →				
Адвекция тепла те- чениями в антицкло- ническом кру- говороте (взаимная корреляция ΔT_w)	39		● →				
	52	● →	● →	● →			

Степень влияния радиационного и адвективного факторов на формирование аномалий температуры воды показана в табл. 2.

Табл. 2 показывает, какую часть дисперсии сезонных аномалий ΔT_w в данном районе определяет воздействие каждого из указанных факторов. Величина D_i , выражающая часть дисперсии, получена по соотношению

$$D_i = r^2 (\Delta T_w, \Delta x_i) 100,$$

где $r(\Delta T_w, \Delta x_i)$ — коэффициент корреляции между ΔT_w в данном районе и аномалией влияющего фактора, определялся по соответствующим взаимно корреляционным матрицам. Величина D_i в табл. 2 указана в те сезоны, когда наступает реакция ΔT_w в данной точке на воздействия влияющих факторов.

Таблица 2

Влияние радиации и адвекции тепла течениями на формирование аномалий температуры воды в восточной части антициклонического круговорота D_i (в % дисперсии ΔT_w)

Фактор	Районы	Сезоны					
		I—II	III—IV	V—VI	VII—VIII	IX—X	XI—XII
Солнечная радиация (облачность)	39			7	30	16	30
	52	29			14	31	
Адвекция тепла течениями	39				64	41	
	52						

Из табл. 2 следует, что в летний и осенний сезоны суммарный вклад радиационного и адвективного факторов в формирование ΔT_w в точке 52 составляет более 70%.

Рассмотрим возможность использования полученных результатов для составления фонового прогноза аномалий температуры воды в юго-восточной части антициклонического кольца. Для прогноза были выбраны две характерные точки: одна на стрежне Северо-пассатного течения ($\varphi=20^\circ$ с.ш., $\lambda=40^\circ$ з.д., точка 52) и вторая ($\varphi=30^\circ$ с.ш., $\lambda=30^\circ$ з.д., точка 39), расположенная в центре восточной части круговорота. Из табл. 2 следует, что наиболее благоприятными для прогноза являются сезоны (VII—VIII) и (IX—X). На основе асинхронных связей аномалий температуры воды с облачностью и адвективных связей построены прогностические зависимости вида: $y=f(x)$.

Для прогноза аномалий температуры воды в точке 39 в сезон VII—VIII мес. в качестве предиктора использовалась облачность в точке 32 в сезон III—IV мес. (табл. 1) ($\tau=2$ сезона), $r=-0,51$.

Уравнение регрессии имеет вид

$$\Delta T_w = -0,27 \Delta S. \quad (1)$$

Для прогноза ΔT_w в сезон XI—XII мес. использовалась облачность в той же точке в сезон IX—X мес. ($\tau=1$ сезон), $r=-0,55$,

$$\Delta T_w = -0,20 \Delta S. \quad (2)$$

Для прогноза ΔT_w в точке 52 в сезон IX—X мес. в качестве предиктора использовалась облачность в сезон V—VI мес. в точке 51, ($\tau=2$ сезона), $r=-0,55$,

$$\Delta T_w = -1,42 \Delta S. \quad (3)$$

Выше было показано, что крупномасштабные колебания ΔT_w распространяются вдоль течений антициклонического круговорота с характерными для этого течения скоростями, т.е. имеют адвективную природу. Локальные изменения ΔT_w (с полной дисперсией) за счет адвекции в общем виде выразятся:

$$\frac{\partial \Delta T_w}{\partial t} = -U \frac{\partial \Delta T_w}{\partial x}, \quad (4)$$

где U — скорость течения; $\frac{\partial \Delta T_w}{\partial x}$ — градиент аномалии температуры воды вдоль течения.

Представим уравнение (4) в разностной форме

$$\frac{\Delta T_{t+\tau}^B - \Delta T_t^B}{\tau} = -\frac{S}{\tau} \cdot \frac{\Delta T_t^B - \Delta T_t^A}{S}$$

или

$$\Delta T_{t+\tau}^B - \Delta T_t^B = \Delta T_t^A - \Delta T_t^B, \quad (5)$$

где t — исходный сезон; S — расстояние между точками A и B ; τ — время добегания ΔT_w из района A в район B .

Рассматривается район A в качестве исходного.

Введем следующие обозначения:

$$\Delta T_{t+\tau}^B - \Delta T_t^B = \delta \Delta T_w(B),$$

$$\Delta T_t^A - \Delta T_t^B = \Delta T_w(A-B)$$

и оценим корреляционную связь между $\delta \Delta T_w(B)$ и $\Delta T_w(A-B)$. В качестве исходного для прогноза ΔT_w в точке 52 на VII—VIII мес. принималось значение ΔT_w в точке 19 в сезон III—IV мес. Для прогноза ΔT_w на сезон IX—X мес. в той же точке в качестве исходной величины принималось значение ΔT_w в сезоны III—IV и V—VI мес. также в точке 19 (рис. 1).

На рис. 3 представлен график корреляционной зависимости между разностью ΔT_w в VII—VIII и III—IV мес. в точке 52 и между разностью ΔT_w в III—IV мес. в точках 19 и 52. Коэффициент корреляции в этом случае равен $r=0,80$. Аналогичные гра-

фики были построены и для других сезонов. Уравнения регрессии для прогноза изменения ΔT_w в точке 52 имеют вид

$$\Delta T_{(VII-VIII)}^{52} - \Delta T_{(III-IV)}^{52} = 0,93 (\Delta T_{(III-IV)}^{19} - \Delta T_{(III-IV)}^{52}),$$

$$\Delta T_{(IX-X)}^{52} - \Delta T_{(V-VI)}^{52} = 0,84 (\Delta T_{(V-VI)}^{19} - \Delta T_{(V-VI)}^{52}),$$

$$\Delta T_{(IX-X)}^{52} - \Delta T_{(III-IV)}^{52} = 0,78 (\Delta T_{(III-IV)}^{19} - \Delta T_{(III-IV)}^{52}).$$

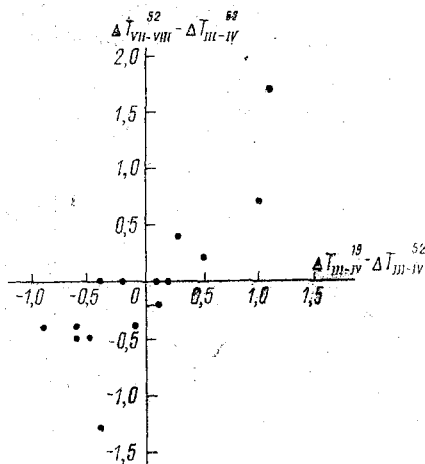


Рис. 3. Зависимость временных изменений средней сезонной аномалии температуры воды в точке 52 ($\Delta T_{VII-VIII}^{52} - \Delta T_{III-IV}^{52}$) от разности аномалий температуры воды вдоль Канарского течения ($\Delta T_{III-IV}^{19} - \Delta T_{III-IV}^{52}$)

Прогноз ΔT_w в районе 52 точки по адвективным изменениям температуры в соответствии с принятым выше обозначением выражается:

$$\Delta T_{w(VII-VIII)}^{52} = \Delta T_{w(III-IV)}^{52} + \delta_1 \Delta T_w, \quad (6)$$

$$\Delta T_{w(IX-X)}^{52} = \Delta T_{w(V-VI)}^{52} + \delta_2 \Delta T_w, \quad (7)$$

$$\Delta T_{w(IX-X)}^{52} = \Delta T_{w(III-IV)}^{52} + \delta_3 \Delta T_w. \quad (8)$$

Полагая, что адвективный и радиационный факторы независимы, для окончательного прогноза на IX—X мес. суммируем результаты расчета по уравнениям (7) и (8) с результатом расчета по уравнению (3).

В табл. 3 показаны оценки прогнозов аномалий температуры воды, вычисленные по зависимому ряду.

Табл. 3 показывает, что и для района юго-восточной части антициклонического круговорота прогноз знака ΔT_w можно считать эффективным. Таким образом, предложенные уравнения позволяют составить долгосрочный прогноз знака аномалий температуры воды в энергоактивных зонах и в антициклоническом кольце, т. е. составить фоновый прогноз ΔT_w . Такое положение отражает общий уровень наших знаний о длительных тепловых процессах в океане.

Таблица 3

Оценки прогнозов аномалий температуры поверхности воды в юго-восточной части антициклонического круговорота (точки 39 и 52)

№ точки	Период прогноза	Предикторы	Число случаев	Оценки по знаку	
				p	превышение над случайным прогнозом, %
39	VII—VIII	ΔS , III—IV мес. в точке 32	17	0,41	20,6
	XI—XII	ΔS , IX—X мес. в точке 32	17	0,41	20,6
52	IX—X	ΔS , V—VI мес. в точке 51; адвекция в V—VI мес. в точке 19	17	0,41	20,6
		ΔS , V—VI мес. в точке 51; адвекция в III—IV мес. в точке 19	17	0,41	20,6
52	VII—VIII	адвекция в III—IV мес. в точке 19	16	0,50	25,0

Выводы

1. Исследованы основные факторы формирования аномалий температуры воды в юго-восточной части антициклонического кольца Северной Атлантики: радиационный — поглощение солнечной радиации океаном и адвективный — адвекция тепла в постоянных течениях.

2. Роль этих факторов в формировании ΔT_w различна в разные сезоны года. Наибольший их суммарный вклад (более 70%) в формирование ΔT_w имеет место в месяцы летнего и осеннего сезонов.

3. Предложены зависимости для прогноза ΔT_w , в которых предикторами являются общее количество облачности над цент-

ральными и южными районами Северной Атлантики и градиенты ΔT_w вдоль основных течений Канарского и Северо-пассатного. Эти зависимости позволяют составить фоновый прогноз ΔT_w на летний период с заблаговременностью 2—4 мес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — М.: изд. ГУНИО, 1977.
2. Зубова М. М., Угрюмов А. И. К вопросу о влиянии облачности на формирование долгосрочных аномалий температуры воды в Северной Атлантике. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 91, с. 23—37.
3. Угрюмов А. И., Зубова М. М., Тимофеева Н. В. Формирование длительных особенностей температурного поля океана и их прогноз. — Метеорология и гидрология, 1987, № 7.
4. Смирнов Н. П., Угрюмов А. И. Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в целях долгосрочных прогнозов. — Тр. ЛГМИ, 1982, вып. 78, с. 10—23.
5. Угрюмов А. И., Зубова М. М., Тимофеева Н. В., Зольников А. В. Об очагах однородной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике. — Тр. ЛГМИ, 1989, вып. 105.
6. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 176 с.
7. Угрюмов А. И., Зубова М. М., Тимофеева Н. В., Зольников А. В. Крупномасштабная изменчивость облачности в Северной Атлантике. — Метеорология и гидрология, 1988, № 5.
8. Угрюмов А. И., Коровин В. П., Гнидкин К. Л. Динамика крупномасштабных аномалий температуры воды в Северо-Атлантическом течении. — Гидрометеорологические процессы в промышленных районах Северной и Южной Атлантики. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 99.
9. Шулейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1969.

УДК 551.509.3

Б. Б. ЕЛЕКОЕВ (ЛГМИ)

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЗИМНИХ ОЧАГОВ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ОСАДКИ — ТЕМПЕРАТУРА НА ТЕРРИТОРИИ ЕТС В ВЕСЕННЕ-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

При выявлении асинхронной зависимости между тепловым состоянием Северной Атлантики в январе—марте и возможностью возникновения засух на юге ЕТС в весенне-летний период автором была показана целесообразность расчета аномалий температуры поверхности воды от среднего уровня двух предыдущих лет. На материале 1959—1982 гг. удалось выявить устой-

чивую зависимость возможности возникновения засух на юге ЕТС от развития отрицательных аномалий в Северной Атлантике. Было обращено внимание на то, что основное влияние на возникновение засух оказывает развитие отрицательных аномалий в западном секторе Северной Атлантики. Максимальной степени развития отрицательных аномалий соответствует наибольшая вероятность возникновения засух. В восточном секторе наблюдается обратная зависимость [1].

Анализ ежегодных карт изаномал сумм отрицательных аномалий за период с января по март для района Северной Атлантики, заключенного между 40° — 70° с. ш. и 10° в. д. — 70° з. д., показал, что межгодовые изменения сумм отрицательных аномалий происходят не за счет равномерно распределенного по площади Северной Атлантики повышения или уменьшения величины отрицательных аномалий, а за счет роста ее значений в ограниченных зонах или очагах похолодания.

Наибольшие значения дисперсии сумм отрицательных аномалий температуры в январе—марте наблюдаются в западном секторе, в районах, прилегающих к Ньюфаундленду. Второй максимум дисперсии расположен в Норвежском море.

Цель данной работы заключалась в анализе возможности изменений комплекса осадки — температура на юге ЕТС под влиянием изменений очагов отрицательных аномалий температуры воды.

На первом этапе исследования было произведено определение интервалов в годовом ходе изменения очагов отрицательных аномалий температуры поверхности воды Северной Атлантики, оказывающих наибольшее влияние на температуру и осадки на территории СССР в весенне-летний период. Выше упоминалось о существовании зависимости между степенью развития в январе-марте очагов похолодания в западном секторе Северной Атлантики и вероятностью возникновения засух на территории юга ЕТС в весенне-летний период (май-июнь). В связи с этим исследовался вопрос об изменении степени зависимости между состоянием поверхностных вод в Северной Атлантике и режимом температуры и осадков в период с мая по июль на юге ЕТС при изменении временного сдвига между процессами от года до нуля (синхронное сопоставление). Для характеристики состояния поверхностных вод в Северной Атлантике использовались отрицательные аномалии значений температуры поверхности воды за 1959—1983 гг., отсчитанные от среднего уровня двух предыдущих лет, сглаженные трехмесячным суммированием и рассчитанные для пятиградусных квадратов района Северной Атлантики, расположенного севернее 40° с. ш. (всего 52 квадрата). Данные об отрицательных аномалиях температуры поверхности воды [2] суммировались по всей акватории западного сектора и сопоставлялись с площадями (в процентах) распространения показателя комплекса осадки — температура для ЕТС за период май — июль

в следующей последовательности. Ежегодные (1959—1983 гг.) суммы отрицательных аномалий западного сектора за май—июль ($n-1$) года сопоставлялись с данными о площадях комплекса осадки—температура для юга ЕТС n -го года, т. е. производилось сопоставление с годовым сдвигом между причиной (состояния океана) и следствием. Например, данные об аномалии в западном секторе Северной Атлантики за V—VII мес. 1959 г. сопоставлялись с V—VII мес. 1960 г. для юга ЕТС, V—VII мес. 1960 с V—VII мес. 1961 и т. д. Аналогично VI—VII мес. ($n-1$) года сопоставлялся с V—VII мес. n -го года. И, наконец, V—VII мес. n -го года для западного сектора Северной Атлантики сопоставлялся с V—VII n -го года для юга ЕТС, т. е. производилось синхронное сопоставление. Результаты сопоставлений характеризовались коэффициентами корреляции, значения которых сведены в таблицу. Аналогичные расчеты были проведены для района Норвежского моря (таблица). На рис. 1 представлено изменение коэффициента корреляции, который отражает зависимость между комплексным показателем осадки—температура в мае—июле на юге ЕТС и суммой отрицательных аномалий в западном секторе и в Норвежском море при изменении сдвига от года до нуля (синхронное сопоставление).

Изменение коэффициента корреляции при изменении сдвига по времени от года до нуля

Западный сектор Северной Атлантики		Юг ЕТС		R	Норвежское море		Юг ЕТС		R
сезон, мес.	год	сезон, мес.	год		сезон, мес.	год	сезон, мес.	год	
V—VII	$n-1$	V—VII	n	0,11	V—VII	$n-1$	V—VII	n	0,19
VI—VIII	„	„	„	0,13	VI—VIII	„	„	„	0,17
VII—IX	„	„	„	0,15	VII—IX	„	„	„	0,11
VIII—X	„	„	„	0,07	VIII—X	„	„	„	-0,26
IX—XI	„	„	„	0	IX—XI	„	„	„	-0,10
X—XII	„	„	„	-0,17	X—XII	„	„	„	0,02
XI—X	„	„	„	-0,07	XI—I	„	„	„	0,28
XII—II	„	„	„	0,12	XII—II	„	„	„	0,43
I—III	n	„	„	0,53	I—III	n	„	„	0,46
II—IV	„	„	„	0,39	II—IV	„	„	„	0,32
III—V	„	„	„	0,33	III—V	„	„	„	0,09
IV—VI	„	„	„	0,21	IV—VI	„	„	„	0,07
V—VII	„	„	„	0,06	V—VII	„	„	„	0,05

Анализируя зависимость коэффициента корреляции в названных районах от сдвига по времени можно отметить следующее.

1. При годичном сдвиге и синхронном сопоставлении наблюдается одинаково низкая корреляция, т. е. влияние состояния температуры поверхностных вод на весенне-летний режим осадков и температуры воздуха на юге ЕТС практически отсутствует.

2. Максимальная корреляция и соответственно максимальное влияние на весенне-летний режим юга ЕТС оказывает период январь — март.

3. В период от VIII—X мес. до X—XII мес. коэффициент корреляции имеет отрицательные значения.

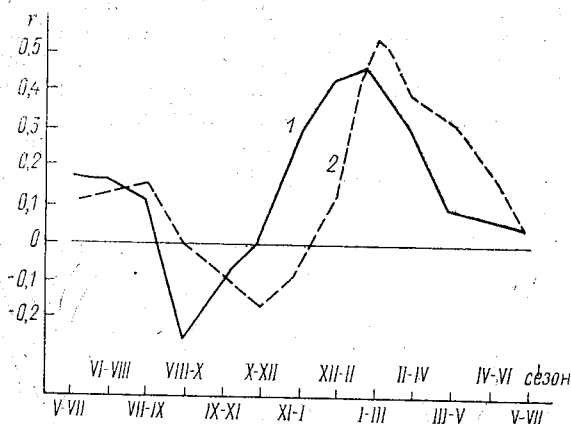


Рис. 1. Изменение корреляции между комплексным показателем осадки — температурой в мае — июле на юге ЕТС и суммой отрицательных аномалий в Западном секторе и в Норвежском море: 1 — Норвежское море; 2 — западный сектор Северной Атлантики

Полученные выводы об определяющей роли зимнего состояния Северной Атлантики на летнюю погоду ЕТС согласуются с оценками других авторов [3].

Исследовалось влияние различных широтных зон западного сектора на комплексный показатель осадки — температура юга ЕТС в мае — июле. Территория западного сектора была разделена на четыре широтные зоны: от 55 до 60° с. ш., от 50 до 55° с. ш., от 45 до 50° с. ш., от 40 до 45° с. ш.

Суммы отрицательных аномалий температуры воды подсчитывались в указанных широтных зонах для января-марта и коррелировались с показателем засухливости по А. В. Мещерской в мае — июле. Анализ показал, что корреляция уменьшается по мере продвижения к югу. Интересно, что широтная зона от 40 до 45° с. ш.,

для которой характерна наибольшая дисперсия и, соответственно, максимальная для западного сектора межгодовая изменчивость, не оказывает, практически, никакого влияния на площадь комплекса осадки — температура юга ЕТС. В связи с этим высказано предположение о том, что величина дисперсии и амплитуда межгодовой изменчивости не могут служить ориентиром для выявления районов воздействия на весенне-летний режим осадков и температуры на юге ЕТС.

Для определения районов Северной Атлантики, влияющих в зимний период на весенне-летний режим осадков юга ЕТС, для каждого из 52 пятиградусных квадратов Северной Атлантики была подсчитана корреляция между межгодовыми изменениями трехмесячных сумм отрицательных аномалий и упомянутыми выше данными о площади комплекса осадки — температура воздуха для юга ЕТС. На рис. 2 приводится карта изокоррелят Северной Атлантики. Анализ карты позволяет сделать вывод о том, что районы Северной Атлантики, влияющие на весенне-летний режим осадков юга ЕТС, расположены, в основном, к западу от оси Северо-Атлантического течения.

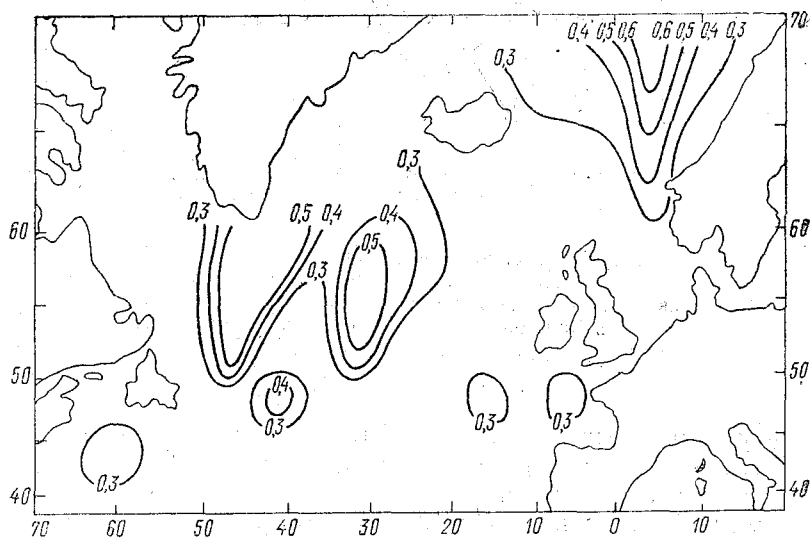


Рис. 2. Карта величины коэффициента корреляции между межгодовыми изменениями двухмесячных сумм отрицательных аномалий в пятиградусных квадратах и площадью комплекса осадки — температура для юга ЕТС

Какими причинами это вызвано? Согласно [4] к западу от оси Северо-Атлантического течения в январе наблюдается зона апвеллинга с максимумом скорости вертикальных движений вблизи южной оконечности Гренландии. Там же высказывается

мысль о возможном влиянии вертикальных движений в зоне апвеллинга на температуру поверхности океана. Возможно, в конечном итоге создаются предпосылки для формирования в январе — марте очагов отрицательных аномалий температуры воды, влияющих на весенне-летний режим осадков юга ЕТС. В этом случае совпадение местоположения районов, влияющих на юг ЕТС и зоны апвеллинга, вполне объяснимо.

В соответствии с картой изокоррелят (рис. 2) в области, расположенной к западу от Северо-Атлантического течения, было выделено три региона: область западного сектора, в которую были включены квадраты, заключенные между 60° и 45° с.ш., Норвежское море и промежуточная область, расположенная в основном в Фареро-Шетландском проливе.

В каждой из трех упомянутых областей Северной Атлантики были выделены пятиградусные квадраты со значимыми коэффициентами корреляции для которых затем вычислялись ежегодные суммы отрицательных аномалий в январе — марте. Полученные ряды сумм отрицательных аномалий температуры поверхности воды коррелировались за период 1959—1980 гг. с соответствующими рядами средних областных значений ГТК для 62 областей основной сельскохозяйственной зоны ЕТС [5]. В результате получены три карты изокоррелят, которые позволяют выделить зоны воздействия на величину ГТК на территории ЕТС упомянутых областей влияния в Северной Атлантике.

Анализ полученных карт изокоррелят показывает:

1) область влияния западного сектора оказывает воздействие, судя по величине значимых коэффициентов корреляции, на северо-запад ЕТС и область Нижнего и Среднего Поволжья. В этих областях наблюдается положительная корреляция;

2) область влияния в Норвежском море оказывает воздействие на район, образуемый Донецкой, Запорожской, Харьковской, Ворошиловградской, Ростовской областями, а также на район, образуемый Башкирской АССР (север), Среднеуральскими горными районами;

3) воздействие Фареро-Шетландского пролива распространяется главным образом на западные районы ЕТС и Верхнее Поволжье.

Полученные уравнения множественной линейной регрессии позволили по суммам отрицательных аномалий температуры воды в январе — марте в указанных трех районах рассчитать ежегодные значения ГТК в мае — июле для областей основной сельскохозяйственной зоны юга ЕТС.

Был выделен регион из 37 областей этой зоны, расположенный южнее линии Одесса — Тула — Горький — Пермь и наиболее подверженный засухам. Рассчитывалось среднее для этого района значение гидротермического коэффициента. Сопоставление межгодовых изменений среднего расчетного значения ГТК с соответствующими фактическими значениями ГТК, а также

с изменением комплекса осадки — температура юга ЕТС на рис. 3 показывает, что учет совместного воздействия трех районов Северной Атлантики позволяет объяснить основные особенности межгодового хода комплексных показателей температуры и осадков на юге ЕТС в мае — июле.

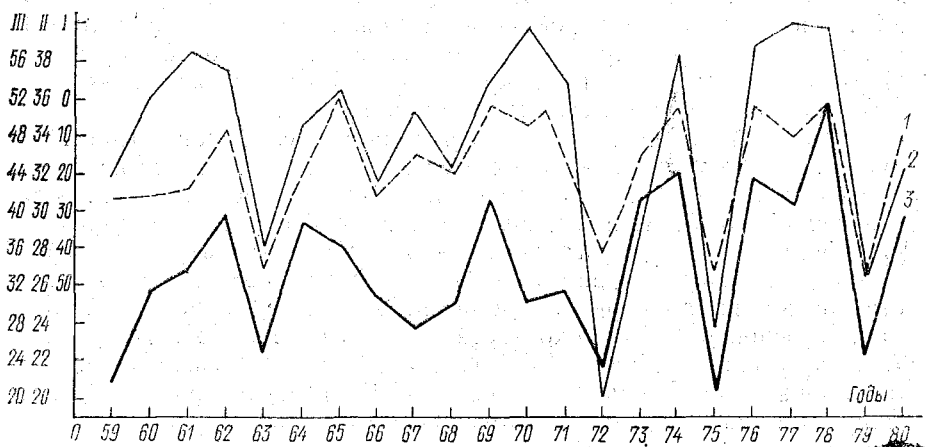


Рис. 3. Межгодовые изменения комплекса осадки — температура на юге ЕТС: 1 — комплекс осадки — температура на юге ЕТС; 2 — расчетные значения ГТК для 37 областей юга ЕТС; 3 — фактические значения ГТК для 37 областей юга ЕТС

ЛИТЕРАТУРА

1. Елеков Б. Б. Влияние аномалий температуры воды в энергоактивных районах на возможность возникновения засух на юге ЕТС. — В сб.: Исследование взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 91.
2. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. 1. — Обнинск: изд. ВНИИГМИ, Мировой центр данных, 1980. — 111 с.
3. Строкина Л. А., Чувашина И. Е., Юдин М. И. Изменение теплосодержания воды в Северной Атлантике как индикатор процессов с длительным последствием. — Метеорология и гидрология, 1983, № 4.
4. Бирман Б. А., Балашова Е. В. Климатические колебания скорости вертикальных движений в экмановском слое и их влияние на температуру поверхности океана. — Метеорология и гидрология, 1987, № 6.
5. Многолетние ряды средних областных комплексных метеорологических параметров для основной сельскохозяйственной зоны СССР 1891—1980 г. Л., изд. ГГО, 1985.

О ГОДОВОМ ЦИКЛЕ ВЛАЖНОСТИ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НАД ОКЕАНОМ

Влажность приводного слоя (ВПС) является одной из важнейших характеристик взаимодействия атмосферы и океана, глобального гидрологического цикла и энергетического баланса атмосферы. Основными источниками информации о ВПС служат эпизодические специализированные экспедиции и суда погоды, которых явно недостаточно для выполнения массовых расчетов и изучения пространственно-временной изменчивости ВПС. В связи с этим приходится рассчитывать, в основном, лишь на косвенные способы определения ВПС. В частности, в настоящее время известны различные варианты эмпирических формул (наиболее употребительные из них приведены в работе [4]), связывающих ВПС с определяющими и более доступными параметрами. Однако практически все эти формулы являются региональными и хорошо работают лишь при определенных масштабах осреднения.

Более общий подход к определению ВПС предложен в работе [3] и основан на использовании теории подобия и размерности. При этом перепад влажности в приводном слое, в наиболее общем виде, может быть представлен следующим образом:

$$\frac{\Delta e}{e_0} = \left[\frac{\rho (\nu^{\beta} \Delta T)^{\frac{2}{3}}}{e_0} \right]^p (A + B\psi)^{-2p/3} + C, \quad (1)$$

где ρ — плотность воздуха; e_0 — насыщающая упругость водяного пара при температуре поверхности океана, t_0 °C; $\Delta e = e_0 - e_z$ — перепад влажности в приводном слое; e_z — упругость водяного пара в приводном слое; $\Delta T = t_0 - t_z$ — перепад температур в приводном слое; t_z — температура воздуха, °C; ν — коэффициент вязкости; $\beta = ga_T$ — параметр плавучести; g — ускорение свободного падения; a_T — коэффициент термического расширения, определяемый по температуре воздуха, $-a_T = 1/T_z$; где T_z , K; $\psi = \nu \beta \Delta T / u_z^2$ — аналог числа Ричардсона; u_z — скорость ветра вблизи поверхности океана; A, B, C, p — эмпирически определяемые постоянные параметры.

Из формулы (1) следует, что ВПС зависит лишь от трех параметров: температуры воздуха, воды и скорости ветра.

Значения постоянных A, B, C и p могут быть определены на основе экспериментальных данных, состоящих из синхронных измерений влажности, скорости ветра, температуры воды и воздуха. Очевидно, что для определения постоянных A, B, C и p

достаточно рассмотреть некоторые предельные случаи, описываемые формулой (1), а именно: случай нейтральной стратификации при водного слоя ($\Delta T=0$), штиль ($u_z=0$) и штиль при нейтральной стратификации ($u_z=0$ и $\Delta T=0$). Формула (1) для этих случаев существенно упрощается и, соответственно, облегчается определение постоянных. Однако если подбор экспериментальных данных для оценки постоянных в формуле (1) при коротких периодах осреднения, вообще говоря, не представляет особых сложностей, то подбор их при среднемесячном и, тем более, годовом осреднении уже затруднителен.

Естественно, что с изменением периода осреднения роль различных факторов в формировании поля влажности не остается одинаковой.

Характерной особенностью формирования ВПС для годовых интервалов осреднения является то, что определяющим оказывается лишь один параметр, а именно, температура воздуха. При этом зависимость влажности от температуры воздуха аналогична зависимости насыщающей упругости водяного пара от температуры, описываемой известной формулой Магнуса:

$$e_z = d_0 \cdot 10^{\frac{d_1 t_z}{d_2 + t_z}}, \quad (2)$$

где d_0 , d_1 , d_2 — эмпирические коэффициенты.

Значения коэффициентов d_0 , d_1 и d_2 были определены по климатическим данным о температуре и влажности воздуха в более чем 40 районах, расположенных в различных физико-географических условиях Мирового океана [8]. Численные значения коэффициентов оказались равными $d_0=5,01$, $d_1=7,55$, $d_2=241,9$; при этом случайная погрешность определения составила $\approx 4\%$, а систематическая — 2% .

Следует иметь в виду, что, вследствие небольшого массива исходных данных, а также их разнородности, полученные значения указанных коэффициентов являются приближенными. Очевидно, их уточнение по мере накопления информации и увеличения ее достоверности не представляет каких-либо затруднений.

Оценим точность формулы (2) на независимых данных. Для этой цели воспользуемся значениями влажности и температуры по 5 судам погоды в Северной Атлантике за 1953—1972 гг. [1]. На рис. 1 приводится сопоставление фактических и рассчитанных по формуле (2) величин ВПС. Нетрудно увидеть, что вычисленные значения ВПС практически для всех судов погоды несколько ниже рассчитанных. Это свидетельствует о наличии систематической погрешности, которая оказалась равной — $2,3\%$, в то время как случайная погрешность составила $\approx 3\%$.

Заметим, что в работе [5] на основе анализа экспериментальных данных об эффективном излучении поверхности океана и

характеристик приводного слоя атмосферы получена формула для расчета влажности по температуре воздуха, имеющая вид

$$e_z = 1,33 \left[\left(\frac{14,637 \cdot 10^{-1} T_z^4 - 99}{18} \right)^{0,5} - 3,5 \right]^{3,237}, \quad (3)$$

где T_z — в Кельвинах. В диапазоне $0^\circ < t_z < 20^\circ \text{C}$ гПа различия между формулами (2) и (3) не превышают 0,2 гПа, то есть практически возможной погрешности расчета ВПС. Вне пределов этого диапазона формула (3) дает несколько меньшие величины ВПС по сравнению с формулой (2).

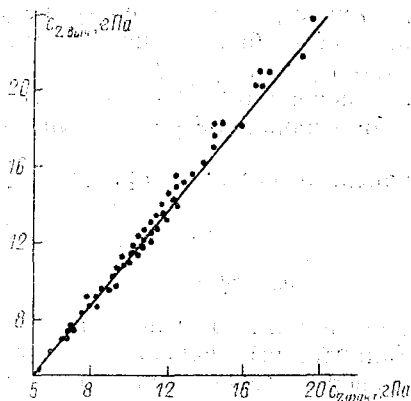


Рис. 1. Сравнение фактических ($e_{z\text{факт}}$) и вычисленных ($e_{z\text{выч}}$) по формуле (2) среднегодовых величин влажности приводного слоя по данным [1]

Отсюда следует, что формула (3) еще более занижает значения ВПС в низких широтах и, следовательно, носит более приближенный характер по сравнению с (2). Заметим также, что формула (3) была предложена вне зависимости от периода осреднения, поэтому ее использование для периодов осреднения менее годового приводит к увеличению ошибок в значениях ВПС.

При переходе от годового осреднения к более коротким периодам температура воздуха уже перестает быть главным фактором, определяющим поле ВПС. Поэтому вначале, основываясь на статистических приемах, оценим роль различных факторов в формировании поля перепада влажности (Δe) при среднемесячном осреднении. Как видно из формулы (1), такими факторами являются перепад температуры (ΔT) и скорость ветра (u_z).

Как было установлено в результате численных экспериментов, коэффициент корреляции между величинами Δe и ΔT для

различных судов погоды и сезонов года составляет 0,6—0,9 при среднем значении $\bar{r}_{\Delta e, \Delta T} = 0,77$, а между величинами Δe и u_z он изменяется от 0,3 до —0,3 при среднем значении $\bar{r}_{\Delta e, u_z} = -0,02$.

Для оценки значимости коэффициентов корреляции воспользуемся критерием $|r| > t_\alpha \sigma_r$, где t_α — параметр Стьюдента при заданном уровне значимости α (примем $\alpha = 0,05$) σ_r — ошибка коэффициента корреляции ($\sigma_r = (1 - r^2) \sqrt{n - 1}$). При $n = 20$ и $r_{\Delta e, u_z} = 0,3$, $t_\alpha \sigma_r = 0,43$, то есть даже максимальные коэффициенты корреляции между Δe и u_z оказываются незначимыми, что свидетельствует о случайности связи между перепадом влажности и скоростью ветра. Таким образом, при среднемесечном осреднении перепад влажности в приводном слое определяется лишь одним параметром — перепадом температуры.

Следовательно, обозначив безразмерный перепад влажности $\alpha_e = \frac{\Delta e}{e_0}$ и аналогичный перепад температуры $\alpha_T = \frac{\Delta T}{T_0}$, можно записать

$$\alpha_e = f(\alpha_T). \quad (4)$$

Это равносильно принятию гипотезы о том, что взаимное приспособление (адаптация) перепадов температуры и влажности воздуха в приводном слое значительно меньше месяца.

В результате анализа экспериментальных данных было установлено, что при пространственном осреднении среднемноголетних месячных величин α_e и α_T между ними обнаруживается связь, которая описывается соотношением [2]:

$$\langle \bar{\alpha}_e \rangle = (a_0 + a_1 \langle \bar{\alpha}_T \rangle)^{0,5}, \quad (5)$$

где a_0 и a_1 — коэффициенты, зависящие от физико-географических условий. Например, для умеренных и высоких широт Атлантического океана $a_0 = 0,0121$, а $a_1 = 10$; черта сверху означает осреднение за многолетний период, а скобки — пространственное осреднение. Погрешности расчета климатических месячных величин $\langle e_z \rangle$ в этом случае по формуле (5) составляют 5—6%.

Если среднемесечные величины α_e и α_T в конкретной точке акватории, в масштабе которой проводилось пространственное осреднение в формуле (5), представить в виде сумм осредненных величин и отклонений от них (α'_e и α'_T , соответственно) и принять гипотезу о пропорциональности отклонений α'_e отклонениям α'_T , то можно получить для определения среднемесечных величин ВПС следующую формулу [2]:

$$e_z = e_0 [1 - (\langle \bar{K} \rangle (\tau) d_T + c(\tau))], \quad (6)$$

где τ — месяц года; $\langle \bar{K} \rangle (\tau)$ — коэффициент пропорциональности между α'_e и α'_t , имеющий годовой ход, обусловленный различиями в амплитуде годовых колебаний перепадов температуры и влажности; $c(\tau)$ — эмпирическая функция времени.

Отчетливо выраженный сезонный ход $\langle \bar{K} \rangle (\tau)$ и $c(\tau)$ позволяет представить их в виде гармонических функций времени вида

$$f(\tau) = A_0 + A_1 \cos(\omega \tau + \varphi), \quad (7)$$

где A_0 — математическое ожидание соответствующей функции; A_1 — амплитуда годового хода; ω — круговая частота ($\omega = \frac{2\pi}{T}$, $T = 12$ мес.); φ — начальная фаза. Числовые значения этих параметров для $\langle \bar{K} \rangle (\tau)$ и $c(\tau)$ приведены в [2].

Проверка формулы (6) для Северной Атлантики показала, что она дает незначительную систематическую ошибку, порядка — 1%, а случайная ошибка, оцениваемая величиной σ_0 , составляет примерно 0,2—0,4 гПа, что составляет от 3 до 5%.

Достаточно широкую известность для расчета ВПС приобрела эмпирическая формула В. Г. Снопкова [6]:

$$e_z = 0,85 e_0 \cdot 0,91^{\Delta T}, \quad (8)$$

где ВПС определяется так же, как и по формуле (6) в зависимости от двух параметров: температур воды и воздуха. Из (7) следует, что при $\Delta T = 0$ $e_z = 0,85 e_0$. Таким образом, при нейтральной стратификации формулы (7) и (6) отличаются лишь величиной коэффициента при e_0 . Как показало сравнение формул (6) и (7), различия между ними в этом случае составляют $\approx 4,5\%$. В наиболее характерном для Мирового океана диапазоне изменчивости ΔT [1, 2°C] расхождения между (6) и (7) становятся минимальными (0,2 гПа). С увеличением параметра стратификации ($\Delta T > 2^\circ$) различия в значениях ВПС, вычисленных по (6) и (7) быстро увеличиваются и, например, при $\Delta T = 4^\circ \text{C}$ уже составляют $\approx 5\%$.

Для использования формулы (6) в любом районе акватории Мирового океана необходим учет региональности коэффициентов a_0 и a_1 в формуле (5) и $K(\tau)$ в формуле (6), что требует выполнения районирования Мирового океана по характеру годовых колебаний параметров приводного слоя.

Рассмотрим еще один способ определения влажности воздуха при среднемесячном осреднении, который может быть применен на всей акватории Мирового океана.

Для этого представим безразмерные среднемесячные перепады температуры и влажности в виде

$$\begin{aligned}\alpha_e &= \alpha_e'' + \tilde{\alpha}_e, \\ \alpha_T &= \alpha_T'' + \tilde{\alpha}_T,\end{aligned}\quad (9)$$

где волнистая черта сверху означает осреднение за год, а два штриха — отклонение от среднегодовой величины.

Связь между величинами $\tilde{\alpha}_e$ и $\tilde{\alpha}_T$ является следствием формулы (2).

Анализ эмпирических данных позволил установить, что в каждой отдельно взятой точке Мирового океана отклонения α_e'' и α_T'' пропорциональны друг другу, т. е.

$$\alpha_e'' = b \alpha_T'', \quad (10)$$

где b — коэффициент пропорциональности.

Заметим, что точность представления α_e'' в виде (10) оказывается очень высокой. Погрешность расчета среднемесячных величин α_e для отдельно взятой станции не превышает 2%.

В то же время было установлено, что даже большие случайные ошибки в определении коэффициента b очень мало сказываются на точности определения ВПС. При этом осреднение коэффициентов b по широтным зонам обеспечивает сглаживание их случайных колебаний, вследствие чего меридиональный профиль $[b]$ приобретает хорошо выраженную нелинейную зависимость от температуры воздуха:

$$[b] = 28,415 - 1,026 [\tilde{t}_z] + 0,025 [\tilde{t}_z]^2, \quad (11)$$

где квадратные скобки означают зональное осреднение.

Другой возможный способ аппроксимации коэффициентов b основывается на использовании средних глобальных величин $\langle \tilde{t}_z \rangle$ и $\langle b \rangle$, т. е.

$$b = \langle b \rangle (1,6471 - 1,4973 y + 0,8502 y^2), \quad (12)$$

где $y = \tilde{t}_z / \langle \tilde{t}_z \rangle$, а угловые скобки означают осреднение по Мировому океану в целом. В формуле (12) принято, что $\langle \tilde{t}_z \rangle = 18,1^\circ\text{C}$, а $\langle b \rangle = 18,7$.

Случайная погрешность определения b по формулам (9) и (10) примерно одинакова и составляет $\approx 5\%$.

Таким образом, формулы (9) — (12) с привлечением зависимости (2) позволяют рассчитать годовой ход ВПС как в любой точке Мирового океана, так и осредненной по широтным зонам.

Проверка этого способа расчета ВПС показала, что случайная погрешность расчета равна $\sigma_0 = 0,4$ гПа, что составляет 4—5%, а систематическая практически отсутствует.

Рассмотрим более подробно особенности формирования годового хода зонально-осредненных величин влажности воздуха над отдельными океанами (рис. 2), рассчитанного по данным температуры воды и воздуха [7].

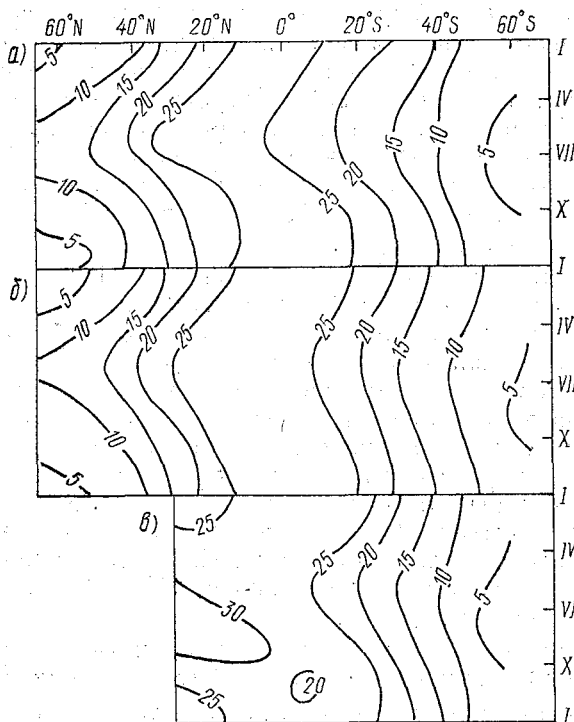


Рис. 2. Годовой ход зонально-осредненных величин влажности воздуха над Атлантическим (а), Тихим (б) и Индийским (в) океанами

Как и следовало ожидать, ВПС в Атлантическом океане возрастает от высоких широт к низким, достигая максимума в зоне $0-10^\circ\text{N}$, где наиболее хорошо выражена деятельность внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). В северном полушарии прослеживается значительный годовой ход влажности, максимум которого отмечается в зоне $30-40^\circ\text{N}$ (стандартное отклонение $\sigma_e = 4$ гПа). Наименьшая изменчивость месячных величин ВПС наблюдается в экваториальной зоне $0-10^\circ\text{N}$ ($\sigma_e = 0,7$ гПа). В южном полушарии распределение ВПС носит более однородный характер, годовой ход ее от экватора вплоть до 40°S практически идентичен ($\sigma_e = 2,1$ гПа).

Во многом аналогичный характер имеет распределение ВПС в Тихом океане. Более мощным по сравнению с Атлантическим океаном является лишь пояс максимальных величин ВПС, ограниченный изолинией 25 гПа. Наибольшая изменчивость значений влажности в годовом ходе отмечается в зоне 30—40° N ($\sigma_e=4,2$ гПа), наименьшая — в экваториальной зоне северного полушария ($\sigma_e=0,7$ гПа).

Что касается Индийского океана, то здесь распределение ВПС носит значительно более сложный характер. Прежде всего Индийский океан является более влажным по сравнению с другими океанами. В летний (май — август) период над северной частью Индийского океана ВПС превышает 30 гПа, что, безусловно, связано с деятельностью Азиатского муссона. Годовой ход влажности воздуха выражен слабо почти во всех широтах, исключая прибрежные районы Аравийского моря и Бенгальского залива ($\sigma_e=4,6$ гПа).

Распределение средних годовых значений ВПС над отдельными океанами и меридионального градиента годовой влажности Γ_e представлено в таблице. Как видно из таблицы, межширотные изменения влажности весьма значительны. От полярных широт к экватору они увеличиваются в несколько раз. Однако различия в распределении ВПС над отдельными океанами, особенно в южном полушарии, сравнительно невелики. Наиболее влажным является приводный слой над Тихим океаном (средняя влажность 19,8 гПа), наименее влажным — приводный слой над Атлантическим океаном (средняя влажность 17,5 гПа). Промежуточное положение занимает Индийский океан, однако именно здесь находится самый влажный пояс (10—20° N), в котором ВПС достигает 28,5 гПа.

Более наглядное представление о межширотной изменчивости влажности можно получить из распределения величин Γ_e .

Максимальная изменчивость меридионального профиля ВПС отмечается около широты 40° N в Атлантическом океане ($\Gamma_e=0,62$ гПа/1° ш) и 30° N в Тихом океане ($\Gamma_e=0,63$). Межширотная изменчивость влажности практически отсутствует вблизи экватора в Индийском океане. Над Тихим и Атлантическим океанами ее минимальные значения сдвигаются к 10° N (0,1 гПа/1° ш).

В южном полушарии по сравнению с северным межширотная изменчивость влажности в целом над Мировым океаном несколько выше. При этом ее максимум в каждом из океанов проявляется на тех же широтах, что и в северном полушарии: над Тихим океаном вблизи 30° S ($\Gamma_e=0,52$ гПа/1° ш), над Атлантическим около 40° S ($\Gamma_e=0,57$), а над Индийским — вблизи 30° S ($\Gamma_e=0,58$). При осреднении по акватории отдельных океанов наиболее контрастным по влажности в меридиональном направлении оказывается Тихий океан ($\Gamma_e=0,36$), а наименее контрастным — Индийский ($\Gamma_e=0,30$).

**Распределение зонально-осредненных среднегодовых величин упругости
водяного пара (гПа) и ее меридионального градиента (гПа/1° ш)
над отдельными океанами и Мировым океаном в целом**

Широтная зона °	Атлантический океан		Тихий океан		Индийский океан		Мировой океан	
	<i>e</i>	Γ	<i>e</i>	Γ	<i>e</i>	Γ	<i>e</i>	Γ
70—60 N	7,2	0,15					6,7	0,14
60—50	8,7	0,34	7,6	0,30			8,1	0,30
50—40	12,1	0,62	10,6	0,57			11,1	0,59
40—30	18,3	0,43	16,3	0,63			17,0	0,58
30—20	22,6	0,30	22,6	0,43	27,5	0,10	22,8	0,39
20—10	25,6	0,10	26,9	0,09	28,5	0,05	26,7	0,11
10—0	26,6	0,13	27,8	0,07	28,0	0,01	27,8	0,07
0—10	25,3	0,30	27,1	0,21	28,1	0,23	27,1	0,24
10—20	22,3	0,25	25,0	0,45	25,8	0,49	24,7	0,42
20—30	19,8	0,47	20,5	0,52	20,9	0,58	20,5	0,53
30—40	15,1	0,57	15,3	0,43	15,1	0,55	15,2	0,51
40—50	9,4	0,33	11,0	0,36	9,6	0,38	10,1	0,36
50—60	6,1		7,4	0,22	5,8		6,5	0,15
60—70 S			5,2				5,0	
0—70 N	18,6	0,31	21,7	0,31			21,1	0,29
0—70 S	16,2	0,31	18,2	0,30	17,3	0,39	17,0	0,32
70N—70 S	17,5	0,32	19,8	0,34	19,3	0,35	18,7	0,34

ЛИТЕРАТУРА

1. Ариэль Н. З., Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н. и др. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 79 с.
2. Безмельницын А. В., Малинин В. Н. Крупномасштабная модель формирования влагообмена системы океан — атмосфера. — В сб.: Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Л., изд. ЛГМИ, 1986, вып. 93, с. 20—34.
3. Безмельницын А. В., Малинин В. Н., Карташов А. С. О вычислении влажности воздуха в приводном слое океана для различных периодов осреднения. — Тез. докл. на III съезде океанологов. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.

4. Гирдюк Г. В., Егоров Б. В., Яковлев Л. Ф. О расчете влажности воздуха по температуре поверхности океана и приводного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1985, № 8, с. 54—59.

5. Гирдюк Г. В., Шахметова Е. М. Трансформация теплового излучения поверхности моря в приводном слое атмосферы. — Тр. ГГО, 1977, вып. 382.

6. Снопков В. Г. Расчет влажности воздуха над морем по разности температуры вода — воздух. — Метеорология и гидрология, 1980, № 2.

7. Строкина Л. А. Средние широтные температуры воздуха и воды Мирового океана. — Метеорология и гидрология, 1982, № 4, с. 50—55.

8. Climate of the ocean. — Amsterdam, — 1984, 612 p.

УДК 551.463.6(267)

В. А. ПЛОТНИКОВ (ЛГМИ)

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ДИВЕРГЕНЦИЯХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Известно [1], что в Индийском океане в области взаимодействия Экваториального противотечения и Южного Пассатного течения существует цепь круговоротов диаметром 100—600 км с преобладающим циклоническим вращением вод, представляющая собой южную субэкваториальную дивергенцию. Дивергенция пересекает океан с запада на восток приблизительно на 5—12° ю. ш. Она является своеобразной жидкой границей [1], отделяющей воды тропической структуры Индийского океана с присущей ей муссонной циркуляцией от вод субтропической структуры с океанической циркуляцией вод. Южная субэкваториальная дивергенция достаточно хорошо проявляется в термохалинных полях. Ее характерные признаки будут перечислены ниже.

В северо-восточной части Индийского океана наблюдается еще одна цепочка круговоротов — северная экваториальная дивергенция. Она активизируется в зимний сезон северного полушария во время развития Северо-Восточного Муссонного течения на его южной периферии. Эта дивергенция также является своеобразной границей, разделяющей структурные зоны Бенгальского залива и экваториального района Индийского океана.

Наиболее примечательной чертой обеих дивергенций (северной экваториальной и южной субэкваториальной) является апвеллинг, способствующий обогащению поверхностных слоев океана биогенными элементами и увеличению биологической продуктивности. Поэтому изучение дивергенций представляет не только чисто научный, но и практический интерес. Изучению гид-

рологических и биологических условий в экваториальных дивергенциях Индийского океана были посвящены 14-й и 23-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий» (Институт биологии южных морей АН УССР), выполненные, соответственно в январе—марте 1983 г. и в феврале—марте 1987 г. Результаты экспедиций описаны в [3—6], в настоящей работе, основанной также на материалах этих экспедиций, приведены практические рекомендации по поиску дивергентных зон в океане.

В 14-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» 9—11.01.1983 г. был выполнен поисковый разрез вдоль меридиана 62° в.д. от $2^{\circ}00'$ до $9^{\circ}30'$ ю.ш. (ст. 1893—1901), 12—21.01.1983 г. сделана съемка полигона 1(14) из 48 станций (ст. 1902—1949). Углы полигона 1(14) имели координаты: северо-западный $6^{\circ}40'$ ю.ш., $65^{\circ}15'$ в.д.; северо-восточный — $8^{\circ}00'$ ю.ш., $67^{\circ}50'$ в.д.; юго-западный $10^{\circ}10'$ ю.ш., $63^{\circ}40'$ в.д.; юго-восточный $11^{\circ}10'$ ю.ш., $66^{\circ}00'$ в.д. В период с 11 до 19.02.1983 проведены исследования на полигоне 2(14) в приэкваториальном районе северо-восточной части Индийского океана на участке: $0^{\circ}30'$ — $3^{\circ}10'$ с.ш., 85° — 89° в.д. Здесь выполнены 49 станций (ст. 1957—2006).

В 23-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» 6—8.02.1987 г. был выполнен поисковый разрез на участке океана от $1^{\circ}34,5'$ ю.ш., $62^{\circ}38'$ в.д. до $9^{\circ}06,2'$ ю.ш., $66^{\circ}38'$ в.д. (ст. 3176—3185); 9—18.02.1987 г. сделана съемка полигона 1(23) из 49 станций (ст. 3188—3236), координаты полигона: $4^{\circ}00'$ — $7^{\circ}00'$ ю.ш., $64^{\circ}30'$ — $67^{\circ}30'$ в.д. В период с 13 до 29.03.1987 г. проведены исследования на полигоне 2(23), выполнены 33 станции (ст. 3245—3274) на участке $3^{\circ}00'$ — $6^{\circ}30'$ с.ш., $87^{\circ}30'$ — $90^{\circ}00'$ в.д.

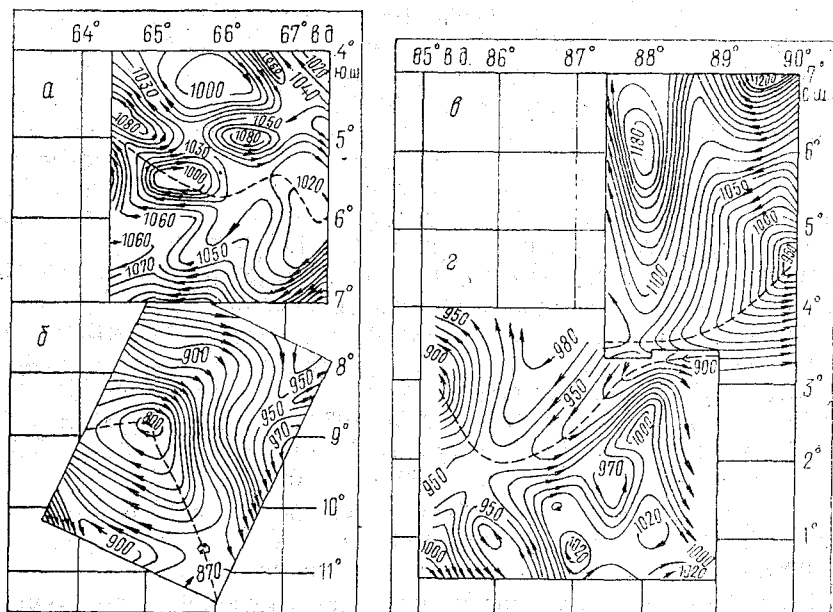
Все гидрологические наблюдения проводились с помощью зонда МГИ-4101 до глубины 1000 м, дискретность осреднения отсчетов температуры и солёности по глубине — 5 м.

В результате гидрологических исследований, проведенных в 14-м и 23-м рейсах НИС «Профессор Водяницкий», были выделены отдельные круговороты южной субэкваториальной и северной экваториальной дивергенций, определено положение горизонтальных осей дивергенций (рисунок).

Изучая особенности формирования южной субэкваториальной дивергенции, необходимо учитывать три важнейших фактора: во-первых, сезонную изменчивость Экваториального противотечения и Южного Пассатного течения; во-вторых, район взаимодействия этих течений, в-третьих, интенсивность глубинной циркуляции вод.

В зимний сезон циркуляция вод в северной части Индийского океана находится под воздействием Северо-Восточного муссона. Экваториальное противотечение смещается к югу до 10° — 12° ю.ш., причем стрежень противотечения проходит вблизи его южной границы. Южное Пассатное течение в этот период имеет характер струйного течения, его стрежень прослеживается на 12° — 14° ю.ш.

В области взаимодействия течений в поверхностном и подповерхностном слоях океана над Сомалийской котловиной формируется циклонический круговорот, входящий в систему южной субэкваториальной дивергенции. В глубинном слое Сомалийской котловины преобладает циклоническая циркуляция, обусловленная термохалинными и орографическими факторами. Циклоническая завихренность в поверхностном, подповерхностном и глубинном слоях способствуют обострению южной субэкваториальной дивергенции, усилению апвеллинга на ее оси.



Динамическая топография на поверхности океана относительно горизонта 1000 м: а — на полигоне 1 (23); б — на полигоне 1 (14); в — на полигоне 2 (23), г — на полигоне 2 (14). Пунктирные линии — оси дивергенций. Динамические высоты даны в динамических миллиметрах (71 000 + значение на карте)

В летний сезон, когда над северной частью Индийского океана господствует Юго-Западный муссон и океаническая циркуляция подвергается его влиянию, Экваториальное противотечение смещается к северу, его стрежень проходит вблизи экватора. Южное Пассатное течение в это время становится неустойчивым, оно проходит с востока на запад широким потоком южнее 5° ю. ш., его стрежень выделяется слабо. Область взаимодействия Экваториального противотечения и Южного Пассатного течения (южная субэкваториальная дивергенция) в этот период размывается, в ней формируется циклоническая ложбина, но только в поверх-

ностном и подповерхностном слоях. Горизонтальная ось ложбины (ось дивергенции) проходит по $5-7^{\circ}$ ю. ш. На этой широте расположен подводный хребет, разделяющий северную и юго-восточную части Сомалийской котловины. В глубинных слоях над хребтом преобладает антициклоническая циркуляция вод. Соответственно циклоническая завихренность, формирующаяся в поверхностном и подповерхностном слоях на $5-7^{\circ}$ ю. ш., глубинной циркуляцией не поддерживается. Южная субэкваториальная дивергенция в этот сезон выражена не четко, ее поиск затруднен.

Сравнение результатов гидрологических съемок в зоне южной субэкваториальной дивергенции в январе 1983 г. и в феврале 1987 г. показало различие в их активности (рисунок). В январе 1983 г. съемка полигона 1(14) производилась в период наибольшей активизации Северо-Восточного муссона, Экваториальное противотечение занимало свое южное положение. Оно активно взаимодействовало с Южным Пассатным течением, формируя циклонические круговороты в поверхностном и подповерхностном слоях океана. Один из таких круговоротов над юго-восточной частью Сомалийской котловины был охвачен съемкой. В промежуточном и глубинном слоях океана над котловиной также преобладала циклоническая циркуляция: вдоль западного склона котловины на север распространялась промежуточная антарктическая водная масса, вдоль восточного склона на юг — промежуточная красноморская водная масса [3, 5]. Таким образом, циклоническая завихренность в поверхностных и в глубинных слоях взаимно поддерживались. В результате образовался единый циклонический круговорот с интенсивным апвеллингом вдоль его вертикальной оси [6]. Ось южной субэкваториальной дивергенции, проходившая через центр и циклонические ложбины круговорота, была четко выраженной и хорошо идентифицировалась подъемом изопикн, изотерм, изохалин и другими признаками, которые будут перечислены ниже.

Февраль 1987 г. был, по-видимому, аномальным, наступление зимнего сезона запаздывало, Северо-Восточный муссон был слабым и гидрологическая ситуация соответствовала летнему типу: основной поток экваториального противотечения проходил значительно севернее, чем в этот же сезон 1983 г., Южное Пассатное течение растекалось широким потоком, его стрежень был размыт. В зоне взаимодействия этих течений на $5^{\circ}20' - 7^{\circ}00'$ ю. ш. сформировалась циклоническая ложбина. Она охватывала поверхностный и подповерхностный слои, но циклоническая завихренность в ней не поддерживалась циркуляцией в нижних слоях. На глубинах 800—1000 м движение вод по циклонической траектории наблюдалось только в южной и восточной частях полигона 1(23), в северной и западной частях полигона преобладала антициклоническая завихренность. Естественно, глубокий циклонический круговорот здесь не мог сформироваться. Ось южной

субэкваториальной дивергенции, проходившая через ложбину, выделялась слабо, ее поиск был затруднен.

Эффективность экспедиционных исследований в зоне южной субэкваториальной дивергенции в первую очередь зависит от правильного выбора полигона, от тактики поиска дивергенции.

Ось дивергенции, как уже упоминалось, в течение года изменяет свое положение от 5° до 12° ю. ш.: в июне — августе она приближается к экватору, в январе — марте отходит к югу. Однако такая простая схема сезонных миграций дивергенции осложняется, как это показали результаты экспедиций 14-го и 23-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий», межгодовой изменчивостью течений, учесть которую заранее, на стадии планирования экспедиции, весьма трудно. Поэтому перед началом съемки полигона желательно выполнение рекогносцировочного гидрологического разреза, перекрывающего зону миграций дивергенции. Его можно начинать от экватора и продолжать до 15° ю. ш. Шаг между станциями не должен превышать ширину оси дивергенции — 30—40 миль. На разрезе необходимы зондирования верхнего слоя океана до глубины 1000 м, между станциями — наблюдения за термохалинным, гидрооптическим характеристиками вод и течениями в буксируемом режиме.

Оси дивергенции соответствует смена направления течений в поверхностном и подповерхностном слоях океана: к северу от оси Экваториальное противотечение направлено на восток, к югу от оси — Южное Пассатное течение переносит воды на запад. На оси дивергенции также наблюдаются: минимальная толщина поверхностного квазигомогенного слоя, максимальный подъем изопикн, изотерм и изохалин к поверхности океана, полоса распресненных вод, гидрохимический и гидрооптический фронты.

На поверхности океана вдоль оси дивергенции выделяются температурный и соленостный фронты, причем они могут не совпадать друг с другом. Температурный фронт проходит несколько севернее оси, он формируется между теплыми водами поверхностного слоя Экваториального противотечения и холодными водами, поднявшимися в поверхностный слой в процессе апвеллинга на оси дивергенции. Соленостный фронт или совпадает с осью, или проходит несколько южнее оси. Он формируется в Южном Пассатном течении и разделяет сравнительно соленую экваториальную водную массу и распресненную индонезийскую воду, поступающую в западный регион Индийского океана в Южном Пассатном течении.

В подповерхностном слое океана на оси дивергенции происходит смена термохалинных структур. Подповерхностные воды северной части океана обладают сложной вертикальной структурой халинного поля, здесь имеется несколько, по крайней мере три максимума солености: в экваториальной, аравийской и персидской водных массах. В водах южной части океана вертикальное распределение солености более монотонно: четко выделяется

лишь один максимум солености в южной субтропической водной массе (хотя вблизи дивергенции возможно появление нескольких вторичных максимумов солености, образовавшихся вследствие вовлечения северных высокосолёных вод в горизонтальную циркуляцию).

На оси дивергенции высокосолёные воды северной и южной частей океана разделяются широким потоком промежуточной антарктической водной массы. Она отличается от других вод подповерхностного слоя сравнительно низкой соленостью (менее 35,0‰), кроме того, она прохладнее окружающих вод. На оси дивергенции эта водная масса вовлекается в апвеллинг и поднимается в подповерхностный слой. Ее поток хорошо выделяется по куполообразному подъему изохалин и изотерм, вертикальная структура солености в ней монотонна, подповерхностные максимумы размыты или отсутствуют.

На оси дивергенции изменяются также гидрооптические характеристики: при пересечении оси с севера на юг цвет воды меняется от голубого до зеленовато-голубого, уменьшается прозрачность вод. Изменение гидрооптических характеристик на оси позволяет осуществлять поиск дивергенции по аэрокосмическим снимкам в видимом диапазоне спектра, но, к сожалению, в этом регионе преобладает облачная погода, снижающая эффективность аэрокосмического мониторинга океана.

Северная экваториальная дивергенция образуется в северном полушарии в области взаимодействия Северо-Восточного муссонного течения и Экваториального противотечения. Обостряется в зимний сезон. В поверхностном слое поиск этой дивергенции затруднен, так как южная граница Северо-Восточного муссонного течения зачастую проходит южнее экватора, тогда вместо дивергенции развивается конвергенция. Кроме того, в районе экватора течения меандрируют вследствие смены знака силы Кориолиса [2]. Это приводит к образованию множества локальных дивергенций и конвергенций на границе одного и того же потока. Множество вергенций разного знака приводит к интенсивному водообмену между поверхностным и нижележащими слоями, к многообразию областей с различной гидрологической структурой и биологической продуктивностью.

В подповерхностном слое экваториальная дивергенция образуется в зоне взаимодействия Северо-Восточного муссонного течения и течения Тареева, однако вследствие меандрирования течения Тареева [1] сплошной зоны дивергенции может и не быть. Эта неустойчивость дивергенции во времени и пространстве затрудняет ее исследование.

Стратегия поиска северной экваториальной дивергенции рекомендуется такая же, как и при поиске южной субэкваториальной дивергенции, т. е. выполнение рекогносцировочного разреза по меридиану от экватора до 10—12° с. ш. с шагом между станциями около 30 миль, измерение термохалинных, гидрооптиче-

ских, гидрохимических и динамических характеристик поверхностного слоя океана на ходу судна. Однако следует иметь в виду, что эта дивергенция наиболее четко проявляется в подповерхностном слое, в поверхностном слое ось дивергенции может быть замаскирована тонкой линзой распресненных вод Бенгальского залива.

В северной экваториальной дивергенции проявляются все характерные особенности термохалинной структуры воды, выделенные при описании южной субэкваториальной дивергенции: подъем промежуточной водной массы в подповерхностный и поверхностный слои, уменьшение толщины верхнего квазиоднородного слоя, сложная структура вертикального поля солёности к югу от оси и монотонная — к северу, в подповерхностном слое вдоль оси дивергенции проходит солёностный фронт, разделяющий бенгальскую и аравийскую водные массы [3]. Дополнительную информацию о положении оси дивергенции дает анализ вклада температуры и солёности в изменчивость плотности: южнее оси дивергенции обострение вертикального градиента плотности происходит под влиянием резкого повышения солёности на верхней границе аравийской водной массы, севернее оси — наибольший вклад в изменение вертикального градиента плотности вносит изменение температуры в сезонном термоклине.

Разумеется, здесь перечислены не все признаки дивергенций в Индийском океане, не уделено внимание гидрохимическим и гидробиологическим характеристикам (некоторые из них приведены в монографии [3]), однако даже этот краткий набор признаков позволит сэкономить экспедиционное время и материальные средства при поиске дивергентных зон в океане и их исследовании. А исследования таких зон становятся все более актуальными как для изучения энергообмена между поверхностным и глубинными слоями океана, между океаном и атмосферой, так и для оценок биологических ресурсов океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Индийский океан. Сер. География Мирового океана. — Л.: Наука, Л. О., 1982. — 388 с.
2. Монин А. С. Об инерционных движениях на вращающейся сфере. — Изв. АН СССР, ФАО, 1972, т. 8, № 10, с. 1035—1041.
3. Петина Т. С., Плотников В. А., Гольдберг Г. А. и др. Экологические системы в активных динамических зонах Индийского океана. Киев: Наукова думка, 1986. — 200 с.
4. Plotnikov V. A., Bulgakov N. P., Golovko V. A. Temperature-salinity structure of waters in South Subequatorial divergence of the Indian Ocean. Pol. Arch. Hydrobiol. 1985, t. 32, N 3—4, p. 321—252.
5. Plotnikov V. A., Bulgakov N. P., Golovko V. A. Structure of hydrological fields in subequatorial region of north-eastern part of the Indian Ocean. Pol. Arch. Hydrobiol. 1985, t. 32, N 3—4, p. 253—266.
6. Bulgakov N. P., Artamonov Y. V., Plotnikov V. A., Nesterova E. V. Vertical circulation of waters in tropical zone of the Indian Ocean (january-march, 1983). Pol. Arch. Hydrobiol. 1985, t. 32, N 3—4, p. 267—274.

Л. М. ЗВЕРЬКОВА (СахТИНРО), А. С. АВЕРКИЕВ (ЛГМИ),
М. И. МАСЛОВСКИЙ (ИПК Госкомгидромета СССР),
Ю. В. СУСТАВОВ (ЛГМИ)

РАСЧЕТ ВЕТРОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ОХОТСКОМ МОРЕ В СВЯЗИ С ДРЕЙФОМ ИКРЫ И ЛИЧИНОК ПРОМЫСЛОВЫХ РЫБ

Задача расчета циркуляции верхних слоев Охотского моря была поставлена сотрудниками СахТИНРО в связи с наблюдениями за концентрацией икры и личинками минтая [1]. Выяснилось, что представление о циркуляции в Охотском море носит климатический среднелетний характер, а случаи экспериментального наблюдения над течениями весьма редки и не систематизированы. Икра и личинки минтая ведут себя, с одной стороны, практически, как пассивная примесь, с другой стороны, они, по-видимому, не погружаются глубже сезонного термоклина (СТ). Сезонный термоклин в Охотском море по климатическим и экспериментальным данным представляет собой весьма резкую границу между верхним перемешанным слоем (ВПС) с температурой от 5—6°C до 16—18°C и глубже лежащими слоями (промежуточная охотоморская вода) с температурой примерно —1,5°C. В течение большей части года с апреля-мая по октябрь-ноябрь толщина ВПС меняется от 10—50 до 12—15 м. Осенне-зимняя конвекция уничтожает ВПС и СТ, поэтому в течение зимних месяцев слой порядка 1000 м имеет характеристики промежуточной охотоморской воды ($T \cong -1,5^\circ$, $S \cong 34\%$). Большая часть моря в это время покрыта льдом, поэтому ветровая циркуляция имеет особый характер. Икра, личинки и мальки минтая мигрируют в основном в мае—июле, когда лед уже стает и ВПС имеет четкие характеристики.

Поэтому именно циркуляция в ВПС представляет наибольший интерес для биологов. С точки зрения физики океана рассмотрение только верхнего перемешанного слоя тоже имеет реальное обоснование. Во-первых, экмановский слой, в котором полностью расходуется на развитие течения количество движения, передаваемое ветром через его касательное напряжение на поверхности, в среднем по глубине совпадает с ВПС. Во-вторых, в силу обостренности СТ в Охотском море (до 10 и даже 15° на 2—3 м глубины). СТ действительно представляет собой границу, через которую не проникают вглубь турбулентные потоки тепла и количества движения. Следовательно, и для пассивных примесей он может представлять непреодолимую границу. Эти рассуждения привели к выводу о том, что задача расчета циркуляции в верхнем слое Охотского моря может быть решена в два этапа.

На первом — по климатическим данным о потоке тепла или температуре и потоке импульса на поверхности рассчитывается средняя климатическая эволюция ВПС от момента его образования до максимального развития в августе-сентябре в узлах выбранной опорной сетки. На втором этапе для слоя рассчитанной толщины в узлах сетки большего разрешения решается задача о ветровой циркуляции.

Рассмотрим кратко постановку задачи каждого этапа и полученные результаты. Для расчета эволюции ВПС была использована интегральная модель, предложенная в ЛОИОАН [2], применявшаяся успешно в различных районах [3]. Основные уравнения модели в локальной версии (именно она применялась для расчета) имеют вид

$$h \frac{dT_s}{dt} = q_0 - q_h, \quad (1)$$

$$\frac{dT_h}{dt} = \gamma \frac{dh}{dt}, \quad (2)$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{C_1 q_0}{T_s - T_h} \left[1 - \frac{C_2}{C_1} (Rf)^{-1} F\left(\frac{h}{h_e}\right) \right] \text{ при } \frac{dh}{dt} > 0,$$

$$h = h_e \left(1 - \frac{C_1}{C_2} Rf^{-1} \right) \text{ при } \frac{dh}{dt} \leq 0, \quad (3)$$

$$q_h = \begin{cases} (T_s - T_h) \frac{dh}{dt} & \text{при } \frac{dh}{dt} > 0, \\ 0 & \text{при } \frac{dh}{dt} \leq 0, \end{cases} \quad (4)$$

где T_s и h — температура и толщина ВПС; T_h — температура на верхней границе СТ; q_0 и q_h — нормированные на объемную теплоемкость (ρC_V) турбулентные потоки тепла на верхней и нижней границах ВПС; γ — вертикальный градиент температуры в СТ, определяемый как

$$\gamma = \frac{T_{h_1} - T_{h_0}}{h_1 - h_0}; \quad F\left(\frac{h}{h_e}\right) = \begin{cases} \left(1 - \frac{h}{h_e}\right) & \text{при } h > h_e, \\ 0 & \text{при } h \leq h_e, \end{cases}$$

$h_e = U_* / C_3 |f|$ — толщина экмановского пограничного слоя, U_* — динамическая скорость ветра, f — параметр Кориолиса; $Rf = 10^3 g \alpha_T q_0 h / U_*$ — динамическое число Ричардсона; α_T — коэффициент термического расширения морской воды ($\alpha_T =$

$= -2,6 \cdot 10^{-4} \text{ град}^{-1}$), g — ускорение свободного падения; C_1, C_2, C_3 — числовые константы.

$$C_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } q_0 > 0, \\ 0,2 & \text{при } q_0 \leq 0, \end{cases} \quad C_2 = \begin{cases} 0,24 & \text{при } U_* \leq 0,25 \text{ м/с}, \\ 0,38 & \text{при } U_* > 0,25 \text{ м/с}, \end{cases}$$

$$C_3 = 100.$$

Система (1) — (4) решается численно методом Рунге — Кутты на сетке $2 \times 2^\circ$ для всего Охотского моря при задании граничных условий на поверхности — потока тепла q_0 и динамической скорости ветра U_* — и начальных условий в виде

$$h|_{t=0} = h_0; \quad T(z)|_{t=0} = \begin{cases} T_s^0 & z < h_0 \\ T_h(-z) = az + b & z > h_0. \end{cases}$$

В случае задания на поверхности моря температуры T_s по климатическим данным вместо потока тепла q_0 уравнение (1) превращается в алгебраическое, из которого определяется поток q_0 . Именно такой расчет для периода февраль — август был проведен для дальнейшего воспроизведения ветровой циркуляции в ВПС. Шаг интегрирования по времени составлял 1 сут. Расчет производился по среднемесячным значениям T_s и U_* , а результаты расчета толщины ВПС отнесены к 15 числу каждого месяца (с февраля по август включительно). На рис. 1 приведена рассчитанная толщина ВПС для мая и июля. Рассчитанные толщины ВПС соответствуют сложившимся представлениям о вертикальной термической структуре верхних слоев Охотского моря и имеющимся данным наблюдений. Одновременно, учитывая отсутствие систематически обработанных данных наблюдений за глубиной ВПС в Охотском море, полученные в нашем расчете распределения глубин залегания нижней границы ВПС для всего периода расчета можно рассматривать как климатические среднееголетние для каждого месяца и использовать их в качестве нормы для различных исследований, в том числе для расчета циркуляции в данном слое.

Для расчета течений в ВПС на втором этапе исследования была привлечена интегральная модель циркуляции, которая была сформулирована после интегрирования исходной системы уравнений движения в пределах переменных по глубине залегания нижней $H(x, y)$ и верхней $\zeta(x, y)$ границ ВПС [4]. Применяя в дальнейшем подход, аналогичный используемому в [5], представим окончательно модель течений в виде системы двух уравнений относительно функции тока полных потоков $\psi(x, y)$ и функции завихренности полных потоков $\omega(x, y)$, которые определены следующим образом:

$$S_x = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad S_y = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad (5)$$

$$\omega = \frac{\partial S_y}{\partial x} - \frac{\partial S_x}{\partial y}, \quad (6)$$

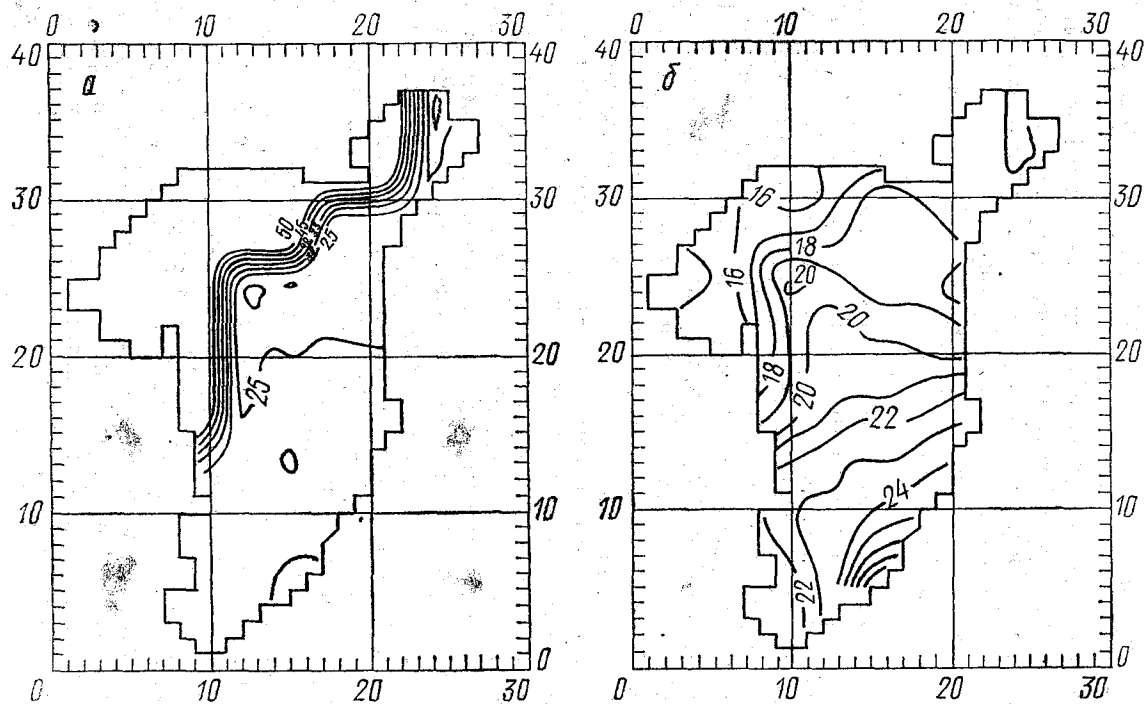


Рис. 1. Расчетная среднееголетняя толщина верхнего перемешанного слоя Охотского моря для мая (а) и июля (б)

где $S_x = \int_H^z U dz$, $S_y = \int_H^z V dz$ — общепринятые понятия компонентов полных потоков; U и V — составляющие скоростей течения. Тогда полученную систему уравнений можно записать в виде

$$\begin{cases} \frac{\partial \omega}{\partial t} + \beta \frac{\partial \omega}{\partial y} = A_m \nabla^2 \omega + \frac{1}{\rho_0} \operatorname{rot}_z \vec{\tau} + \frac{1}{\rho_0} [J(P_a, H) - g H J(\bar{\rho}, H)] \\ \nabla^2 \psi = \omega, \end{cases} \quad (7)$$

где $J(a, b) = \left(\frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x} \right)$ — оператор Якоби или якобиан

от функции $a(x, y)$ и $b(x, y)$; $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ — β -эффект, учитывающий изменения параметра Кориолиса $f = 2\omega \sin \varphi$ с широтой (ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места; y — ось ординат в принятой декартовой системе координат, направленная на север); A_m — кинематический коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости; ρ_0 — средняя плотность морской воды; $\bar{\rho} = \bar{\rho}(x, y)$ — средняя по глубине плотность воды в ВПС; $\vec{\tau}$ — вектор тангенциального напряжения ветра на поверхности океана; g — ускорение свободного падения; P_a — атмосферное давление на уровне моря.

Проанализируем полученную систему уравнений, первое из которых является уравнением сохранения горизонтального вихря полных потоков (или, точнее, вертикальной компоненты вектора полной завихренности), а второе связывает значения функции тока со значением завихренности. Из этого анализа следует, что изменение во времени вихря, а следовательно, и скорости течения определяется эффектом планетарной завихренности — $\beta \frac{\partial \psi}{\partial y}$,

горизонтальным трением за счет турбулентных процессов с масштабами меньше исследуемых $A_m \nabla^2 \omega$, завихренностью поля тангенциального напряжения ветра — $\operatorname{rot}_z \vec{\tau}$, совместным действием атмосферного давления на поверхности моря и различием в глубине слоя течения (анемобарический эффект), а также совместным влиянием различий в плотности и глубине слоя течения. Последние два члена в уравнении не равны нулю только в том случае, если $\rho(x, y) \neq \text{const}$, $H(x, y) \neq \text{const}$ и $P_a(x, y) \neq \text{const}$.

Таким образом, полученная система уравнений интегральной циркуляции в верхнем слое моря неравномерной толщины учитывает в достаточной полной мере основные атмосферные, планетарные и топографические факторы, влияющие на течения в этом слое, а также термохалинную неоднородность моря по пространству, дающую самостоятельный вклад в формирование циркуляции в ВПС.

Граничные условия для системы уравнений (7) легко формулируются — это условия непротекания через «твердую» часть граничного контура — берег, а также свободного скольжения вдоль границ, что соответствует

$$\psi|_{\Gamma} = 0 \text{ и } \omega|_{\Gamma} = 0,$$

где индекс Γ обозначает границу.

При этом задание условия свободного скольжения не создает фиктивной завихренности, как это происходит в случаях использования условий прилипания на береговой черте. В последнем случае прибрежный пограничный слой в значительной степени «размазывает» решение и затрудняет получение интенсивных прибрежных течений [5].

Одновременно, в случае моделирования влияния условий водообмена через проливы на циркуляцию в Охотском море, возможно задание значений $\psi|_{\Gamma}$, имитирующих различные условия этого водообмена.

Наконец, поскольку нами сформулирована нестационарная модель циркуляции в ВПС (имея в виду возможность численного решения стационарных задач методом установления, а также исследования нестационарных процессов), необходимо задание начальных значений и в нашем случае только для $\omega(x, y, t) = \omega(x, y, 0)$.

Принятие в качестве начального условия тривиального решения системы (7) в виде $\omega(x, y)|_{t=0} = 0$ означает, что решение задачи об интегральной циркуляции в ВПС представляет собой моделирование развития этой циркуляции из состояния покоя под воздействием внешних сил и неравномерного распределения плотности и толщины ВПС по пространству. В случае постоянства во времени сил, вызывающих течения, интегрирование по времени можно проводить до установления процесса, когда динамические процессы адаптируются к приложенному полю внешних воздействий. Именно этот прием был использован в дальнейшем для расчета циркуляции по среднесезонным данным для каждого месяца: P_a , T_S и $H_{\text{ВПС}}$. При этом распределения толщины ВПС для каждого из месяцев за период февраль — август были получены расчетным путем на первом этапе работы, а остальные сведения взяты из климатических источников.

Решение задачи о циркуляции проводилось в узлах регулярной сетки, покрывающей расчетную акваторию Охотского моря с шагами $\Delta x = 1^\circ$ по параллели и $\Delta y = 0,5^\circ$ по меридиану. Для расчета поля плотности в ВПС по значениям поверхностной температуры и постоянной для всего моря солёности использовалось уравнение состояния морской воды О. И. Мамаева [6]. Тангенциальное напряжение ветра на морской поверхности $\tau(x, y)$, являющееся основной силой, вызывающей ветровые течения, определялось на основании интегральной модели планетарного погра-

ничного слоя атмосферы с использованием для определения интегрального коэффициента турбулентного обмена в атмосфере уравнения бюджета кинетической энергии турбулентности, аналогично использованному в [7].

Система двух уравнений (7) относительно двух переменных на каждом временном шаге решается итерационным способом:

$$\begin{aligned}\psi_{k+1}^{(p+1)} &= f(\psi^k, \psi_{k+1}^{(p)}, \omega_{k+1}^{(p)}) \\ \omega_{k+1}^{(p+1)} &= f(\omega^k, \omega_{k+1}^{(p)}, \psi_{k+1}^{(p+1)}),\end{aligned}$$

где индексом p обозначен номер итерации, а k — номер шага по времени. Решения о прекращении интегрирования принималось при выполнении условия

$$\frac{\max |\omega_{k+1}^{(p+1)} - \omega_{k+1}^{(p)}|}{\omega_{k+1}^{(p+1)}} < \varepsilon.$$

Удовлетворительная точность достигалась при $\varepsilon \leq 0,001$.

Описанным выше способом был проведен расчет интегральной циркуляции ВПС и получено семь схем среднемноголетней циркуляции для каждого календарного месяца, которые дают возможность изучить особенности формирования этой циркуляции, ее сезонной перестройки от февраля к августу, а также произведен расчет траекторий пассивной примеси по акватории Охотского моря в течение этого периода.

На рис. 2 представлен пример распределения функции тока поля интегральной скорости для тех же месяцев, что и поля $H(x, y)$ (рис. 1). Под функцией тока поля интегральной скорости понимается функция

$$\varphi(x, y) = \frac{\psi(x, y)}{H(x, y)}. \quad (11)$$

В результате анализа полученных схем течений можно выделить следующие закономерности формирования циркуляционных структур в Охотском море:

- общая схема циркуляции ВПС в Охотском море представлена, как правило, одним или двумя генеральными круговоротами, охватывающими практически всю акваторию;
- на фоне этих основных круговоротов формируются вторичные циркуляционные схемы меньших масштабов и интенсивности;
- прослежен отчетливый сезонный ход в изменениях общей схемы течений.

Так, циклоническая циркуляция в северной и северо-западной частях моря к июлю меняет характер циркуляции на противоположный, который устойчиво сохраняется и интенсифицируется

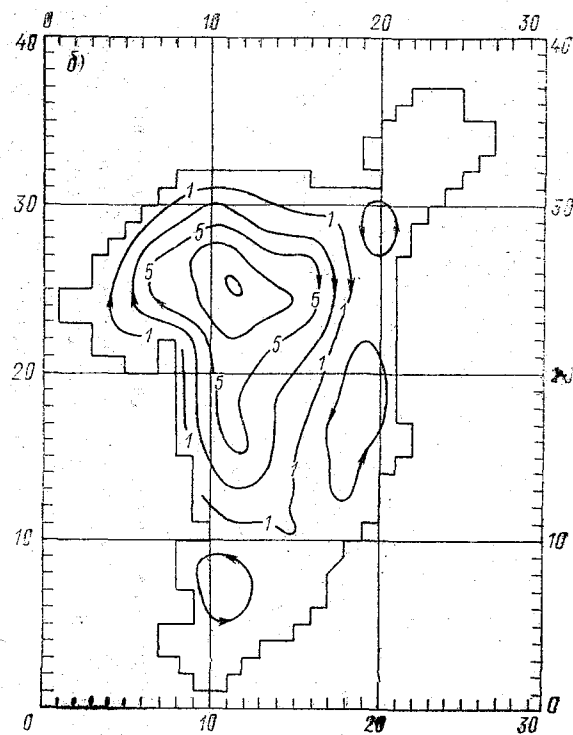
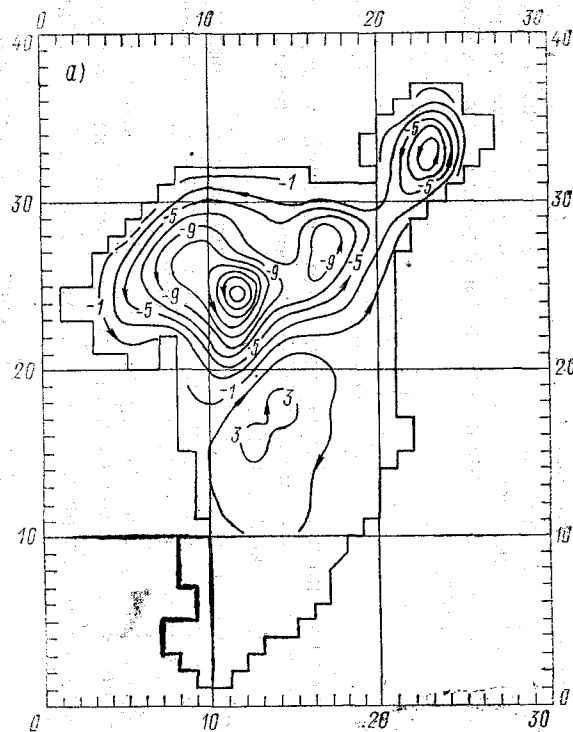


Рис. 2. Функция тока поля интегральной скорости, рассчитанного по среднееголетним данным для мая (а) и июля (б) ($\text{см}^2/\text{с} \cdot 10^6$)

в течение летнего периода. Важную роль в полученном сезонном ходе изменения циркуляции имеет наличие ледяного покрова в зимне-весенний период за счет экранирования водной поверхности от полновесного воздействия ветра;

— полученные циркуляционные схемы позволяют дать оценки преобладания сгонных или нагонных явлений на различных участках побережья, которые, в свою очередь, сопровождаются апвеллинговыми или даунвеллинговыми процессами;

— удастся уточнить представление о сезонной изменчивости зон сходимости и расходимости поверхностных течений, которые могут способствовать накоплению или, наоборот, деконцентрации пассивной примеси (например, икры, личинок рыб, зоо- и фитопланктона).

Таким образом, возможно построение траекторий дрейфа пассивной примеси на протяжении всего исследуемого периода для различных начальных условий, что и было сделано в настоящей работе.

На рис. 3 приведена карта траекторий дрейфа 16 маркеров за февраль — август, размещенных в различных участках моря в начале расчета в феврале.

По полям функции тока интегральных скоростей для каждого месяца в зависимости от положения каждого маркера рассчитывались значения средней по верхнему слою скорости течения, а затем производилось перемещение маркеров на расстояния, которые они должны пройти за выбранный шаг по времени (в нашем случае 5 суток). Затем эта процедура повторялась: по новому положению маркера определялось новое значение скорости, а потом и перемещения маркеров.

Полученное поле траекторий среднемесячного дрейфа пассивной примеси весьма интересно. Оно отражает различный характер циркуляционных процессов в северной и южной частях моря, смену направлений дрейфа в течение этого периода и дает представление о возможных путях перемещения маркеров из различных начальных положений.

Одновременно отсюда же следует очевидная недостаточность этих представлений, которые следует рассматривать только как первое приближение. Действительно, делать выводы о характере возможных траекторий дрейфа следовало бы на основе расчета таких траекторий для ряда лет, при этом моделируя циркуляцию как единый динамический процесс на протяжении всего периода расчета со всей спецификой процессов установления крупномасштабной циркуляции и нестационарных эффектов ее перестройки под воздействием внешних факторов. При этом следует ожидать резкое увеличение рассчитываемых скоростей дрейфа и, соответственно, расстояний возможных перемещений маркеров. Следует также ожидать больших межгодовых различий в траекториях их перемещений, получить которые будет возможно, лишь промоделировав эти процессы для конкретных лет. Если

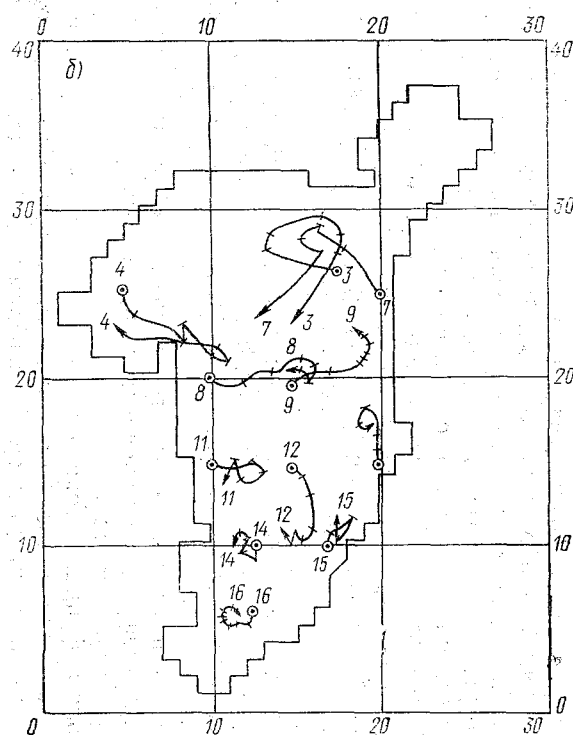
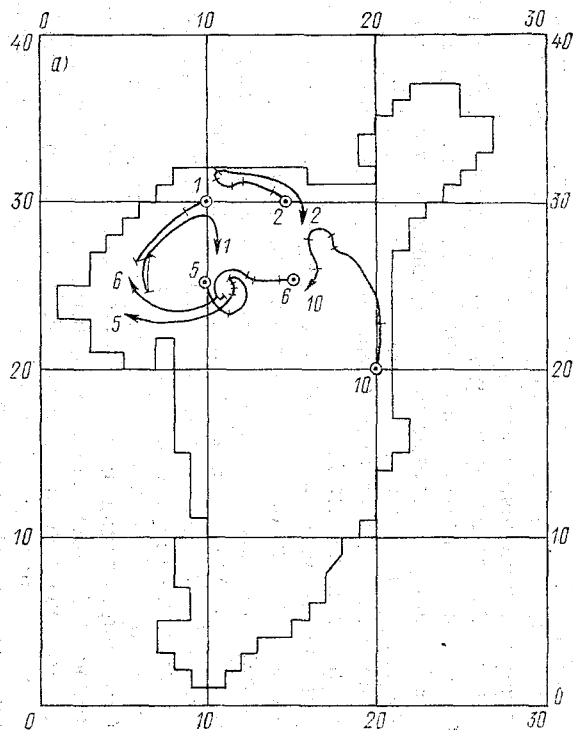


Рис. 3. Траектории дрейфа пассивной примеси по акватории Охотского моря за период февраль—август на основе данных о среднегодовом поле циркуляции верхнего слоя моря для каждого месяца.

таких расчетов будет много, то тогда будет возможно дать оценки устойчивости траекторий дрейфа и выявить закономерности его межгодовой изменчивости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зверькова Л. М. Пространственно-временная структура района воспроизводства минтая *THGAGRA CHALCOGRAMMA (GADIDAE)* в северной части Охотского моря. — Вопросы ихтиологии, том 2, вып. 3, 1987, с. 414—420.
2. Каган Б. А., Рябченко В. А., Чаликов Д. В. Параметризация деятельного слоя в модели крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1979, № 12.
3. Аверкиев А. С. Моделирование синоптической изменчивости верхнего квазигомогенного слоя океана. — Метеорология и гидрология, 1984, № 7, с. 102—104.
4. Нейман Г. Океанские течения. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. — 257 с.
5. Сеидов Д. Г. Синергетика океанских процессов. — Л.: Гидрометеониздат, 1989. — 288 с.
6. Мамаев О. И. Т, S-анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 364 с.
7. Масловский М. И. Математическое моделирование короткопериодного ветрового дрейфа и перераспределения морского льда различной сплоченности. — Тр. ААНИИ, 1982, т. 387.

УДК 551.465.4

К. Л. ЕГОРОВ (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ НА РАСЧЕТ ТОЛЩИНЫ ВЕРХНЕГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

1. Постановка задачи.

Одной из важных задач прикладной океанологии является задача выявления зон с повышенной адвекцией температуры в верхнем пограничном слое ветрового перемешивания океана. Решение такой задачи можно получить, по-видимому, тремя путями.

Первый путь — анализ данных о пространственных полях гидрофизических величин и их временной изменчивости. Однако имеющийся в настоящее время объем информации ограничен, а возможность создания густой сети океанологических станций в ближайшее время представляется весьма проблематичной.

Второй путь — создание модели общей циркуляции океана с довольно детальным пространственным разрешением и корректной параметризацией процессов в верхнем слое океана. Существующие в настоящее время модели общей циркуляции океана

позволяют получить правильно лишь основные закономерности этого процесса и их климатические и сезонные особенности, что также недостаточно для решения указанной выше задачи.

Третий путь — использование локальной модели верхнего слоя океана, отражающий его структуру в условиях стационарности и горизонтальной однородности в зависимости от внешних воздействий. Если такая модель будет достаточно корректна и давать результаты, совпадающие с данными наблюдений при соблюдении адекватности внешних условий, то расхождение с данными наблюдений может свидетельствовать о влиянии реально существующей термической адвекции, не учтенной в модели. Представляется, что такой путь решения задачи наиболее рационален.

В настоящей работе рассматривается стационарная, горизонтально однородная модель, в основе которой лежат разработки, начатые в работах [1, 2] и развитые в дальнейшем в [3, 4, 5, 6, 7]. Некоторые из предлагаемых в этих работах модели основаны на совместном решении задачи формирования динамической и термической структуры верхнего слоя океана. В других зависимость динамических характеристик от термического режима учитывается лишь параметрически [1, 2, 7].

Привлечение нестационарного уравнения теплопроводности существенно усложняет решение задачи, так как требует корректного задания начальных условий и, в частности, глубины слоя «скачка» или нижней границы слоя ветрового перемешивания. Решение такой задачи связано с необходимостью проведения судовых измерений в интересующем нас районе.

В моделях, использующих параметрическое описание термической структуры, не учитывается важный, как показано в [5], фактор нестационарности термических процессов. Ниже предлагается вариант «дифференциальной» модели с параметрическим описанием термических процессов, включая и факторы, связанные с нестационарностью.

2. Уравнения модели.

В качестве исходной системы будем использовать уравнения динамики в приближении стационарности и горизонтальной однородности, что соответствует рассмотрению явлений с характерными масштабами синоптических или сезонных изменений:

$$\frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} + 2\omega_z v = 0, \quad (1)$$

$$\frac{d}{dz} k \frac{dv}{dz} - 2\omega_z u = 0, \quad (2)$$

$$k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] - \frac{g}{\rho} \alpha_\rho k \frac{dp}{dz} - \epsilon + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} = 0. \quad (3)$$

$$\varepsilon = c \frac{b^{3/2}}{l} = c \frac{b^2}{k}, \quad (4)$$

$$k = l \sqrt{b}. \quad (5)$$

Замыкание системы будем производить с помощью обобщенной модели Кармана для пути смещения [1, 6]:

$$l = -\tilde{x} \frac{\psi}{d\psi/dz}, \quad \psi = \frac{b^2}{k^2}, \quad \tilde{x} = 2\kappa c^{1/4}. \quad (6)$$

Выбор способа замыкания в данном случае не является принципиальным. В дальнейшем предполагается проведение сравнительного анализа результатов с использованием других модификаций функции ψ или с привлечением уравнения для скорости диссипации энергии турбулентности [4, 6].

Задача решается при следующих граничных условиях (оси ox направляется вдоль касательного напряжения в приводном слое):

$$k \left. \frac{du}{dz} \right|_{z=0} = -v_*^2; \quad k \left. \frac{dv}{dz} \right|_{z=0} = 0, \\ b|_{z=0} = b_0, \quad l|_{z=0} = l_0. \quad (7)$$

При $z \rightarrow \infty$ используем условия затухания турбулентности, а именно:

$$k \left. \frac{du}{dz} \right|_{z \rightarrow \infty} = 0, \quad k \left. \frac{dv}{dz} \right|_{z \rightarrow \infty} = 0, \quad b|_{z \rightarrow \infty} = 0. \quad (8)$$

В формулах (1)–(8) использованы следующие обозначения: z — вертикальная координата, отсчитываемая от среднего уровня впадин волн вниз; u, v — составляющие вектора скорости течения в океане в направлении осей x и y соответственно; $\omega_z = 2\omega \sin \varphi$ — проекция угловой скорости вращения Земли на ось z ; k, b, ε, l_0 — коэффициент турбулентности, кинетическая энергия турбулентности, скорость ее диссипации и турбулентный путь смещения, соответственно; κ и c — безразмерные величины ($\kappa \approx 0,4$).

В граничном условии (7) ($b = b_0$) предполагается задание потока кинетической энергии турбулентности q_0 из волнового слоя в нижележащие слои, охваченные турбулентным ветровым перемешиванием. Согласно результатам работы [3], связь между величинами q_0 и b_0 может быть записана в явном виде

$$q_0 = -k \left. \frac{db}{dz} \right|_{z=0} = v_*^3 \left(c^{1/2} \frac{b_0}{v_*^2} - 1 \right) \left[\frac{2}{3\kappa} \left(c^{1/2} \frac{b_0}{v_*^2} + 2 \right) \right]^{1/2}.$$

Некоторые результаты по моделированию процессов в верхнем слое океана в подобной постановке можно найти в ряде упомина-

нутых выше работ. Однако следует обратить внимание на одно обстоятельство, на которое при исследовании турбулентных потоков в географических системах не обращалось внимания. В работе [10] приводятся результаты лабораторных исследований Роди [11] и Лаундера [12], из которых следует, что коэффициент пропорциональности c в соотношении (4), обычно принимаемый как постоянная величина ($c=0,046 \div 0,1$), зависит от отношения генерации энергии турбулентности за счет деформации профиля средней скорости

$$G = k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right]$$

к скорости диссипации этой энергии в тепло ε . Таким образом, коэффициент c может быть представлен в виде

$$c = c_0 f(G/\varepsilon), \quad c_0 = \text{const.} \quad (9)$$

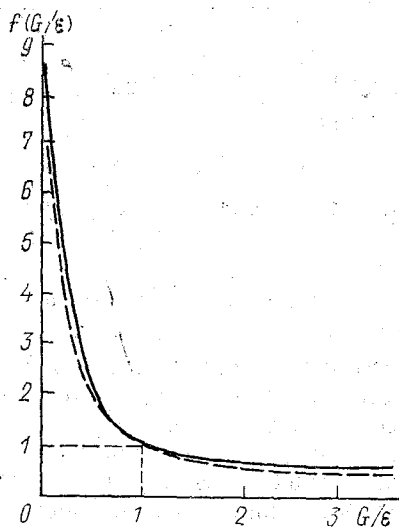


Рис. 1. Зависимость функции f от отношения сдвиговой генерации энергии турбулентности к скорости диссипации

На рис. 1 приведена зависимость $f \left(\frac{G}{\varepsilon} \right)$, взятая из работы [10].

Как видно из рисунка, величина $f \left(\frac{G}{\varepsilon} \right) = 1$ в условиях нейтрально-стратифицированного пристеночного слоя, когда соблюдается баланс $G = \varepsilon$, а диффузия энергии турбулентности равна нулю. Очевидно, что в области, где диффузия энергии турбулентности

соизмерима с ее сдвиговой генерацией, или даже преобладает над ней (что характерно для приповерхностного слоя океана), значение коэффициента c может существенно отличаться от обычно используемых значений.

Проанализируем возможный характер влияния такой зависимости $c = c \left(\frac{G}{\varepsilon} \right)$ на результаты моделирования. При этом следует отметить, что при стратификации, отличной от нейтральной, в качестве параметра, от которого может зависеть коэффициент c , следует использовать отношение $(G + Ag)/\varepsilon$, где Ag характеризует энергию турбулентности, затрачиваемую на преодоление сил плавучести, т. е. $Ag = - \frac{g}{\rho} \alpha_p k \frac{d\rho}{dz}$.

Таким образом, будем полагать

$$\begin{aligned} c &= c_0 f(\bar{G}/\varepsilon), \quad \bar{G} = G + Ag, \\ \varepsilon &= \varepsilon_0 f(\bar{G}/\varepsilon), \quad \varepsilon_0 = c_0 \frac{b^3}{k}. \end{aligned} \quad (10)$$

Заметим, что зависимость $f \left(\frac{\bar{G}}{\varepsilon} \right)$, приведенная на рис. 1, может быть с достаточной точностью аппроксимирована следующим образом:

$$f \left(\frac{\bar{G}}{\varepsilon} \right) = \frac{9}{1 + 8 \bar{G}/\varepsilon}. \quad (11)$$

Из последнего соотношения следует

$$\varepsilon = 9 \cdot \varepsilon_0 - 8 \cdot \bar{G}. \quad (12)$$

Подставляя (12) в уравнение баланса турбулентной энергии, получим

$$G + Ag - \varepsilon_0 + \frac{1}{9} D = 0, \quad D = \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz}. \quad (13)$$

Сравнивая уравнение (13) с уравнением (3) нетрудно увидеть, что введение зависимости (10) ослабляет роль диффузии в общем балансе энергии турбулентности, тем самым локализуя область влияния потока энергии из волнового слоя в более тонком приповерхностном слое. На рис. 2 отражено влияние введения зависимости (10) на результаты расчета глубины экмановского слоя трения по излагаемой модели.

3. Параметризация вертикальной термической стратификации в модели верхнего слоя океана.

Будем полагать, что плотностная стратификация верхнего слоя океана определяется главным образом вертикальным распределением температуры. Такое упрощение является распространенным при моделировании верхнего слоя океана [8, 5, 6]:

$$\frac{g}{\rho} k_p \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\beta_T \frac{g}{T} \alpha_T k \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (14)$$

Здесь $\beta_T = -\frac{\bar{T}}{\rho} \frac{d\rho}{dT} = 6 \cdot 10^{-2}$, $\alpha_T = k_T/k = \text{const.}$

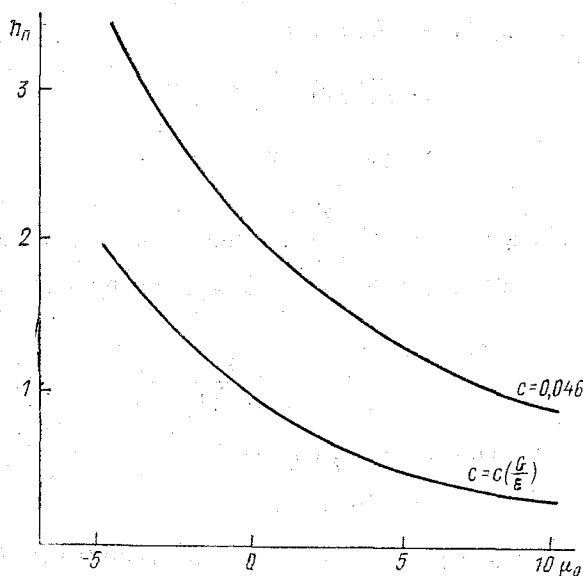


Рис. 2. Зависимость безразмерной толщины h_n экмановского слоя от параметра μ_0 при различном задании параметра c

Для нахождения вертикального турбулентного потока тепла, который в соответствии с (14) будет определять затраты энергии турбулентности на преодоление сил плавучести в уравнении (3), воспользуемся уравнением переноса тепла для условий горизонтальной однородности, полагая, что вся коротковолновая радиация поглощается в тонком поверхностном слое:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \alpha_T k \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (15)$$

Проинтегрируем уравнение (15) по вертикали от $z=0$ до z и получим

$$\alpha_T k \frac{\partial T}{\partial z} = \alpha_T k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} + \int_0^z \frac{\partial T}{\partial t} dz. \quad (16)$$

Характерная для верхнего слоя океана температурная квазиоднородность (за исключением верхней части сезонного термоклина, которая может быть вовлечена в слой ветрового перемешивания при его заглублинии), позволяет использовать следующую аппроксимацию для выражения (16):

$$\alpha_T k \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{P_0}{\rho c} + z \frac{\partial T_0}{\partial t}, \quad (17)$$

где $P_0 = -\alpha_T k \rho c \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ — турбулентный поток тепла с поверхности в океан; ρc — объемная теплоемкость воды; T_0 — температура квазиоднородного слоя, принимаемая равной температуре поверхности океана.

Нетрудно убедиться, что такая аппроксимация учитывает процессы теплообмена верхнего квазиоднородного слоя океана с нижележащими слоями благодаря параметру $\partial T_0 / \partial t$, характеризующему нестационарность термического режима. Действительно, интегрируя уравнение (15) по всему однородному слою с учетом вовлечения слоя «скачка» температуры на верхней границе сезонного термоклина, получим следующую связь (см. например, [10]):

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\sigma \frac{\Delta T}{h} \frac{\partial h}{\partial t} + \left(\frac{P_0}{\rho c} - \frac{P_h}{\rho c} \right) \frac{1}{h}. \quad (18)$$

$$\text{Здесь } \sigma = \begin{cases} 1 & \text{при } \partial h / \partial t > 0, \\ 0 & \text{при } \partial h / \partial t < 0, \end{cases}$$

$P_h = -k \rho c \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h}$ — турбулентный (диффузионный) поток

тепла на нижней границе h -го слоя ветрового перемешивания; ΔT — «скачок» температуры на нижней границе квазиоднородного слоя.

Как видно, величина $\frac{\partial T_0}{\partial t}$ зависит от процесса «вовлечения» при развитии квазиоднородного слоя и от диффузионного обмена теплом на его нижней границе. Удобство записи (17) в том, что позволяет использовать величину $\frac{\partial T_0}{\partial t}$, которую можно полу-

чить из данных, наблюдений как судовых, так и спутниковых. Таким образом, эта величина, наряду с величиной P_0 , включается в число известных размерных определяющих параметров.

4. Приведение уравнений к безразмерному виду. Основные результаты численных экспериментов.

Для удобства численной реализации задачи, проведения анализа влияния внешних параметров задачи и оптимизации числовых констант, входящих в модель, приведем уравнения к безразмерному виду с введением потоков количества движения

$$\eta = k \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \sigma = k \frac{\partial v}{\partial z}.$$

Введение безразмерных функций и переменных

$$z_n = \frac{Z}{L}, \quad u_n = \frac{u}{v_*}, \quad v_n = \frac{v}{v_*},$$

$$\eta_n = \eta/v_*^2, \quad \sigma_n = \sigma/v_*^2,$$

$$k_n = \frac{k}{\alpha v_* L_1}, \quad b_n = \frac{b}{c^{-1/2} v_*^2}, \quad \ln = \frac{l}{\alpha c^{1/4} L_1},$$

$$\mu_0 = \frac{L_1}{L_2}, \quad L_1 = \frac{\alpha v_*}{2 \omega_z}, \quad L_2 = \frac{v_*^3}{\alpha \frac{g}{T} \beta_r \frac{P_0}{\rho c}}$$

позволяет записать систему уравнений модели и граничные условия в следующем безразмерном виде:

$$\frac{d^2 \eta_n}{dz_n^2} + \frac{\sigma_n}{k_n} = 0, \quad (19)$$

$$\frac{d^2 \sigma_n}{dz_n^2} - \frac{\eta_n}{k_n} = 0, \quad (20)$$

$$\frac{\eta_n^2 + \sigma_n^2}{k_n} - \mu - \varepsilon_n + \alpha_b \frac{d}{dz_n} k_n \frac{db_n}{dz_n} = 0, \quad (21)$$

$$k_n = \ln \sqrt{b_n}, \quad \varepsilon_n = b_n^2 / k_n, \quad (22)$$

$$\ln = - \frac{b_n / k_n}{\frac{d}{dz_n} (b_n / k_n)}. \quad (23)$$

Здесь введено обозначение

$$\mu = \mu_0 - D_t \cdot z_n, \quad (24)$$

$$\mu_0 = \beta_T \frac{g}{T} \frac{x^2 P_0}{\rho c_p 2\omega_z v_*^2};$$

$$D_t = x^3 \beta_T \sqrt{\frac{\rho}{\rho_a}} \frac{1}{(2\omega_z)^2 v_{*a}} \frac{g}{T} \frac{\partial T_0}{\partial t}. \quad (25)$$

Граничные условия:

$$z_n \rightarrow \infty: \eta_n = \sigma_n = b_n = 0, \quad (26)$$

$$z_n = 0: \eta_{0n} = 1, \quad \sigma_{0n} = 0, \quad b_{0n} = \gamma, \quad (27)$$

$$l_{0n} = x^{-2} c^{-1/2} \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{1/2} R_*; \quad R_* = \frac{a 2\omega_z v_{*a}}{g}. \quad (28)$$

Здесь v_{*a} — динамическая скорость на поверхности океана со стороны атмосферы (при этом полагается непрерывность касательных напряжений на поверхности со стороны атмосферы и со стороны океана: $\rho v_*^2 = \rho_a v_{*a}^2$); a — коэффициент пропорциональности в соотношении, связывающем значение средней высоты волн h_w с динамической скоростью ($l_0 \approx h_w \approx a v_*^2 / g$; $a \approx 10$).

Как видно, решение системы зависит от трех безразмерных «внешних» параметров μ_0 , D_t , R_* и безразмерной высоты z_h .

На рис. 2 приводится зависимость безразмерной глубины верхнего слоя ветрового перемешивания океана от параметра стратификации μ_0 для двух вариантов модели: для $c=0,046$ и c , определяемой зависимостью (10).

Для средних условий состояния пограничных слоев атмосферы и океана с характерными значениями величин $P_0 \approx 100$ Вт/м², $v_{*a} \approx 0,5$ м/с, $\frac{\partial T_0}{\partial t} \approx 1$ К/сут. получаем следующие характерные

значения безразмерных параметров: $\mu_0 \approx \pm 10$; $R_* \approx 10^{-4}$; $D_t = 5$. Значения величины $b_{0n} = \gamma$ принято в соответствии с результатами оценок, приведенных в работе [13], равным $\gamma \approx 6$.

Как и следовало ожидать в соответствии с приведенными выше рассуждениями, результаты, представленные на рис. 2, свидетельствуют о том, что введение гипотезы (10) о зависимости коэффициента c от параметра $\bar{G}/\varepsilon$ приводит к уменьшению расчетной толщины экмановского слоя по сравнению с расчетами при $c=0,046$.

Влияние параметра D_t , отраженное на рис. 3, свидетельствует об аналогии влияния значений $D_t < 0$ с влиянием устойчивой стратификации $\mu_0 > 0$. Такой характер зависимости процессов от D_t понятен. Действительно, если при $\mu_0 = 0$ температура квазиоднородного слоя понижается ($D_t < 0$), то это возможно лишь при условии развития слоя перемешивания с вовлечением более хо-

лодных глубинных масс воды. А такой процесс свидетельствует о том, что в случае однородной по вертикали температуры (без сезонного термоклина) глубина слоя перемешивания должна быть больше расчетной.

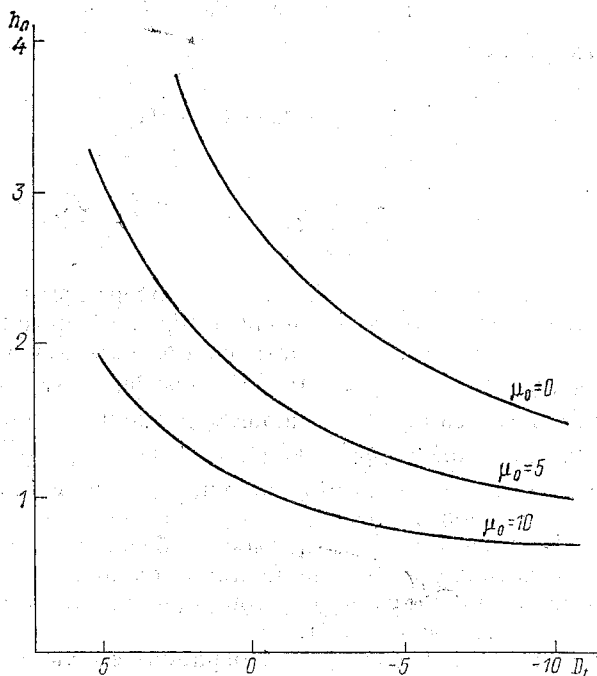


Рис. 3. Зависимость безразмерной толщины h_n экмановского слоя от параметра D_t

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Динамика пограничных слоев атмосферы и моря с учетом взаимодействия и нелинейных эффектов. — Изв. АН СССР. ФАО, 1966, т. 2, № 10, с. 20—29.
2. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К расчету характеристик турбулентности в слое ветрового перемешивания в океане. — Океанология, 1969, т. 9, вып. 1, с. 17—25.
3. Коротаев Г. К., Куфтарков Ю. П., Фельзенбаум А. И. О динамической структуре поверхностного слоя океана. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 833—836.
4. Кочергин В. П., Климок В. И., Сухоруков В. А. Турбулентная модель экмановского слоя океана. — В сб.: Численные методы механики сплошной среды. Новосибирск, 1976, т. 7, № 1, с. 72—84.
5. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 212 с.
6. Казаков А. А., Сухоруков В. А. Оценка влияния параметризации метеорологических условий при численном моделировании деятельного слоя океана. — В сб.: Численное моделирование динамики океана и внутренних водоемов. Новосибирск: Изд. ВЦ СО АН СССР, 1984, с. 97—117.

7. Ly N. L. Numerical studies of the surface-wave effects on the upper turbulent layer in the ocean. — *Tellus*, 1990, v. 42A, N 5, p. 557—567.

8. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана. — *Изв. АН СССР, ФАО*, 1970, т. 6, № 2, с. 178—188.

9. Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеопиздат, 1976. — 295 с.

10. Турбулентность. Принципы и применения. / Под ред. У. Фроста, Т. Моулдена. — М.: Мир, 1980, с. 238—248.

11. Rodi W. The prediction of free turbulent boundary layers by use of a two-equation model of turbulence. Ph. D. dissertation, University of London, 1972.

12. Laynder B. E., et al. Prediction of free shear flows—A comparison of the performance of six turbulence models, в книге: Free turbulent shear flows, vol. 1, conference proceeding, NASA. Rep. NSP-321, 1973, p. 361—422.

13. Егоров К. Л. Оценка влияния волнения на динамическую структуру приводного слоя атмосферы. — *Изв. АН СССР, ФАО*, 1984, т. 20, № 12, с. 1183—1188.

УДК 551.456.1+551.456.7

С. Б. ЗАВЕРТЯЕВ (ЛГМИ)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОДОВОГО ХОДА ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ ФУРЬЕ-АНАЛИЗА

Сезонный цикл является доминирующей вариацией в крупномасштабной изменчивости процессов, протекающих в океане и атмосфере. По мере накопления данных наблюдений и совершенствования математических методов мы приходим к более глубокому пониманию природы колебаний процессов взаимодействия океана и атмосферы. Задача работы — дать комплексную количественную оценку сезонным колебаниям ряда процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике на основе Фурье-анализа. Такие процессы характеризовались следующими физическими параметрами: температура поверхности океана, температура приводного слоя воздуха, поток явного тепла, поток скрытого тепла.

Гармонический анализ сезонного хода температуры поверхности океана и приводного слоя атмосферы проводился в [2, 6, 7, 12], где рассмотрены амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник. О пространственном распределении амплитуд годового хода потоков явного и скрытого тепла можно судить по картам из работ [1, 3, 10, 11]. Фазовым характеристикам годового хода потоков тепла уделено недостаточное внимание, поэтому они преимущественно исследовались в данной работе.

В качестве исходных данных наблюдений использовался архив средних месячных значений гидрометеорологических элементов за 18 лет для пятиградусной сетки северной части акватории Атлантического океана [8]. Метод расчета потоков тепла базировался на интегральных аэродинамических формулах, в которых коэффициенты тепло- и влагообмена определялись в зависимости от типа стратификации и скорости ветра, а также учитывался вклад штормов в энергообмен по методикам ГГО [5, 9]. Особенности вычислений, оценка погрешностей и результаты расчета потоков тепла обсуждались в работах [3, 4].

Для исследования структуры сезонных колебаний названных параметров применена модель, основанная на дискретном преобразовании Фурье. Предварительно формировались ряды климатического сезонного хода для акватории 30—70° с.ш. до границы наибольшего распространения плавучего льда, где отчетливо проявляется сезонная изменчивость. Затем по каждому ряду строился дискретный ряд Фурье, амплитуды и фазы простых гармоник, сглаженный ряд наблюдений. Длина ряда Фурье выбиралась по критерию Фишера. То есть окончательное число гармоник ряда считалось таким, при котором отношение дисперсии восстановленного ряда к дисперсии исходного ряда превышало 95% и изменение дисперсии при увеличении числа гармоник на единицу составляло менее 1% от дисперсии исходного ряда.

Таким образом, было получено число гармоник ряда Фурье в каждом пятиградусном районе, требуемое для воспроизведения климатического годового хода каждого параметра. Затем рассчитывались отношения количества 5-градусных районов, где годовой цикл описывается одной, двумя, ... и т. д. гармониками, к общему числу районов. Эти отношения представляют оценку части площади Северной Атлантики в зависимости от числа гармоник ряда Фурье, аппроксимирующих годовой ход на данной акватории (табл. 1). Поскольку заранее точно неизвестно, какие именно периодические колебания существенны, после проведенных расчетов незначимые гармоники исключались из рассмотрения.

Таблица 1

Оценка части площади (%) акватории Северной Атлантики в зависимости от числа значимых гармоник ряда Фурье, аппроксимирующих годовой ход температуры воды (t_0), температуры воздуха (t), потока явного тепла (H), потока скрытого тепла (LE)

Число гармоник	t_0	t	H	LE
1	56	97	32	85
2	97	99	57	91
3	99	100	75	95
4	100	—	97	100

Задавая критерий, равный 95% площади акватории Северной Атлантики, где годовой ход надежно аппроксимируется определенным числом гармоник, можно утверждать, что сезонный ход температуры воздуха имеет четкую годовую периодичность. Возмущения в поле температуры воздуха синоптического масштаба отфильтрованы пространственно-временным осреднением. Годовой ход температуры воды имеет более сложный характер из-за влияния динамики океана и удовлетворительно восстанавливается двумя гармониками. Потоки тепла, отражающие тепловые процессы взаимодействия двух сред, отличаются более неровным сезонным ходом от циклов температур. Для 95% акватории получено значимое совпадение наблюдаемого годового хода потока скрытого тепла с суммой трех периодических составляющих и годового хода потока явного тепла с суммой четырех гармоник.

Разногласие в количественной интерпретации сезонной изменчивости потоков тепла объясняется малой величиной потока явного тепла, на годовой ход которого оказывают влияние колебания как более высоких, так и более низких частот. Сказывается асимметрия годового цикла потока явного тепла в средних широтах, тогда как асимметрия сезонного хода потока скрытого тепла практически отсутствует [3]. Кроме того, перепад влажности воздуха, формирующий поток скрытого тепла, является более консервативной характеристикой, чем разность температур вода-воздуха, от которой зависит поток явного тепла. Пространственное распределение количества гармоник, достаточное для воспроизведения сезонной изменчивости потоков тепла показывает, что значительные по размерам области наибольшей изменчивости расположены в Норвежском море и юго-восточной части Атлантики.

Годовая гармоника в сезонном ходе параметров взаимодействия океана и атмосферы формируется годовым ходом притока солнечной радиации. Относительно природы полугодовых колебаний в средних широтах высказано немало гипотез. Наши результаты свидетельствуют в пользу океанского происхождения полугодовой цикличности. Нет и однозначного понимания физических механизмов генерации кратных году периодов колебаний, поскольку отсутствует ярко выраженная вынуждающая сила соответствующего периода в процессах взаимодействия океана и атмосферы.

Представление об основных характеристиках годового хода можно получить исходя из анализа среднезональных величин фазы годовой гармоник (момент наступления максимума, отсчитываемый от 1 января) параметров теплового взаимодействия (табл. 2). В средних широтах влияние годового хода притока солнечной радиации к поверхности Земли намного слабее, чем в низких широтах. Циркуляция океана и атмосферы, а также процессы теплового и динамического взаимодействия обеих сред

формируют особенности распределения фаз годовой гармоник у различных параметров. При анализе табл. 2 необходимо учесть, что положительные величины потоков характеризуют энергообмен в направлении от океана к атмосфере. Поэтому колебания потоков и температур происходят практически в противофазе. Во всех широтных поясах экстремумы в годовой гармонике потоков тепла наступают раньше на несколько суток, чем экстремумы температур воды и воздуха.

Таблица 2

Среднезональные величины фазы годовой гармоник (момент наступления максимума, отсчитываемый от 1 января, сут.) потока явного тепла (H), потока скрытого тепла (LE), температуры воды (t_0), температуры воздуха (t)

$\varphi_{с. ш.}$	H	LE	t_0	t
65—70	4	9	216	202
60—65	6	9	207	194
55—60	7	13	217	202
50—55	5	12	217	205
45—50	7	12	221	209
40—45	9	16	224	212
35—40	13	19	223	213
30—35	12	20	224	215

Максимум годового цикла температуры наступает в океане позже на 9—15 сут., чем в атмосфере. Рассогласование в фазе годовых гармоник температур на 11 сут. было получено ранее в результате гармонического анализа данных наблюдений станций погоды [2]. Запаздывание фазы изначально объясняется различной теплоемкостью воды и воздуха. Атмосфера представляет собой высокодинамичную систему по отношению к более инерционному океану. Пространственное распределение фаз годовых гармоник температур показывает, что величина запаздывания зависит от особенностей динамики океана и удаленности от берегов.

Фаза годовой волны потока скрытого тепла следует за фазой годовой волны потока явного тепла. Фазовый сдвиг варьирует от 3 до 8 суток и, как отмечалось, связан с большей консервативностью влажности воздуха, чем температуры как индикатора метеорологических процессов.

Представляет интерес общая тенденция увеличения с севера на юг фазы годовой волны гидрометеорологических характеристик. Данная тенденция прослеживается в распределении фазы годового колебания температуры воды по карте и в работе [7].

Несмотря на глобальный характер увеличения фазы годовой волны с юга на север в низких широтах, в средних широтах Северной Атлантики существует обратная картина сдвига фаз, формирующаяся под воздействием динамических процессов и взаимодействия в системе океан — атмосфера — материка, поскольку влияние притока солнечной радиации ослаблено. Выявленное в данной работе распространение колебаний в умеренных и субтропических широтах с севера на юг имеет временной масштаб несколько суток, тогда как в экваториальном поясе обратное смещение фазы колебаний температуры воды равняется, по данным [6], нескольким месяцам.

Главные черты географического распределения фазы годовой гармоникой потоков явного и скрытого тепла имеют подобный характер (рисунок). Формирование сезонного цикла обоих потоков осуществляется преимущественно одними процессами. Как отмечалось, отличие заключается в опережении фазы годовой волны потока явного тепла относительно фазы скрытого потока тепла. Отметим важную роль фронтального раздела, образуемого Северо-Атлантическим течением. Слева от оси течения фазы очень мало изменяются на всем пространстве океана. Справа выделяются два центра. Первый из них расположен в Северном море, второй — у Азорских о-вов. Изофазы годовой волны распространяются от фронтального раздела на юго-восток и далее расходятся к отмеченным центрам. Еще один центр находится у побережья США. На формирование сдвига фаз в этом районе оказывают влияние выносимые в Северной Америки воздушные массы.

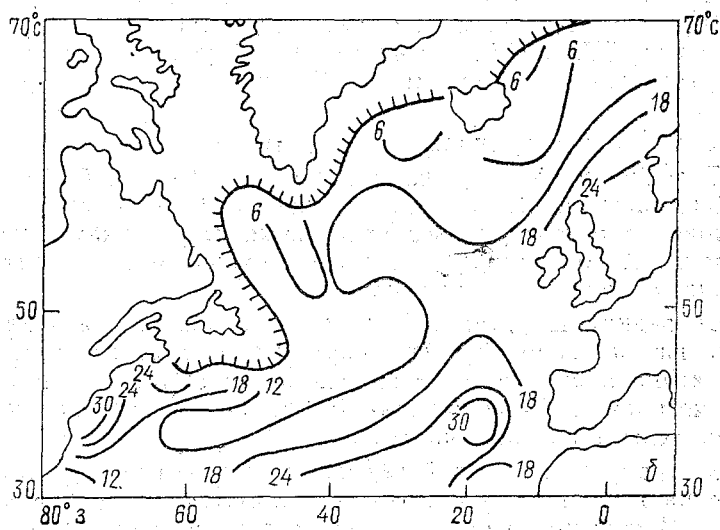
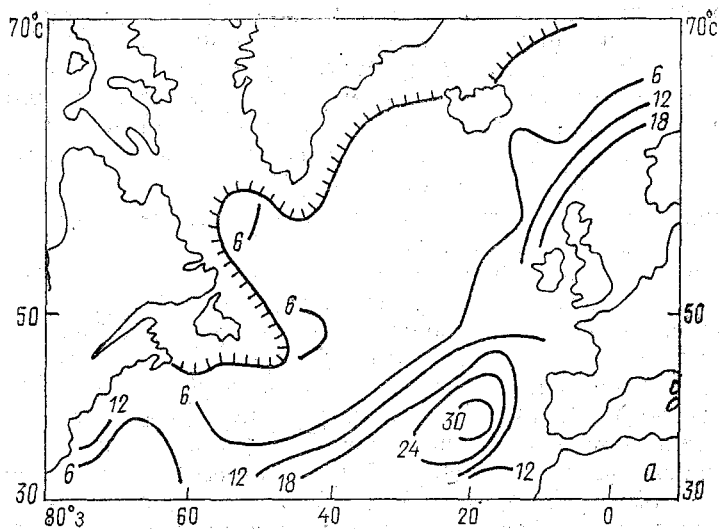
В заключение сформулируем основные выводы:

1. Для более 95% площади акватории Северной Атлантики аппроксимация годового хода осуществляется одной годовой гармоникой температуры воздуха, двумя гармониками температуры воды, тремя гармониками потока скрытого тепла, четырьмя гармониками потока явного тепла.

2. В средних широтах выявлена тенденция увеличения с севера на юг фаз годовой волны параметров теплового взаимодействия океана и атмосферы с временным масштабом в несколько суток, которая противоположна глобальному увеличению фаз с юга на север в низких широтах.

3. Экстремумы в годовой гармонике потоков тепла наступают раньше на несколько суток, чем экстремумы температур воды и воздуха. Максимум годового цикла температуры наступает в океане позже на 9—15 сут., чем в атмосфере. Фаза годовой волны потока скрытого тепла следует за фазой годовой волны потока явного тепла с запаздыванием от 3 до 8 сут.

4. Карты пространственного распределения фаз годовой гармоникой потоков явного и скрытого тепла позволили выявить особенности сезонных колебаний энергообмена.



Пространственное распределение фазы годовой гармоники (момент наступления максимума, отсчитываемый от 1 января, сутки) потока явного тепла (а) и потока скрытого тепла (б)

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Л.: изд. МО СССР, 1977. — 332 с.
2. Владимиров О. А., Смирнов Н. П. Полугодовой ритм в сезонных изменениях некоторых гидрометеорологических характеристик в Северной Атлантике. — Тр. АНИИ, 1970, вып. 296, с. 151—159.
3. Завертяев С. Б., Масловский М. И. Сезонная и межгодовая изменчивость теплообмена океан — атмосфера в Северной Атлантике. — Тр. ЛГМИ, 1989, вып. 105, с. 4—23.
4. Завертяев С. Б. Параметризация влажности воздуха в приповерхностном слое атмосферы. — Тр. ЛГМИ, 1986, вып. 93, с. 44—50.
5. Методические указания. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. Л., изд. ГГО, 1981. — 56 с.
6. Панфилова С. Г. Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана. — Океанология, 1972, т. 12, вып. 3, с. 394—407.
7. Селеменов К. М. Сезонные колебания температуры воды на поверхности Северной Атлантики. — В кн.: Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч. 2. — М., Гидрометеоиздат, 1986, с. 23—28.
8. Средние месячные ежегодные значения гидрометеорологических элементов в Северной Атлантике. Вып. 1—5. Обнинск: изд. ВНИИГМИ-МЦД, 1980.
9. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 79 с.
10. Hsiung G. Mean surface energy fluxes over the global ocean. — G. Geophys. Res., 1986, v. c. 91, N 9, p. 10585—10606.
11. Isemer H., Hasse L. The Bunker climate atlas of the North Atlantic ocean. Vol. 2. — Berlin, Springer, 1987. — 252 p.
12. White G. H., Wallace J. M. The global distribution of the annual and semiannual cycles in surface temperature. — Mon. Weather Rev., 1978, v. 106, p. 901—906.

УДК 551.465.5+551.461.7(268)

Е. М. НОВИКОВА (ЛГМИ)

РАСЧЕТ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЙОНАХ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОЛЕЙ ПЛОТНОСТИ

Неоднородность термической структуры вод в Норвежском море формируется неоднородной структурой течений. Горизонтальная и связанная с ней вертикальная циркуляция создают зоны контрастов температур и очаги накопления тепла и холода.

Несмотря на сложность структуры течений можно предполагать существование структуры квазистационарной в климатическом аспекте и описать течения с помощью геострофического приближения.

Геострофическая циркуляция совместно с вертикальной формирует поле плотности в средних и глубинных слоях. Этот процесс для сжимаемой жидкости можно описать в виде [7]

$$u\rho_x + v\rho_y + w\rho_z = -\omega k\rho \quad (1)$$

или

$$uh_x + vh_y = \left(1 + k \frac{\rho}{\rho_z}\right) \omega, \quad (2)$$

где u и v — широтные и меридиональные абсолютные геострофические скорости; ω — сумма дрейфовой и геострофической вертикальных скоростей; $k = g/c^2$; c — скорость звука в морской воде; h — высота изопикнических поверхностей, ρ — плотность морской воды *in situ*; оси x, y, z — направлены на восток, север и вверх.

Имея данные о плотности, можно определить течения ее формирующие. Эта идея была использована в методе β -спирали [6, 7] для расчета абсолютных геострофических горизонтальных скоростей из уравнения сохранения потенциального вихря.

Автором [2] была разработана методика фильтрации шумов в модели с помощью расширенной ковариационной матрицы и сингулярного разложения [1, 5]. По уравнению потенциального вихря по среднему полю плотности с помощью предложенной методики были вычислены абсолютные горизонтальные скорости геострофических течений в Норвежском море [2].

Имея горизонтальные скорости течений, можно по полю плотности рассчитать вертикальные, которые вместе с горизонтальными его формируют. Эти вертикальные скорости складываются из трех составляющих: дрейфовой (ω_h), которая постоянна по глубине, ниже слоя трения, скорости (ω_e), определяемой наклоном поверхности и постоянной по глубине и скорости (ω_g), обусловленной геострофической циркуляцией и определяемой из уравнения вихря:

$$(\omega\rho)_z = \frac{\beta}{f} v\rho, \quad (3)$$

где f и β — параметр Кориолиса и его изменение с широтой.

Уравнение вихря, обычно используемое для расчета, позволяет получить относительную вертикальную скорость.

Для получения абсолютной вертикальной скорости было использовано уравнение

$$\begin{aligned} \frac{(h_y, h_x)_{zz}}{(h_y, h_x)_z} \left(\frac{\beta}{f} v GC h_x + v (GC, h_x)_z \right) + \omega \frac{v_z}{v} (GC, h_x)_z + \\ + \omega (h_x, GC)_{zz} - \frac{2\beta}{f} v GC_z h_x = 0, \end{aligned}$$

где $(a, b)_t = a_t b - ab_t$, $GC = 1 + k \frac{\rho}{\rho_z}$. (4)

Уравнение было выведено из (2), из уравнения, полученного из (2) дифференцированием по z , и из уравнения, полученного из (2) двойным дифференцированием по z , и из уравнения вихря (3).

Этот прием был использован, чтобы уменьшить вихревые шумы модели, не описываемые геострофическим приближением.

Абсолютную вертикальную скорость можно представить в виде $w = w_0 + w'$, где w_0 — абсолютная скорость на каком-либо горизонте, определяемая из (4); w' — скорость относительно этого горизонта, определяемая из уравнения вихря (3).

Уравнение (4) можно расписать для n горизонтов:

$$a_n w_0 = c_n \quad (5)$$

и получить переопределенную систему из n уравнений при одном неизвестном w_0 .

В данном исследовании метод фильтрации шумов в моделях с помощью расширенной ковариационной матрицы и сингулярного разложения получил дальнейшее развитие. Из n уравнений (5), нормированных по правой части, был составлен упорядоченный по сингулярным значениям ковариационный ряд (ряд A) из $a_k a_{k1}$ ($k=1, \dots, n-1$, $k1=k+1, \dots, n$).

Этот ряд был использован для построения расширенной диагональной матрицы $\left(\frac{n}{2} - 1, \frac{n}{2} - 1 \right)$ вида

$$R = \begin{vmatrix} d_1 & d_{1+1} & \dots & d_{n-2} \\ d_{1-1} & d_1 & d_{1+1} & \dots \\ \dots & d_{1-1} & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & d_{1+1} \\ d_1 & \dots & d_{1-1} & d_1 \end{vmatrix} \quad (6)$$

для параметра $\tilde{w}_0$.

Чтобы получить положительные значения параметра $\tilde{w}_0$, уравнение (5) преобразовывалось и параметр заменялся на $\tilde{w}_0 = w_0 + w_1$, где w_1 — положительные значения, большие предполагаемого максимального абсолютного отрицательного значения w_0 .

Для построения матрицы R использовался ряд $D(d_1, d_2, \dots, d_{n-2})$, составленный из ряда A при помощи следующей процедуры. Из ряда A выбирается элемент $a_k a_{k1}$, расположенный в середине ряда и заносится в d_1 , середину ряда D . Затем по номеру k из ряда A симметрично выбираются элементы и заносятся в элементы ряда $d_{1-1}, d_{1+1}, d_{1-2}, d_{1+2}, \dots, d_1, d_{n-2}$. В дальнейшей про-

цедуре выбранные элементы не участвуют. Из оставшихся элементов снова выбирается срединный элемент $a_k a_{k1}$, прибавляется к d_l . По номеру k из ряда опять симметрично выбираются элементы и суммируются с $d_{l-1}, d_{l+1}, \dots, d_2, d_{n-3}$. Искользованные элементы из дальнейшей процедуры исключаются. Так продолжается до полного исчерпывания ряда A .

Матрицу R можно разложить по ее сингулярным значениям. Так как модель является однопараметрической, то ее нужно усечь по одному наибольшему сингулярному значению [5]:

$$R = G \Sigma_1 \bar{G}^T, \quad (7)$$

где Σ_1 — матрица с элементами на главной диагонали, равными положительному квадратному корню из собственных значений RR^T или $R^T R$ и остальными элементами, равными нулю. При усечении по одному параметру все элементы на главной диагонали, кроме наибольшего, приравняются нулю. G и $\bar{G}$ — собственные векторы матриц RR^T и $R^T R$.

По предложенной методике были рассчитаны абсолютные вертикальные скорости в глубоководных районах Норвежского моря. В качестве консервативной характеристики использовались данные о плотности *in situ* на стандартных горизонтах, рассчитанные по данным о температуре и солености для одноградусных квадратов [4]. Значения абсолютных горизонтальных скоростей брались из [2]. Скорости рассчитывались для квадратов с центрами, кратными 1° по широте и $0,5^\circ$ по долготе. Для формирования переопределенной системы (5) использовался диапазон глубин 500—1500 м. В этом диапазоне вихревые шумы модели меньше, чем в верхних слоях, а наклоны изопикнических поверхностей заданы с большей точностью, чем в нижележащих слоях.

Проведенные расчеты показали, что характер вертикальной циркуляции в основных чертах определяется динамикой горизонтальной циркуляции [2, 3].

На рис. 1 приведены значения абсолютной вертикальной скорости $w_e + w_n$. Так как дивергенция геострофических течений в слое трения мала, то можно считать, что дана скорость на нижней границе слоя трения. Области подъема и опускания имеют тенденцию к меридиональному распространению. Одна из нулевых линий раздела совпадает с положением полярного фронта. Область опускания расположена слева от полярного фронта и связана с продвижением холодных течений на юг. Другая нулевая линия ограничивает этот поток с запада. В области опускания получилось два максимума со скоростями $20 \cdot 10^{-5}$ см/с: на 66° с. ш. на месте сходимости холодных вод с севера и атлантических вод с юга и на 73° с. ш. при вхождении холодных вод в Норвежское море. В зоне подъема справа от полярного фронта область максимальных значений занимает значительную пло-

щадь и совпадает с распространением теплых течений на северо-восток. На востоке расположена зона опускания, где максимум, $\approx 50 \cdot 10^{-5}$ см/с, связан с образованием Нордкапского течения. На западе области расположены зоны опускания и подъема. Зона подъема совпадает с продвижением вод на север. Зона опускания связана с течениями в более глубоких слоях, где они направлены на юг.

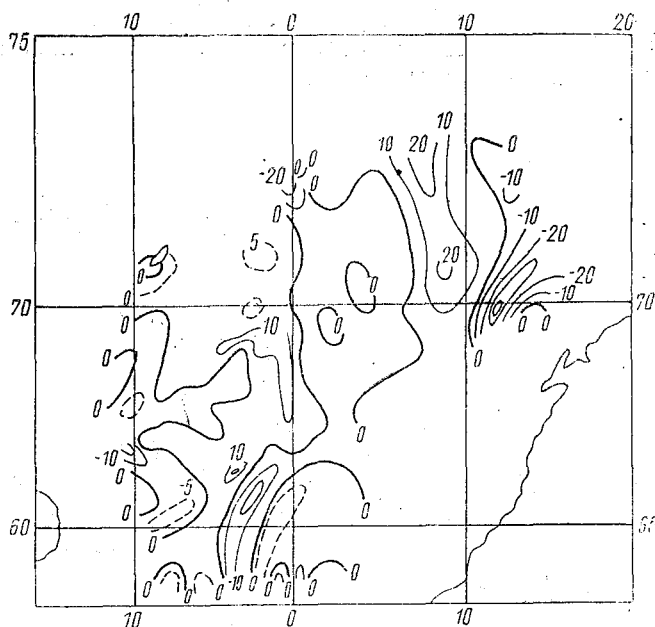


Рис. 1. Вертикальные скорости (см/с) на нижней границе слоя трения: 1 — $5 \cdot 10^{-5}$; 2 — проведены через $10 \cdot 10^{-5}$

На входе, в южной части, где имеет место завихренность между струями течений, очаги подъема и опускания чередуются.

На горизонте 1500 м (рис. 2) зоны подъема и опускания также ориентированы в основном в меридиональном направлении, и нулевые линии по расположению близки к нулевым линиям на поверхности. Но знак скорости меняется на противоположный. Изгиб полярного фронта сместился к северу и образовал область, внутри которой опускание связано с продвижением вод с севера. Образовался замкнутый очаг подъема со скоростями до $15 \cdot 10^{-5}$ см/с на западе, где над повышением рельефа дна имеет место сходимость течений. По абсолютной величине скорости на 1500 м несколько выше, чем на поверхности. На севере образовались два очага опускания со скоростями $40 \cdot 10^{-5}$ см/с и $15 \cdot 10^{-5}$ см/с, связанные с течениями, направленными на север. Но первый связан с понижением рельефа, второй с повышением.

На юге района происходит чередование областей подъема и опускания. Течения приобретают ныряющий характер.

Предложенная методика расчета позволила достаточно корректно определить абсолютные вертикальные скорости и не прибегать к гипотезе о нулевой поверхности. Расчет показал сложную картину вертикальных движений в Норвежском море, связанную со сложной динамической структурой горизонтальной циркуляции. Тенденция с меридиональной направленностью горизонтальной циркуляции проявляется в меридиональном распространении зон подъема и опускания.

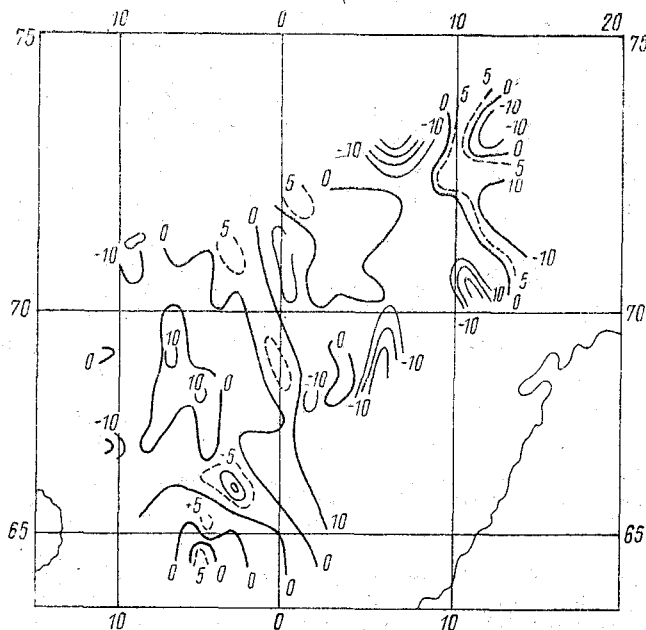


Рис. 2. Вертикальные скорости на горизонте 1500 м.
Обозначения см. рис. 1

Вертикальная циркуляция имеет двухслойный характер: вертикальные скорости в верхних и нижних слоях имеют противоположное направление. В верхних слоях они связаны с наклоном свободной поверхности, которая формируется динамической структурой течений. В глубинных слоях основным фактором, влияющим на вертикальную циркуляцию, является рельеф изопикнических поверхностей, который формируется плотностной структурой вод и рельефом дна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кэдзоу Л. Спектральное оценивание: метод переопределенной системы рациональной модели. — Тр. ТИНЭР, 1982, № 9.
2. Новикова Е. М. Расчет абсолютных геострофических скоростей в Норвежском море с использованием фильтрации. — Тр. ЛГМИ, 1989, вып. 105.
3. Романцев В. А., Семенов П. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря. — Тр. ААНИИ, 1982, т. 382.
4. Levitsky I. Climatological atlas of the world ocean // NOAA. Prof., — pap. — 1982.
5. Noble B. Applied linear algebra. — N. Y. — 1969.
6. Schott F and Stommel H. Beta-spirals and absolute velocities in different oceans // Deep-sea Res. — 1972. — p. 961—1010.
7. Schott F and Zantoff R. Calculation of absolute velocities from different parameters the western North Atlantic. — I. Geophys. Res, 1979, s. 11, p. 6990—6994.

УДК 551.466.5

М. А. БЕЛЯНЦЕВ, В. Г. БУХТЕЕВ, Г. П. КЛЕЩЕВА (ЛГМИ)

ОПЫТ ОЦЕНКИ ОТРАЖЕНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИЛИВОВ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

Задача прогнозирования приливов состоит в расчете гармонических постоянных и последующем предвычислении приливов на их основе. Имея гармонические постоянные, прогнозировать приливы несложно. Но определить гармонические постоянные с достаточной точностью достаточно сложная задача. Не вдаваясь в подробности, отметим, что эта задача обычно решается гидродинамическим расчетом по уравнениям мелкой воды с использованием данных наблюдений на береговом контуре в качестве граничных условий. На открытых морских границах требуется учесть взаимодействие с соседними морскими водоемами. Одним из аспектов такого взаимодействия является эффект отражения.

Эффект отражения имеет место для волн разной природы и, в частности, для разных длинных волн. Например, установлено, что отраженные волны цунами могут уносить до 75—80% энергии падающей волны. Велика роль процессов отражения и в формировании реальной сложной приливной картины. Собственно интерференция прямых и отраженных волн и формирует (наряду с некоторыми другими процессами) сложную результирующую картину приливных колебаний.

Отражение может быть сосредоточенным либо непрерывным. Именно последнее, происходящее при постепенном изменении

глубин (что характерно для реальных условий), имеет основное значение и должно учитываться. Особенно важно учитывать отражение при расчете приливного взаимодействия между различными морскими бассейнами. С определенными оговорками можно утверждать, — что в этом случае учет отражения при задании граничных условий между морями при гидродинамическом расчете гармонических постоянных является обязательным.

Метод численного расчета характеристик непрерывного отражения предложен А. В. Некрасовым [1]. Метод состоит в численном решении волнового уравнения

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = \frac{g}{b} \frac{\partial}{\partial x} \left(S \frac{\partial \eta}{\partial x} \right),$$

где b — ширина канала; S — сечение канала. Остальные обозначения общепринятые.

Рассматриваются колебания на участке ab , где происходит непрерывное отражение приливной волны и возникают прогрессивно-стоячие колебания. В точке b имеет место чисто прогрессивная (проходящая) волна. Соотношение амплитуд встречных волн в точке a представляет собой искомый модуль r коэффициента отражения, а сдвиг фаз этих волн есть искомый аргумент коэффициента отражения α . Коэффициент отражения имеет вид

$$R = re^{-i\alpha}.$$

Расчет r и α ведется через промежуточные величины M и Δ , которые, в свою очередь, выражаются через амплитуды и фазы отклонения уровня и его градиента. Для определения r и α через M и Δ автором составлена специальная номограмма. Такова использованная методика расчета модулей и аргументов коэффициентов отражения.

Используемая методика была применена для опытной оценки коэффициентов отражения в переходной зоне между Норвежским и Северным морями. Это сделано впервые. Коэффициенты отражения нужны для задания граничных условий при гидродинамических расчетах фаз и амплитуд приливов, имея в виду задачу их последующего прогнозирования.

В переходной зоне между морями были разбиты 6 профилей и сняты глубины на них. Далее, по изложенной выше методике были рассчитаны для каждого профиля модули и аргументы коэффициентов отражения. Профиля охватывают всю переходную зону между Норвежским и Северным морями, отражая особенности рельефа переходной зоны.

Учитывая, что до сего времени отсутствуют какие-либо количественные оценки непрерывного отражения приливных волн в переходной зоне, мы ставили задачей опытное получение таких предварительных оценок для волны M_2 .

Перейдем теперь к рассмотрению результатов расчетов. Модули r несколько растут вдоль профилей, как это и должно быть в соответствии с теорией, но остаются в общем небольшими. Средняя величина модуля 0,18, максимальная — 0,38. Пример распределения расчетных величин дан в таблице. Что касается аргументов α , то они меняются сильно и не закономерно. Это связано с малыми величинами r . Из теории известно, что при малых r α неустойчивы и мало достоверны.

Характеристики отражения на профилях

x	h	$h=M$	Δ	r	α
0	50	1,00	270	0	—
57	50	1,06	270	0,05	195
114	80	0,80	266	0,12	15
168	100	0,90	259	0,12	45
190	200	0,56	255	0,31	20
234	270	0,53	246	0,38	28
278	250	0,64	239	0,37	45
322	280	0,70	234	0,37	60

Небольшие величины модулей и неустойчивость аргументов имеют общие причины, заключающиеся в особенностях морфометрии переходной зоны между Норвежским и Северным морями. Дело в том, что глубины здесь меняются мало, нарастание глубин в сторону Норвежского моря слабо и не монотонно. Это приводит к слабости эффекта отражения, что и показали результаты расчетов. Таким образом, для прогностических расчетов волны M_2 на границе Норвежского и Северного морей можно брать коэффициент отражения равным 0,18.

ЛИТЕРАТУРА

Некрасов А. В. Приливные волны в окраинных морях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975, — 247 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
<i>Суставов Ю. В.</i> Структура изменчивости тепловых процессов в Атлантическом океане и ее пространственное районирование по спектральным составляющим	6
<i>Кондратович К. В.</i> О прогнозе климата в Атлантико-Европейском секторе	16
<i>Яковлев В. Н., Парамонов В. В.</i> Океанологические предпосылки анализа и прогноза промысловой значимости банок открытой части Атлантического и Индийского океанов	26
<i>Булаева В. М.</i> О предельной заблаговременности физико-статистического прогнозирования температуры поверхностного слоя Норвежского моря	31
<i>Карпова И. П., Суставов Ю. В., Николаев Д. Л.</i> Использование приемов экстраполяции временных рядов в методах сверхдолгосрочного прогнозирования	38
<i>Густов Д. В.</i> Предсказуемость явления Эль-Ниньо	50
<i>Жичкин А. П., Жданов А. С., Иванов А. П.</i> Влияние гидрометеорологических условий на распределение нагульных скоплений скумбрии в Норвежском море	60
<i>Бочков Ю. А., Лука Г. И.</i> Долговременные изменения океанологических процессов североευропейских морей и их биолого-промысловые последствия	67
<i>Серяков Е. И.</i> О межгодовой изменчивости энтальпии деятельного слоя и опыт ее долгосрочного прогноза	79
<i>Угрюмов А. И., Зубова М. М.</i> К вопросу о формировании аномалий температуры воды в восточной части антициклонического круговорота Северной Атлантики	88
<i>Елеков Б. Б.</i> Влияние изменчивости зимних очагов отрицательных аномалий температуры воды в Северной Атлантике на изменение комплекса осадки — температура на территории ЕТС в весение-летний период	98
<i>Безмельницын А. В., Малинин В. Н.</i> О годовом цикле влажности приводного слоя атмосферы над океаном	105
<i>Плотников В. А.</i> Характерные черты гидрологической структуры вод в экваториальных дивергенциях Индийского океана	114
<i>Зверькова Л. М., Аверкиев А. С., Масловский М. И., Суставов Ю. В.</i> Расчет ветровой циркуляции в Охотском море в связи с дрейфом икры и личинок промысловых рыб	121
<i>Егоров К. Л.</i> Оценка влияния параметров модели на расчет толщины верхнего пограничного слоя океана	131
<i>Завертяев С. Б.</i> Моделирование годового хода процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы на основе Фурье-анализа	141
<i>Новикова Е. М.</i> Расчет вертикальной циркуляции в глубоководных районах Норвежского моря с использованием полей плотности	147
<i>Белянцев М. А., Бухтеев В. Г., Клещева Г. П.</i> Опыт оценки отражения для прогнозирования приливов в Норвежском море	153

CONTENTS

	P.
<i>Systavov V. V.</i> Heat processes variability structure in the North Atlantic and its spatial zoning on the base of spectral components	6
<i>Kondratovitch K. V.</i> On the climate prediction in the Atlantic-European sector	16
<i>Yakovlev V. N., Paramonov V. V.</i> Oceanologic premises of the analysis and prediction of sea-production significance for the Atlantic and Indian ocean banks	26
<i>Bulaeva V. M.</i> On the makimal possible time leads of the statistical forecasting of the surface layer temperature in the Norwegian sea	31
<i>Karpova I. P., Nicolaev D. L., Sustavov Y. V.</i> Use of time series extrapolation techniques in the superlong-term prediction methods	38
<i>Gustoev D. V.</i> Predictability of El-Nino pfenomena	50
<i>Jichkin A. P., Ivanov A. V., Jdanov A. P.</i> Effects of hidrometeorological conditions on distribution of, in the Norwegian sea	60
<i>Bochkov Y. A., Luka G. I.</i> Long-time changes of the oceanological processes and their biological and fishery consequences	67
<i>Seryakov E. I.</i> On the year-to-year entalpy variability in the active layer of the Norwegian sea and example of its long-term prediction	79
<i>Ugrumov A. I., Zubova M. I., Timojeeva N. V.</i> The problem of surface temperature anomaly formation in the eastern party of the North Atlantic anticyclonic gyre	88
<i>Elecoev B. B.</i> Influence of winter centers variability of negative sea-surface temperature anomalies in the North Atlantic on the variation of precipitations-temperature complex at the European part of the USSR in spring-summer period	98
<i>Bezmelnitzin A. V., Malinin V. N.</i> On the annual humidity cycle of the atmosphere boundary layer under the ocean	105
<i>Plotnicov V. A.</i> Character features of the hydrological structure in the equatorial divergences of Indian ocean	114
<i>Aerkiev A. S., Zverkova L. M., Maslovsky M. I., Sustavov Y. V.</i> Computation of the wind forced circulation in the Ohotskoe sea and its connection with transport of caviar of production fishes	121
<i>Egorov K. L.</i> Estimation of model parameters influence on computation of the thickness of the upper boundary ocean layer	131
<i>Zavertyaev S. B.</i> Annual cycle modeling of the heat interaction ocean-atmosphere processes by Fourier-analyse method	141
<i>Novikova E. M.</i> Calculation of vertical circulation in deep regions of the Norwegian sea using of density fields	147
<i>Beliantsev M. A., Bukhteev V. G., Kletsheva G. P.</i> An attempt of reflection estimates for the forecasting of tides in the Norwegian sea	153

Межведомственный сборник научных трудов, вып. 112

**МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ**

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *Е. Е. Федорова*

Сдано в набор 2.07.91. Подписано в печать 30.12.91. Формат 60×90¹/₁₆.
Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 10,5.
Темплан 1991 г. Зак. 275. Тираж 300. Цена 3 р.
ЛГМИ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.

Типография ВСОК ВМФ