Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации

РУКОВОДСТВО По морским Гидрологическим Прогнозам



Санкт-Петербург Гидрометеоиздат 1994

Одобрено Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим прогнозам Росгидромета 19 февраля 1991 г.

Утверждено Федеральной Службой России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды 7 июня 1993 г.

1805040700-016 069(02)-94 Без объявл. Федеральная служба Россия по гндрометеорологии и мониторинсу окружающей среды (Россидромет), 1994 ч.

いたべい

предисловие

Прогресс в освоении природных богатств Мирового океана неразрывно связан со знанием гидрометеорологических процессов, происходящих в нем, и умением их предсказывать с той или иной заблаговременностью. В этой связи возрастает необходимость в морских гидрологических прогнозах, которые играют существенную роль в обеспечении безопасности и экономической эффективности морской деятельности. Особенно велика потребность в своевременных предупреждениях о стихийных метеорологических и гидрологических явлениях (штормовой ветер и волны, туман и айсберги, сгоны и нагоны, экстремальные ледовые условия на замерзающих морях, цунами, тягун, обледенение интенсивное морских судов и др.), так как они нередко приводят к авариям и значительным материальным потерям.

Надо отметить, что, несмотря на высокое техническое оснащение современных морского и рыбопромыслового флотов, их зависимость от условий погоды остается еще очень высокой. Известно, что аварии, которые происходят из-за погодных условий, занимают 3-е место в общем числе аварий судов Мирового флота, что составляет около 20 % случаев. Если же учесть, что многие аварии, вызванные другими причинами, как правило, сопровождаются неблагоприятными гидрометеорологическими условиями, то эта цифра достигает 50 %.

Улучшение метеорологического и океанографического обслуживания судоходства может внести существенный вклад в уменьшение стоимости морских операций, а также способствовать сокращению числа аварий, вызванных погодными условиями.

При подготовке данного Руководства авторы ставили перед собой цель в какой то мере способствовать решению этой задачи.

Необходимость издания Руководства по морским гидрологическим прогнозам назрела уже давно. Со времени организации Службы морских прогнозов в нашей стране (1937 г.) накопился огромный опыт научно-оперативной работы по гидрометеорологическому обеспечению морских отраслей народного хозяйства.

Было разработано и внедрено в практику большое количество методов анализа и прогноза различных элементов режима морейи океанов. Одни из них давно устарели, а другие используются до сих пор, претерпев определенные изменения и усовершенствования. В последние годы создано много новых методов прогноза — как физико-статистических, так и гидродинамических, отвечающих возросшим требованиям морских организаций, учитывающих специфику их работы и особенности физико-географических условий того или иного морского или океанического бассейна. Часть из них ориентирована на использование ЭВМ.

При подготовке Руководства ставилась задача обобщить накопленные данные, полученные в результате многолетнего опыта научно-методической и оперативной работы морских прогностических подразделений Росгидромета, и систематизировать многочисленные методы, одобренные ЦМКП Росгидромета, учеными советами НИУ, техническими советами морских управлений по гидрометеорологии (УГМ), а также показать пути применения различных методов при составлении прогнозов для мореплавания и рыбного промысла.

Было признано целесообразным дать некоторые необходимые сведения из общей океанологии, руководящих документов Службы морских прогнозов, морской метеорологии и математической статистики. Большинство рассматриваемых методов иллюстрируются примерами.

Изложенные в Руководстве методы имеют разную степень применения в оперативной практике. Это связано с тем, что широкое использование некоторых методов в морских управлениях Росгидромета ограничено отсутствием либо необходимых вычислительных средств, либо исходной информации, необходимой для составления прогнозов. Это прежде всего относится к гидродинамическим методам прогноза.

Руководство не претендует на исчерпывающее изложение всех существующих методик и приемов, которые используются в оперативной работе. Степень подробности описания отдельных методик определялась либо их практической значимостью, либо объемом материалов, которым располагали авторы.

Руководство является практическим пособием для специалистов, работающих в области морских прогнозов, но оно также может быть использовано океанологами, занимающимися гидрометеорологическим режимом и расчетами, преподавателями и студентами при изучении курса по морским гидрологическим прогнозам.

Руководство было подготовлено коллективом ведущих специалистов Росгидрометцентра, ГОИНа, СПО ГОИНа, ДВНИГМИ и ААНИИ. В подготовке Руководства принимали участие: З. К. Абузяров, В. А. Волженков, В. С. Красюк, Л. Г. Лунякова, Е. С. Нестеров, К. М. Сиротов (РосГМЦ), В. Н. Бортник, В. Х. Герман, В. И. Калацкий, И. М. Кабатченко, Г. В. Матушевский, Л. В. Нечволодов, Ю. Г. Филиппов, А. С. Цвецинский (ГОИН), В. И. Дымов, Т. А. Пасечник (СПО ГОИН), Е. Н. Дворкин, Ф. М. Мустафин (ААНИИ), А. Ф. Ломакин, В. В. Плотников (ДВНИГМИ).

Научное редактирование Руководства выполнено З. К. Абузяровым.

Глава 1. ОБЩИЕ ОСНОВЫ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

1.1. Введение

Разработка методов морских гидрологических прогнозов представляет собой сложное научное исследование, требующее глубокого анализа причинно-следственных зависимостей между гидропогическими элементами режима моря и факторами, их определяющими. Это связано с тем, что процессы, протекающие на поверхности и в толще морей и океанов, характеризуются большой изменчивостью во времени и в пространстве. Такая изменчивость является следствием реакции океана на воздействие большого числа гидрометеорологических факторов, находящихся в сложном взаимодействии друг с другом. Поэтому успешное развитие метолов морских прогнозов в значительной степени зависит от уровня наших знаний физики океана и атмосферы и тех механизмов, которые управляют процессами теплового и динамического взаимопействия этих двух сред. В этой связи исследования в области разработки методов морских прогнозов следует рассматривать как работу по практическому приложению теории взаимодействия океана и атмосферы к задачам гидрометеорологического обеспечения морской деятельности.

Крупномасштабное и мелкомасштабное термодинамическое взаимодействие океана и атмосферы лежит в основе всех методов морских гидрологических прогнозов. Обмен теплом, влагой и энергией этих двух сред определяет большинство процессов, происхолящих в океане.

В настоящее время создано большое количество математических моделей взаимодействия океана и атмосферы различного уровня сложности, которые позволяют в ряде случаев достаточно достоверно воспроизводить основные закономерности эволюции океанологических полей. На сегодняшний день уже накоплен знацительный опыт по использованию таких моделей при разработке методов морских гидрологических прогнозов.

Наиболее активные исследования в области разработки методов морских прогнозов относятся к послевоенному периоду и особенно к двум последним десятилетиям. Появление ЭВМ в начале 60-х годов дало возможность при разработке методов морских прогнозов применять сложный математический аппарат статистики и гидродинамики и автоматизировать многие виды работ, связанных непосредственно с анализом и прогнозом океанологических полей. Это позволило оперативно и успешно обслуживать морские отрасли народного хозяйства такими видами прогнозов, как долгосрочные и краткосрочные прогнозы ледовых условий на неарктических морях, долгосрочные и краткосрочные прогнозы температуры поверхности океанов и морей, краткосрочные прогнозы ветрового волнения и штормовых нагонов, сверхдолгосрочные прогнозы колебаний уровня Каспийского и Аральского морей. В 1964 г. началось регулярное обслуживание мореплавания рекомендуемыми курсами в зависимости от фактических и ожидаемых гидрометеорологических условий на переходах.

Современные методы морских гидрологических прогнозов развиваются в двух направлениях: физико-статистическом и гидродинамическом.

В основе методов первого, более старого, направления лежат эмпирические уравнения, характеризующие связь прогнозируемого явления с теми или иными характеристиками метеорологических и океанологических полей, взятых в момент составления прогноза или в предшествующие моменты времени. При разработке метода прогноза обычно строятся физические гипотезы, которые затем проверяются на основе применения аппарата математической статистики. В качестве характеристики атмосферной циркуляции обычно используются либо индексы, предложенные Н. А. Белинским, либо коэффициенты разложения полей в ряд по полиномам Чебышева или по естественным составляющим. Наиболее расаространен последний способ. Возможность использования ЭВМ позволяет широко применять метод множественной корреляции, без которого невозможно было бы учесть все многообразие влияющих факторов.

Использование простых физико-статистических (эмпирических) методов прогноза океанологических явлений в целом дает достаточно удовлетворительные результаты для обеспечения некоторых видов морской деятельности. Однако точность прогнозов можно улучшить и, следовательно, расширить сферу их применения, привлекая для этого новейшие и во многих отношениях перслективные достижения в области математического моделирования термодинамических процессов в океане.

Гидродинамические методы прогнозов основаны на решении уравнений термодинамики, включающих в себя те или иные гидрологические величины и прогноз соответствующих метеорологических элементов. Аппарат расчета — упрощенные аналитические решения или численные решения дифференциальных уравнений. В настоящее время разработаны и оперативно используются гидродинамические методы краткосрочного и долгосрочного прогноза температуры поверхности океана и толщины верхнего квазиоднородного слоя, ветрового волнения, штормовых нагонов и динамики ледяного покрова.

При решении задач гидродинамического прогноза предстоит преодолеть, по крайней мере, три основные трудности.

• Во-первых, уравнения движения относятся к типу нелинейных уравнений, для них трудно получить аналитическое решение, поэтому приходится применять сложную и трудоемкую методику яисленного интегрирования.

-6

Во-вторых, начальные и граничные условия никогда нельзя знать с достаточной точностью и с необходимыми подробностями, чтобы при решении получить адекватные результаты.

В-третьих, при выборе алгоритма расчета и при его программной реализации должны быть учтены особенности и возможности имеющихся ЭВМ.

Модели с более развитой физической постановкой и более совершенным математическим описанием учитываемых факторов обеспечивают, в принципе, возможности получения более точного прогноза по сравнению с упрощенными моделями. В то же время эти модели (методы) предъявляют и более высокие требования к качеству и полноте исходной информации, а также к производительности ЭВМ. Если перечисленные требования не выполняются, то преимущество в точности прогноза за счет применения более совершенных моделей не реализуется.

Перечисленные выше обстоятельства должны учитываться при выборе прогностической модели. При ограниченных технологических ресурсах получение прогноза к заданному сроку может быть обеспечено при использовании экономичных (в смысле требований к ресурсам) моделей. В ряде случаев весьма эффективным оказывается применение параметрических моделей. Следует отметить, что как гидродинамические, так и физико-статистические методы морских прогнозов развиваются по пути создания систем автоматизированного прогноза полей океанологических характеристик, ориентированных на определенные типы ЭВМ и банки данных.

Автоматизация морских прогнозов потребовала разработки методов объективного анализа океанологических полей, в первую очередь, температуры поверхности океана и ветрового волнения.

Из названных двух направлений развития морских прогнозов наиболее перспективно гидродинамическое, хотя в оперативной работе пока преобладают физико-статистические методы прогноза. Вместе с тем наиболее эффективным и рациональным подходом является разумное сочетание эмпирических и гидродинамических основ прогнозирования.

В последние годы фронт работ по изучению Мирового океана существенно расширяется. Они охватывают труднодоступные и относительно малоизученные районы как северного, так и южного полушарий, причем эти исследования проводятся в океане на все большей глубине в рамках как международных, так и национальных программ. Массовый сбор океанологических данных по всей акватории Мирового океана возможен лишь объединенными усилиями нескольких государств. С этой целью создана Объединенная глобальная система океанских служб (ОГСОС) под эгидой международных организаций МОК и ВМО. Задача ОГСОС состоит в регулярном обеспечении информацией, полученной на акватории океанов, о состоянии гидросферы и атмосферы. В состав ОГСОС входят сеть станций, автоматические телеметрические буи, береговые станции, научно-исследовательские суда, стационарные океанские станции и центры сбора данных. Синхронная информация

о состоянии океана и атмосферы над ним используется для оперативных целей, в том числе для новых научных разработок и усовершенствования существующих методов морских прогнозов.

Несомненно, что основное и наиболее значительное достижение последних лет касается развития спутниковой технологии морских наблюдений и морской связи. Освоение человеком космоса дало большие возможности для изучения морей и океанов и разработки более совершенных методов анализа и прогноза океанологических полей с различной заблаговременностью. Уже доступны на оперативной основе данные о температуре поверхности океана (ТПО), которые позволяют построить глобальные и региональные карты ТПО, необходимые для разработки методов прогноза и для удовлетворения широкого круга потребителей, в первую очередь рыбной промышленности.

Получаемые в настоящее время спутниковые фотографии существенно увеличили частоту наблюдений за морским льдом, дополнили массив ледовой информации, облегчили анализ изменений ледовой обстановки на замерзающих морях.

Несмотря на то, что в области развития методов морских гидрологических прогнозов и их использования в гидрометеорологическом обеспечении морских отраслей народного хозяйства достигнуты значительные успехи, перед службами морских прогнозов возникают все новые проблемы, требующие постоянного развития и совершенствования методов анализа и прогноза океанологических полей. Для дальнейшего развития как физико-статистических, так и гидродинамических методов нужны комплексные, целенаправленные наблюдения, выполненные с помощью экспедиционных и попутных судов, кораблей погоды, океанских буев, самодетов, ИСЗ и других наблюдательных платформ, которые давали бы более точные данные о состоянии Мирового океана во времени и пространстве. При этом большое значение имеет качество наблюдений. Если исходные данные, послужившие для разработки методов прогнозов, по какой-то причине оказались недоброкачественными, то и методы прогнозов при их практическом применении не могут дать положительных результатов.

Анализ имеющихся на сегодняшний день гидрометеорологических данных об акватории морей и океанов убеждает нас в том, что во многих случаях они оказываются либо недостаточными. либо вовсе непригодными для разработки методов прогнозов. Можно указать на две основные причины этого положения. Первая — отсутствие должной целенаправленности при постановке и проведении наблюдений в океане, и вторая - несовершенство методики наблюдений и аппаратуры. Если, например, сегодня не составляются прогнозы течений, то не потому, что не разработан метод прогноза, а потому, что отсутствует необходимая для этой цели регулярная информация о течениях. Данные о течениях во многих случаях носят случайный, эпизодический характер. Поэтой же причине недостаточно эффективно используются данные глубоководных наблюдений. Это же относится к градиентным и актинометрическим наблюдениям в море. Совсем не производится определение количества осадков, выпадающих в море. Качество исследований часто не отвечает требованиям практики. Так, например, массовые наблюдения за ветровым волнением до сих пор производятся визуально. Методика измерения температуры воды также не отработана. Она измеряется с различных платформ, разными приборами и методами. В результате затрудняется синтез этих данных. Качество и полнота данных о ледовой обстановке на морях не всегда удовлетворяет практиков. Перспективные в будущем, ИСЗ в настоящее время позволяют надежно фиксировать границы льда только в безоблачную погоду. Определение толщины льла с ИСЗ вообще не производится.

Существующая в настоящее время система океанографических и метеорологических наблюдений, в принципе, не является достаточной для освещения гидрометеорологическими данными большинства районов Мирового океана, особенно для районов, простирающихся к югу от 20° с. ш. до берегов Антарктиды. Распределение данных наблюдений во времени и в пространстве крайне неравномерно. В Атлантическом и Тихом океанах большая часть наблюдений сосредоточена между 25 и 65° с. ш. Но даже для тех районов Мирового океана, для которых морское гидрометеорологическое обслуживание рассматривается как соответствующее. предъявляемым требованиям (например, Северная Атлантика), оно не полностью отвечает реальным нуждам и во многих отношениях является неудовлетворительным. В результате этого проблема морских прогнозов разрешена лишь по отношению к некоторым гидрологическим характеристикам и для наиболее изученных районов Мирового океана. Для них прогнозы составляются. систематически. В последние годы предпринимаются попытки распространить прогноз и на другие характеристики океана, особенно те, которые представляют собой наибольший интерес для рыболовства и мореплавания. В первую очередь это течения, температура воды по горизонтам, фронтальные разделы и т. д.

По месту действия различают прогнозы для пункта (порт, положение судна), района (акватория моря или океана) и маршрута (плавания судна).

По времени действия различают прогнозы на заданный промежуток или момент времени и штормпредупреждения, даваемые незавнсимо от времени суток при угрозе возникновения опасного или стихийного гидрометеорологического явления.

Различают краткосрочные (от нескольких часов до 3 сут), среднесрочные (от 3 до 15 сут), долгосрочные (от 1 до 4 месяцев) и сверхдолгосрочные (более 4 месяцев) прогнозы.

Терминология прогнозов регламентируется специальными наставлениями Службы морских прогнозов. Это необходимо для того, чтобы формулировки прогнозов, составленных разными прогнозистами, были однотипными, могли быть однозначно истолкованы потребителями. Кроме того, облегчается также последующая оценка качества прогнозов.

1.2. Организация службы морских гидрологических прогнозов

Деятельность морских прогностических подразделений, ведущих научно-исследовательскую, методическую и прогностическую работу по обработке морской информации и прогнозу морских гидрологических элементов, регламентируется распорядками, планами и указаниями соответствующих управлений и отделов Росгидромета и Управлений по гидрометеорологии (УГМ), региональных научно-исследовательских институтов (НИИ). Выполняемая указанными учреждениями работа направлена на обеспечение оперативных прогностических органов системы Росгидромета, а также учреждений других заинтересованных ведомств разнообразной информацией диагностического и прогностического характера.

Виды и методики обработки, перечень прогностической продукции, а также формы представления, сроки и порядок распространения океанографической продукции, подготавливаемые данными подразделениями, определяются с учетом конкретных требований и условий работы и регламентируются положениями Росгидромета и соответствующих отделов УГМ (региональных НИИ), а также решениями и рекомендациями Центральной методической комиссии по прогнозам (ЦМКП) Росгидромета и ученых (технических) советов региональных НИИ и УГМ о внедрении в практику тех или иных методов.

Вопросы обеспечения и организации технической эксплуатации и модернизации вычислительной техники и других средств автоматизированной обработки информации, применяемых в подразделениях, занимающихся численными прогнозами, координируются техническим управлением Росгидромета и соответствующими отделами УГМ.

Вопросы обеспечения морских подразделений данными наблюдений и другой оперативной информацией, передаваемой по системе связи, а также вопросы распространения обработанной информации (диагностическая и прогностическая продукция) координируются отделом информации (ОИ) Росгидромета при согласовании с соответствующими управлениями и отделами Росгидромета.

Научное и методическое руководство морскими прогностическими подразделениями осуществляется региональными НИУ, а также учреждениями, определенными в качестве головных по специальным указаниям Росгидромета. Головным в области морских гидрологических прогнозов является Росгидрометцентр, по полярным бассейнам — ААНИИ.

Росгидрометцентр как головное оперативно-прогностическое и научно-методическое учреждение системы Росгидромета в области морских гидрометеорологических прогнозов, являясь одновременно одним из Мировых метеорологических центров (ММЦ) в системе Всемирной службы погоды (ВСП), выполняет следующие функции.

Научные исследования:

 создание новых и совершенствование существующих методов анализа и прогноза морских гидрометеорологических явлений различных сроков — от нескольких часов до нескольких месяцев и более по акватории Мирового океана;

 проведение исследований в целях создания и внедрения новых методов сбора, усвоения данных с использованием ЭВМ и других средств автоматизации.

Оперативная работа:

— первичная обработка, контроль и согласование данных, необходимых для анализа и прогноза;

— оперативный и неоперативный контроль (мониторинг) поступления информации по системе телесвязи;

 подготовка и распространение анализа и прогноза морских гидрометеорологических явлений на различные сроки по различным акваториям Мирового океана:

Методическая работа:

— оказание всесторонней методической помощи морским прогностическим подразделениям УГМ по всем аспектам их научнооперативной деятельности путем проведения по плану Росгидромета стажировок специалистов этих подразделений или путем командировок специалистов отдела морских гидрологических прогнозов Росгидрометцентра в местные подразделения;

 проведение оперативных испытаний новых методов морских прогнозов;

— методическое руководство работой по разработке локальных методик прогноза в подразделениях УГМ.

В целях взаимной информации и координации оперативной и научно-методической работы и для обмена опытом между прогностическими подразделениями разных уровней и различных УГМ ежегодно составляются краткие отчеты об этой работе. Отчет за истекший год направляется в Главное управление гидрометеорологического обеспечения (ГУГМО) Росгидромета. Поступившие отчеты после их обобщения и анализа вместе с замечаниями и указаниями по дальнейшей работе распространяются Росгидрометом среди соответствующих прогностических подразделений.

Постоянное совершенствование и освоение новых видов и методик оперативной подготовки диагностической и прогностической продукции с учетом возрастающих трабований со стороны морских отраслей народного хозяйства, новейших результатов научных исследований, передового опыта (в том числе зарубежного) и технических возможностей получения исходной информации и автоматической обработки данных является одной из важнейших задач прогностических подразделений. К разряду этих задач относится также освоение и совершенствование методов технической и математической эксплуатации новой вычислительной техники и других средств автоматизированной обработки данных.

В целях непрерывного повышения квалификации специалистов прогностических подразделений, обмена опытом и ознакомления

с новейшими достижениями науки и техники при институте повышения квалификации специалистов Росгидромета организуются специальные курсы, проводятся стажировки специалистов в оперативно-прогностических и научно-исследовательских учреждениях и др.

Регламентирующими и руководящими материалами по морскому гидрометеорологическому обслуживанию морских отраслей являются:

--- руководство по гидрометеорологическому обслуживанию морских отраслей народного хозяйства;

— руководство по морскому метеорологическому обслуживанию (публикация ВМО № 471). Оперативная информация, касающаяся обслуживания различных стран, содержится в томе Д. Том Д состоит из четырех частей:

часть А — расписание радиопередач для судоходства и других видов морской деятельности;

часть В — береговые радиостанции, принимающие судовые метеорологические и океанографические сводки;

часть С — специализированное метеорологическое обслуживание, необходимое для морской деятельности;

часть Д — визуальные сигналы штормовых предупреждений.

1.2.1. Служба предупреждений об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях на морях и океанах

Терминология. Опасные морские гидрологические явления (OЯ) — это явления, при которых наносится определенный ущерб производственным процессам и объектам, находящимся в зоне их влияния. При таких явлениях производственные процессы, как правило, прекращаются, а объекты могут быть повреждены. В случае угрозы возникновения опасных явлений соответствующие службы на местах принимают меры по обеспечению безопасности населения и объектов и предотвращению ущерба от их воздействия.

Стихийные морские гидрологические явления (СГЯ) — это явления, которые раньше носили название «особо опасные явления». К СГЯ относятся явления, интенсивность которых, район распространения и продолжительность могут нанести ущерб народному хозяйству и населению и вызвать стихийные бедствия.

Критерии опасных морских гидрологических явлений определяются оперативно-прогностическими органами Росгидромета совместно с обслуживаемыми организациями. Критерии стихийных морских гидрологических явлений приведены в «Положении о порядке составления и передачи предупреждений о возникновении стихийных (особо опасных) гидрометеорологических и гелиогеофизических явлений и экстремально высоком загрязнении природной среды» (Л.: Гидрометеоиздат, 1986) и в «Наставлении по службе прогнозов». Разд. 3, ч. III «Служба морских гидрологических прогнозов» (Л.: Гидрометеоиздат, 1982). Предупреждения хозяйственных организаций и населения страны об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях являются важнейшей задачей оперативных органов Росгидромета.

Наблюдения за опасными и стихийными морскими гидрологическими явлениями, в соответствии с «Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам». Вып. 9, ч. I (Л.: Гидрометеоиздат, 1984), начинаются немедленно, как только они возникают или когда гидрометеорологическая обстановка способствует этому. Если явление переходит в разряд опасных, то на станциях и постах наблюдения ведутся непрерывно, обеспечивается бесперебойная работа всех приборов и, при необходимости, организуются дополнительные временные пункты, явление фотографируется или зарисовывается, определяются и записываются его количественные значения, продолжительность, границы распространения и воздействие на окружающую местность и находящиеся на ней объекты. Порядок наблюдений и информация о них отражаются в планезадании станции.

Специалисты станции обследуют территорию, на которой отмечались ОЯ или СГЯ. При этом обязательно уточняются опасные значения гидрологического явления. По материалам обследования комиссии, состоящие из представителей обслуживаемых организаций и Росгидромета, определяют размеры ущерба от ОЯ или СГЯ.

По результатам наблюдений делается описание СГЯ или ОЯ, из которых должно быть ясно, когда и где возникло явление, как оно протекало, каковы его проявления, особенности и последствия. Описания СГЯ и ОЯ высылаются в Росгидрометцентр в течение 10 сут после окончания явления.

Предупреждения об ОЯ или СГЯ составляют морские отделы или группы океанологов морских гидрометцентров, Росгидрометцентра, ААНИИ, ДВНИГМИ, а также синоптическими группами, прикомандированными для гидрометеорологического обслуживания на рыболовных судах, буксируемых объектах, ледоколах и т. п. Предупреждения составляются на основе детального анализа диагностических и прогностических карт и информации, получаемой с судов в море, метеорологических спутников и морских буев. При необходимости уточнить время возникновения, интенсивность или площадь распространения стихийного явления по акватории морей или океанов, предусмотренного предупреждением, составляется уточнение к первоначальному предупреждению.

Если последующий анализ гидросиноптического материала показывает, что ожидавшееся ранее опасное или стихийное явление не возникает, то сообщается об отмене предупреждения с максимально возможной заблаговременностью.

Если стихийное явление прекратилось или ослабло, а затем вновь возникло, перерыв продолжался более 6 ч, то считается, что возникло новое стихийное явление и о нем необходимо составить новое предупреждение. Если явление возникло, а предупреждения о нем не было, то составляется оповещение, в котором указывается время начала явления, его интенсивность, продолжительность, максимальная интенсивность и предположение о его распространении на другие акватории.

Порядок доведения предупреждений о СГЯ

Оперативно-прогностические службы после составления предупреждения о возникновении СГЯ обязаны:

 письменно или по телефону доложить содержание предупреждения первым руководителям местных органов власти, получить их согласие на передачу предупреждения по внутрнобластной связи руководящих органов;

— передать предупреждение на областной узел связи (или ведомственный) для доведения его до непосредственных пользователей;

доложить по телеграфу в УГМ текст штормпредупреждения и время, когда оно было сообщено;

— передать предупреждение непосредственно на объекты в соответствии с утвержденными УГМ планами-схемами гидрометеорологического обеспечения.

Если ожидается, что СГЯ может распространиться на акваторию в зоне обслуживания другого УГМ, то предупреждение следует передать в оперативно-прогностический орган, обслуживающий эту акваторию и в гидрометцентр своего УГМ для последующей передачи в соседние УГМ.

Синоптические группы и оперативные отряды научно-исследовательских судов погоды (НИСП) передают предупреждения начальнику экспедиции (руководителю промысла), затем капитану судна, на котором размещается группа или отряд, и дежурному радисту для циркулярной передачи другим судам.

По окончании СГЯ оперативно-прогностические подразделения докладывают по телеграфу в УГМ об интенсивности, продолжительности и районе распространения явления, а также о его влиянии на морской объект или производственный процесс. Кроме того, они сообщают о принятых предупредительных мерах по снижению ущерба. В тех случаях, когда для выяснения ущерба потребуется время, в телеграмме указывается ориентировочное время, когда будут представлены данные об ущербе.

Гидрометцентры доводят предупреждения о СГЯ до сведения подведомственных гидрометбюро, в зонах обслуживания которых ожилается ИХ возникновение. Докладывают по телеграфу Росгидромет и Росгидрометцентр, по арктическим морям B в ААНИИ текст предупреждения с указанием времени его доклада руководителям исполнительных органов власти. По окончании СГЯ по тем же адресам сообщают о времени окончания, интенсивности, продолжительности и районе распространения СГЯ, а также о его влиянии на производственную деятельность основных отраслей народного хозяйства и морские объекты, о на-

несенном ущербе по данным исполнительных органов власти и обслуживаемых организаций или объектов, а также о принятых предупредительных мерах по его снижению.

Все оперативно-прогностические органы в конце года составляют технический отчет о наблюдавшихся в течение года СГЯ и до 1 марта последующего года представляют его в Росгидрометцентр.

Составление телеграмм о предупреждении СГЯ. Для телеграмм с предупреждениями о СГЯ существуют свои правила оформления. Эти телеграммы в соответствии с телеграфными правилами органов связи относятся к категории «внеочередных». Поэтому для обозначения категории перед текстом предупреждения на отдельной строке представляется слово «ШТОРМ».

Текст предупреждения начинается с новой строки указателем «СГЯ» предупреждение №... и далее следует текст предупреждения. На телеграммах с предупреждением о цунами вместо указателя «СГЯ» проставляется указатель «ЦУНАМИ ЦУНАМИ».

Предупреждения должны быть конкретными, т. е. относиться к определенным объектам и производственным процессам и составляться с максимально возможной заблаговременностью.

Место возникновения СГЯ указывается в соответствии с действующей схемой районирования и данными Каталога критериев опасности морских гидрологических явлений.

Каталог критериев опасности морских гидрологических явлений представляет собой систематизированные сведения о морских гидрологических явлениях и состоит из карточек опасного гидрологического явления, хозяйственных объектов и гидрометеорологических станций. Составной частью Каталога также являются альбомы распространения СГЯ и ОЯ, типовых ситуаций, вызывающих СГЯ и описания гидрологического явления, которое может достигнуть критериев СГЯ.

Карточки опасных морских гидрологических явлений содержат перечень географических районов (акваторий), где может наблюдаться СГЯ, перечень хозяйственных объектов, которым оно угрожает, а также номера карточек этих объектов.

Карточки Каталога систематически проверяются и пополняются на основании уточненных или новых сведений о показателях опасности морских гидрологических явлений.

1.2.2. Организация Службы предупреждения о цунами на Тихоокеанском побережье России

В общей системе Службы предупреждения о стихийных морских гидрометеорологических явлениях особо выделяется Служба предупреждения о цунами.

Служба предупреждения о цунами была создана на Дальнем Востоке в 1952—1959 гг. после катастрофического цунами 4—5 ноября 1952 г. на базе трех центров предупреждения, расположенных в Петропавловске-Камчатском, Владивостоке и Южно-Сахалинске. Основная задача Службы — заблаговременное оповещение населения тихоокеанского побережья об угрозе цунами, после которого должны быть приняты эффективные меры защиты жизни и здоровья населения и материальных ценностей.

Аналогичные Службы были созданы в США в 1946—1948 гг. и Японии в 1952—1957 гг. В 1967 г. Службы предупреждения о цунами всех трех стран объединились в Международную службу предупреждения о цунами на всем тихоокеанском побережье. Основная задача этой службы — уменьшить опасность цунами, особенно угрожающую человеческим жизням, благодаря координации действий, оперативному обмену информацией о развитии цунами и своевременному выпуску предупреждений. Организация и техническое оснащение национальных Служб предупреждения о цунами несколько различаются, но базируются на одном и том же принципе. Основой Службы являются сейсмические станции, персонал которых призван очень быстро обрабатывать записи сейсмограмм сильных тихоокеанских землетрясений.

Если магнитуда землетрясения превышает пороговое значение, а его очаг расположен близко к берегу, то объявляется тревога. Если очаг землетрясения находится далеко, то запрашиваются показания мареографов, расположенных вблизи очага землетрясения.

Для условий работы Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке типичен случай близких очагов, расположенных вдоль Курило-Камчатской впадины.

Для регистрации землетрясений, определения их координат и магнитуды задействованы три сейсмические станции, включенные в оперативную систему Службы предупреждения о цунами в Петропавловске-Камчатском, Южно-Сахалинске и Курильске, иногда привлекаются сейсмические станции Северо-Курильска и Владивостока. Сейсмические станции оборудованы длиннопериодными сейсмографами с соответствующими техническими устройствами для обработки данных и ввода обработанных данных непосредственно в каналы связи.

Кроме того, при угрозе цунами Служба использует информацию об уровне моря, поступающей с сети уровнемерных станций, расположенных на побережье Тихого океана, Охотском и Японском морях, в Петропавловске-Камчатском, Усть-Камчатске, Северо-Курильске, Южно-Сахалинске и Находке, на о-ве Беринга.

Руководство Службой предупреждения о цунами осуществляет Росгидромет.

Главными задачами Службы являются.

1. Круглосуточное слежение за сейсмической активностью.

2. Локализация землетрясения (определение времени, магнитуды и глубины фокуса).

3. Непрерывное слежение за уровнем моря в районе землетрясения.

4. Расчет времени добегания цунами до побережья и ее высоты.

5. Составление предупреждения о цунами.

6. Объявление тревоги.

7. Быстрая эвакуация населения после объявления тревоги.

8. Отмена тревоги.

9. Координация деятельности подразделений всех ведомств по организации своевременного оповещения населения о цунами.

10. Передача предупреждений в зарубежные центры цунами.

Первые пять задач выполняются исключительно персоналом сейсмоцунамицентров. Шестая, восьмая и десятая задачи выполняются службами связи (радно, телевидение, телефон и др.). Седьмая задача входит в компетенцию местных органов власти. Под их руководством в районных пунктах действуют штабы цунами, занимающиеся эвакуацией населения и ценностей в случае угрозы цунами и поддержанием в постоянной готовности всех средств, необходимых для этой цели.

Опыт работы Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке показал, что, несмотря на имеющиеся недостатки, Служба способна правильно ориентировать население о степени опасности цунами и о мерах защиты населения от его воздействия.

1.2.3. Специализированное обслуживание

Разнообразие и масштабы различных видов морской деятельности в прибрежных и удаленных от берега районах предъявляют более высокие требования к морскому метеорологическому обслуживанию. В связи с этим ведется поиск новых, более совершенных форм, одной из которых является специализированное гидрометеорологическое обслуживание, получившее в последние три-четыре десятилетия широкое распространение в системе Росгидромета.

Принципиальная сущность его состоит в том, что наряду с гид рометеорологической информацией общего назначения для определенной группы потребителей, по их запросу, предоставляется более специализированная и детальная информация, включающая в себя климатические и оперативные гидрометеорологические данные, на основе которых планируются и осуществляются морские операции. При этом учитывается специфика выполняемых работ и местные физико-географические условия. В настоящее время специализированное обслуживание применяется при трансокеанских грузовых и пассажирских перевозках, при проводке караванов судов в сложных ледовых условиях, при буксировке несамоходных объектов (доков, плавучих кранов и плавучих мастерских, при перегоне судов с ограниченной мореходностью через океанские акватории, в период морских геологоразведочных и нефтегазодобывающих, а также прибрежных инженерных работ, в рыбопромысловых экспедициях, при паромных переправах и вдольбереговом курсировании судов на воздушной подушке и т. д. В каждом

конкретном случае существует своя специфика гидрометеорологического обслуживания, определяемая характером выполняемых работ и ограничениями с учетом погодных условий.

Специализированное обслуживание осуществляется либо регулярно, например, выдача рекомендаций по прокладке курса плавания судна, либо по специальным разовым запросам для обеслечения работ на берегу или в открытом море. Такие запросы обычно поступают от морских транспортных предприятий, осуществляющих перевозки тяжелых грузов морским путем, от организаций рыбной промышленности и морского флота и др. В каждом конкретном случае оговаривается порядок обслуживания: сроки, место проведения работ ограничения И на погодные **условия**.

Преимущество специализированного обслуживания по сравнению с обычным состоит в тесном взаимодействии гидрометеорологических служб и потребителей. Специалисты метеорологи и океанологи из всего многообразия гидрометеорологических факторов, характеризующих погоду и состояние поверхности моря или океана, выбирают те, которые в данном конкретном случае оказывают наибольшее воздействие на тот или иной вид морской деятельности. При этом используется та же информация, что и при обычном обслуживании, но она интерпретируется с учетом сроков, места и специфики проводимых работ.

Специализированное гидрометеорологическое обслуживание может осуществляться группой специалистов метеорологов и океанологов, находящихся на берегу в прогностических центрах или непосредственно в районе проведения морской операции в составе синоптических групп.

Выдача капитанам судов рекомендаций о наивыгоднейших путях плавания с учетом фактических и ожидаемых гидрометеорологических условий по маршруту представляет собой пример специализированного обслуживания.

Несмотря на то, что океанские суда строятся с таким расчетом, чтобы выдерживать сильные штормы, пренебрежение ожидаемыми условиями погоды влечет за собой как материальные, так и моральные потери. Чтобы предохранить судно от воздействия на него ударов волн и сильной качки, вызываемой штормовым волнением, необходимо уменьшить скорость судна или изменить курс или сделать то и другое одновременно. Во время сильных штормов уменьшение скорости может быть значительным, вплоть до полного прекращения продвижения вперед.

Оптимальный курс, по которому следует направить судно при неблагоприятных метеорологических и гидрологических условиях. зависит от конструкции судна, его размеров, типа груза и характера загрузки. Управление судном с тяжелым палубным грузом существенно отличается от управления, скажем, танкером, а задача капитана пассажирского лайнера – обеспечить максимальпассажирам, уменьшив качку судна. При этом ный комфорт всех случаях необходимо выполнить **B**O плановый график

рейса, а это во многом зависит от гидрометеорологических условий на переходе.

Поэтому капитан должен регулярно и своевременно получать информацию о ветре, волнении и других гидрометеорологических явлениях, что поможет ему предпринять меры предосторожности и сделать правильные расчеты относительно времени прибытия в порт назначения.

Эффективность гидрометеорологического обслуживания судоходства существенно повысилась после того, как в ряде морских управлений Росгидромета были организованы Службы рекомендованных курсов, в задачу которых входит не только выдавать капитанам необходимую гидрометеорологическую информацию, но и рекомендовать наивыгоднейшие пути плавания с учетом задач, выполняемых в рейсе. Рекомендуемый курс обычно дается на период заблаговременности прогнозов (от 3 до 5 сут), которые каждый день обновляются. На более длительное время курс судна рассчитывается на основе климатических данных. Основным исходным материалом, на базе которого разрабатываются рекомендации о наивыгоднейших путях плавания, являются фактические и прогностические карты ветрового волнения и зыби, так как именно этот фактор больше всего воздействует на условия плавания. В прогнозах и предупреждениях, составляемых прогностическими службами, указываются районы, где высота волн может достигать максимальных значений. Это позволяет прокладывать курс судов в обход зон штормового волнения.

Когда условия погоды и состояние поверхности океана достигают определенных пороговых значений, принимаются меры предосторожности для защиты груза и обеспечения безопасности плавания. Из-за большой влажности и высокой температуры воздуха скоропортящийся груз может испортиться, а палубный груз в результате забрызгивания. При наличии крупногабаритного палубного груза или сыпучего груза в трюмах важно выбрать путь, исключающий сильную бортовую качку. Кроме того, важное значение имеет характер груза — влажный или сухой, горячий или холодный. Также при выборе курса необходимо учитывать изменения температуры воды, воздуха и влажности, происходящие вдоль маршрута следования.

Специализированное обслуживание рыбопромысловых организаций состоит в выдаче информации о благоприятных условиях погоды на время перехода к промысловым районам и обратно, для обеспечения сохранности улова при его транспортировке. Сами гидрометеорологические данные главным образом зависят от вылавливаемых видов рыбы, промыслового района и методов лова, от размеров судна и промыслового оборудования. Чтобы удовлетворить этим требованиям, необходимо выдавать информацию, включающую в себя штормопредупреждения, метеорологические и океанографические бюллетени, различные типы диагностических и прогностических карт, передаваемых по факсимиле (карты температуры поверхности океана, карты волнения и др.). Для эффективного специализированного гидрометеорологического обслуживапия на плавбазах организуют синоптические группы из 5-7 человек. Эти группы располагают обширной гидрометеорологической и ледовой информацией, получаемой по факсимиле и радиотелеграфным каналам от отечественных и зарубежных метеорологических центров. В составе этих групп присутствуют метеорологи и океанологи. Последние выполняют ледовые авиаразведки с вертолета. Карты ледовых авиаразведок являются основным материалом для составления ледового обзора, для выдачи консультаций о распределении льда и наличии разводий и рекомендаций судам о выходе на чистую воду или в зону разреженных льдов. Как известно, успех промысла в прикромочных районах зависит главным образом от правильного учета ледовой обстановки и направления ветра. Поэтому руководителю промысла, капитанам плавбаз и промысловых судов по радио ежедневно передаются синоптические сводки, которые содержат подробный анализ фактических погодных условий, положение и эволюцию приземных барических образований и их интенсивность. Кроме того, капитанам судов докладывается прогноз погоды и волнения в районах промысла. стоянки плавбаз, а также информация о зонах, где возможно обледенение судов.

На общефлотских советах инженер-океанолог докладывает по радио фактическую ледовую обстановку на промысле с точным указанием координат положения кромки льда, информирует о географическом местоположении, размерах и ориентации разводий, пригодных для спуска и подъема тралов. Одновременно инженерокеанолог консультирует о возможных изменениях ледовой обстановки и дает рекомендации капитанам промысловых судов о наиболее благоприятных и безопасных маршрутах выхода из льдов на чистую воду или захода в разводья.

Прогнозы погоды и ледовые консультации, составленные специалистами сингрупп непосредственно в море, позволяют капитанам судов экономить время на переходы из района в район, способствуют сокращению времени, затрачиваемому на понск новых промысловых квадратов.

Если в северных широтах первостепенную роль в обеспечении эффективной работы флота играет оперативная информация о распределении и границах льда, то в районах промысла, где лед отсутствует, важная и определяющая роль принадлежит метеорологическим прогнозам и своевременным предупреждениям о надвигающихся штормах и времени их прекращения. Имея необходимые данные, руководители промысла могут передислоцировать флот, маневрировать транспортными рефрижераторами, уменьшая их простои.

При специализированном обслуживании буровых и нефтегазодобывающих платформ, помимо метеорологических прогнозов, важна информация об изменениях уровня моря, ветрового волнения и зыби, об изменениях температуры поверхности моря и течениях. Кроме того, требуются специальные прогнозы для службы обеспечения буровых платформ, в которой задействованы вертолеты и суда. Требования к этому обслуживанию такие же, как для авиации общего назначения и каботажного судоходства. Пороговые значения гидрометеорологических элементов могут значительно меняться для различных этапов работ. При осуществлении особо опасных работ требования к спецобслуживанию могут быть ужесточены в отношении пороговых значений гидрометеорологических элементов, содержания, формы и способов распространения прогнозов.

Особенно ответственно спецобслуживание буксировок несамоходных объектов и перегонов судов с ограниченной мореходностью. Трудность такого обслуживания заключается в том, что продолжительность проведения этих операций занимает иногда несколько месяцев. Поэтому, как правило, такие перегоны проходят очень напряженно, с частыми заходами в порты укрытия.

Практика обслуживания таких операций показала, что они проходят успешно, если предварительно на основании климатических пособий рассчитывается оптимальный интервал времени их осуществления, под которым понимается такой интервал времени, когда на всем маршруте перегона повторяемость опасных значений гидрометеорологических параметров (ветер, волнение) для буксировки несамоходных объектов будет минимальной.

Для этого приходится решать целый ряд климатическо-навигационных задач, связанных с выбором маршрута перегона, времени его осуществления, портов захода и продолжительности стоянки в них.

Обычно маршрут перегона прокладывается по стандартным океанским путям между портами выхода и прихода с возможными вариантами, обусловленными автономностью плавания и ограничениями, которые имеет перегоняемый объект в зависимости от гидрометеорологических условий.

Так как протяженность маршрутов перегона большая, примерно 15—20 тыс. миль, то для прохождения его требуется от 150 до 200 сут. Для удобства обслуживания обычно весь маршрут перегона разбивается на отдельные участки, на которых кроме погодных условий изучается возможность захода в порт, перед тем как. форсировать этот участок.

Заход в порт необходим для того, чтобы экспедиция, осуществляющая перегон, смогла подготовиться к трудным условиям плавания, а сингруппа — выбрать на основании прогноза погоды благоприятный интервал времени для форсирования данного участка пути. Если для прохождения такого участка потребуется больше шести ходовых суток, то необходимо предусмотреть, если это возможно, резервные порты захода, где экспедиция могла бы укрыться в случае ухудшения условий погоды.

На практике все вопросы специализированного гидрометеорологического обслуживания морской деятельности, как правило, решаются субъективно, и правильность той или иной рекомендащии будет во многом зависеть от знаний и опыта специалистовгидрометеорологов, занимающихся спецобслуживанием.

Следует отметить, что специализированное гидрометеорологическое обслуживание не обеспечивает полностью идеальных условий для работы, но оно позволяет уменьшить отрицательное воздействие погодных факторов на производство морских работ. Поэтому есть основания ожидать дальнейшего расширения специализированного комплексного и целевого морского гидрометеорологического обслуживания, предназначенного для строго определенной группы потребителей.

1.3. Взаимодействие океана и атмосферы

Теория взаимодействия океана и атмосферы лежит в основе всех методов морских гидрологических прогнозов. Она описывает широкий спектр процессов, происходящих в океане и атмосфере. Схематично можно выделить три основных масштаба: микромасштабное взаимодействие (от минут до нескольких часов), среднемасштабное взаимодействие (так называемый синоптический масштаб от суток до двух недель) и крупномасштабное взаимодействие (от месяца до нескольких лет). Соответственно этому разрабатываются методы морских прогнозов различной заблаговременности — от нескольких часов до нескольких месяцев и лет.

Процессы взаимодействия происходят на границе раздела атмосферы и океана, а затем в более глубоких слоях благодаря турбулентному перемешиванию. Имея в виду то обстоятельство, что морская деятельность в основном сосредоточена в поверхностном слое океана, главное внимание уделяется изучению и прогнозированию изменений гидрологических характеристик в поверхностных водах.

Хотя взаимодействие океана и атмосферы в основном выражается в макропроцессах, полное представление об этом явленим можно получить только при изучении микропроцессов. Обмен теплом, влагой, количеством движения, энергией определяет изменчивость океанологических и метеорологических характеристик. От механизмов микромасштабного взаимодействия можно перейти к изучению крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.

В решении проблемы крупномасштабного взаимодействия выделяются два подхода: детерминистический и стохастический. Первый из них соответствует определению климата как суперпозиции разномасштабных природных тепловых машин; второй как статистического ансамбля состояний климатической системы за длительный период. Во многих случаях обращение к аппарату исследования случайных процессов связано с объективной сложностью детерминистического описания океана и атмосферы вследствие большого количества взаимосвязанных разномасштабных физических механизмов взаимодействия и эволюции двух сред. Несмотря на внешние различия, оба подхода теснейшим образом связаны, поскольку отражают две стороны одного и того же объекта.

С точки зрения детерминистического подхода, наиболее полное и физически обоснованное представление о многообразии процессов взаимодействия океана и атмосферы дано В. В. Шулейкиным, развившим концепцию природных тепловых машин. Он выделил два рода тепловых машин: машина первого рода работает на тепловом контрасте экватор — полюс и характеризует меридиональную циркуляцию атмосферы; машина второго рода определяет обмен воздушными массами между океаном и материками посредством механизма муссонной циркуляции. В тепловой машине второго рода летом нагревателями служат материки, холодильниками — океан, зимой наоборот. Нарушения установившегося режима в природе, по мнению В. В. Шулейкина, приводят к возникновению автоколебательных систем, которые не затухают до тех пор, пока существует перенос энергии по звеньям.

Например, автоколебательная система, включающая в себя Северную Атлантику и Арктику, позволяет объяснить периодические колебания температуры воды в северной части Атлантики. Процессы, протекающие в этом районе Мирового океана, представляются следующим образом. Повышение температуры воды в Северо-Атлантическом течении приводит к усилению процессов таяния льдов в Арктическом бассейне, поскольку в него поступает большое количество теплоты. При этом площадь ледяного покрова сокращается и увеличиваются потери тепла через поверхность океана. Таяние льдов приводит к усилению их дрейфа в Атлантический океан с Лабрадорским и Восточно-Гренландским течениями. Это приводит к понижению температуры в зоне смешения холодных и теплых течений и в области Северо-Атлантического течения, следовательно, к ослаблению притока теплых вод. в Арктический бассейн. За этим последует увеличение толщины льда в Арктике, и соответственно уменьшается количество теплоты, поступающей в атмосферу. В результате уменьшения дрейфа льда в Атлантику температура в зоне смешения теплых и холодных вод повысится, и цикл повторится.

Создание полной схемы, описывающей работу тепловых машин различных масштабов и их взаимодействие в системе океан — атмосфера, является делом будущего. В последние годы разработан ряд моделей крупномасштабных океанических круговоротов, которые, по существу, описывают возникновение и эволюцию аномалий в тепловой машине первого рода. Важной особенностью ряда моделей является задание обратных связей через взаимовлияние тепловых свойств океана и динамические характеристики атмосферы. Однако высокая степень идеализации такого рода моделей не позволяет использовать их в прогностических целях.

Для составления прогноза представляют интерес исследования, связанные с работой тепловой машины второго рода, описывающей сезонные особенности зонального переноса в атмосфере и ее :взаимодействия с океаном в умеренных широтах. Изучение пространственной структуры полей теплообмена океана и атмосферы показало наличие в океане областей повышенной теплоотдачи, которые во многом определяют интегральный теплообмен по всей акватории океана и, таким образом, являются весьма информативными с точки зрения влияния на атмосферу.

Аппарат численного решения задач динамики атмосферы и океана подтвердил возможность локального возбуждения атмосферы в ряде среднеширотных энергоактивных зон (ЭАЗ) под воздействием тепловых аномалий океана.

В настоящее время появилось огромное количество работ, посзященных изучению Эль-Ниньо (Южного колебания). Большой интерес к межгодовой изменчивости в приэкваториальной зоне Тихого океана обусловлен глобальностью отклика атмосферы на аномальное тепловое воздействие океана в этом районе. Такая глобальность говорит о необходимости изучения взаимодействия тепловых машин первого и второго рода в целях долгосрочного прогнозирования процессов во внетронических широтах.

1.3.1. Тепловой баланс моря

Колебания температуры воды, переход воды из жидкого в твердое состояние, т. е. образование льда на поверхности моря, таяние ледяного покрова являются следствием непостоянства теплового баланса. Поэтому, чтобы понять тепловые процессы, происходящие в море, необходимо оценить составляющие теплового баланса и рассчитать полный тепловой баланс. Последний можно записать в виде

$$Q_{c} + Q_{A} + Q_{B} + Q_{x} + Q_{p} + Q_{\kappa} + Q_{oc} \pm \pm Q_{\pi} \pm Q_{\pi, o} \pm Q_{\pi} - Q_{s\phi} - Q_{n} - Q_{a} = \Delta Q, \qquad (1.1)$$

где Q_c — поглощенная солнечная радиация (прямая и рассеянная); $Q_{\rm A}$ — количество теплоты, поступающей от морского дна; $Q_{\rm B}$ — количество теплоты, выделяемой при диссипации кинетической энергни; $Q_{\rm X}$ — количество теплоты, выделяемой в результате химических процессов; $Q_{\rm p}$ — количество теплоты, приносимой речным стоком; $Q_{\rm R}$ — тепло, выделяемое при конденсации водяных паров; $Q_{\rm a}$ — количество теплоты процессов ледообразования и ледотаяния; $Q_{\rm TO}$ — коничество теплоты, терямой в результате эффективного излучения (длинноволновая радиация); $Q_{\rm a}$ — альбедо морской поверхности; $Q_{\rm R}$ — количество теплоты, затрачиваемое при испарении; $Q_{\rm oc}$ — тепло, выделяемое при выпадении осадков; ΔQ остаточное количество теплоты, идущей на локальное изменение температуры воды.

Количество теплоты, поступающее от морского дна $Q_{\rm R}$, от диссипации кинетической энергии $Q_{\rm B}$ и от химических процессов $Q_{\rm X}$, составляет для большинства районов Мирового океана менее 1 % поглощенной солнечной радиации $Q_{\rm c}$, и поэтому при практических расчетах этими величинами обычно пренебрегают. Тепло речногостока Q_p в отдаленных от берега водах незначительно и его можно также не учитывать. Количество теплоты, выделяемое привыпадении осадков, следует учитывать только в тех случаях, когда осадки выпадают в виде снега или града, т. е. когда наблюдается большая разность между температурой осадков и температурой поверхности моря. Однако учет количества теплоты осадков затруднен из-за отсутствия данных наблюдений за осадками в открытом море. Поэтому эта составляющая теплового баланса не всегда учитывается.

Из всех перечисленных выше составляющих теплового баланса надежно определяются только те, расчет которых основан на данных стандартных судовых наблюдений за температурой воды и воздуха, скоростью ветра, влажностью и облачностью. Практические приемы оценки составляющих теплового баланса моря поданным обычных судовых наблюдений изложены в работах [8, 25].

Рассмотрим методы расчета количества теплоты, поступающей через поверхность океана. Суммарное количество теплоты, поступающей через поверхность океана, обычно записывается в виде

$$Q = Q_{\rm c} - Q_{\rm s\phi} \pm Q_{\rm H, \ \kappa} \pm Q_{\rm TO}, \qquad (1.2)^{\gamma}$$

где Q_c — поглощенная солнечная радиация; $Q_{\mathfrak{M}}$ — эффективное излучение; $Q_{\mathfrak{n}, \mathfrak{n}}$ — количество теплоты, теряемое на испарение и количество теплоты, выделяемое при конденсации водяных паров; $Q_{\mathfrak{n}0}$ — турбулентный теплообмен океана с атмосферой.

Для расчета поглощенной радиации используется формула типа Савинова-Ангстрема с коэффициентами, полученными в ГГО [8]:

$$Q_{c} = Q_{\odot} \left(1 - aN - bN^{2}\right) (1 - a), \qquad (1.3)^{k}$$

где Q_{\odot} — суммарная (прямая и рассеянная) радиация при безоблачном небе; N — общая облачность в долях единицы; α — альбедо; a и b — коэффициенты.

Эта формула используется для большого осреднения во времени (порядка месяца), а также для климатологических расчетов.

Для расчета за более короткие промежутки времени (1 сут, 5 сут) В. С. Красюк и О. И. Шереметевская [18] на основе обобщения судовых актинометрических наблюдений получили формулу

$$Q_{\rm c} = Q_{\odot} \left(0,80 - 0,54 N^{2+i} \right) (1-\alpha), \tag{1.4}$$

где $f = 4N^3$.

Расчет эффективного излучения производится по формуле

$$Q_{s\phi} = Q_{s\phi}^{\odot} (1 - cN^2) + 4SoT_a^3 (T_w - T_a), \qquad (1.5)$$

где

$$Q_{a\phi}^{\odot} = ST_{a}^{4}(0,39 - 0,058\sqrt{e}).$$
(1.6)

Здесь $Q_{s\phi}^{\otimes}$ — эффективное излучение при безоблачном небе; c — коэффициент, характеризующий физические свойства облаков; S — поглощательная способность морской воды (S = 0.95); σ — постоянная Стефана—Больцмана; T_w , T_a — абсолютная температура воды и воздуха; e — влажность.

Турбулентный теплообмен океана с атмосферой рассчитывается по формуле

$$Q_{\rm ro} = B W_{10} (t_{\rm w} - t_{\rm a}), \tag{1.7}$$

где B — размерный коэффициент, зависящий от масштаба осреднения по времени, степени развития волнения, скорости ветра, $\Delta t_{\partial \Phi}$ и т. д.; W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря.

Количество теплоты, теряемое за счет испарения и конденсации, вычисляется по выражению

$$Q_{\mathbf{H}_{1}\mathbf{K}} = LAW_{10} (e_0 - e_{10}), \qquad (1.8)$$

лде L — скрытая теплота испарения; А — размерный коэффициент.

О. И. Шереметевская для расчетов количества теплоты и влаги предложила следующие формулы:

$$Q_{\mathbf{n}, \mathbf{K}} = 11,25 W_1 \Delta_1; \tag{1.9}$$

$$Q_{\rm ro} = 7,25 \, (t_{a_1} - t_{\rm w}) \cdot W_{\rm s}, \tag{1.10}$$

.где t_{a_1} , W_1 и Δ_1 — соответственно температура, скорость ветра и .дефицит влажности на высоте 1 м; t_w — температура воды.

Для приведения к уровню 1 м значения метеоэлементов, измеренных на различных уровнях, применяются формулы, полученные в результате обработки градиентных наблюдений.

Для расчета количества теплоты, поступающей через поверхность океана, необходимы данные о температуре воды и воздуха, скорости ветра, облачности и влажности. На больших акваториях Мирового океана информация об этих элементах часто отсутствует, что приводит к необходимости создавать упрощенные способы расчета теплообмена. В ряде работ было показано, что количество теплоты, теряемой за счет испарения, турбулентного теплообмена и эффективного излучения с достаточной для практических целей точностью, могут быть рассчитаны по разности температур воды и воздуха

$$Q = a (t_w - t_a) + b, (1.11)$$

где Q — количество теплоты, Дж/сут; а и b — эмпирические коэффициенты, зависящие от региона и времени года.

Г. Н. Милейко рассчитал эти коэффициенты для Атлантического и Тихого океанов (табл. 1.1).

Я. А. Тютневым [22] для расчета количества теплоты была предложена формула

$$Q = (4,3E + 26) (t_a - t_w) + 1,03Q_c - 182, \qquad (1.12)$$

Таблица 1.1

| Месяц | Атлантиче | ский океан | Тихий океан | | |
|---|---|--|--|--|--|
| | a | ь | a | ь | |
| Январь' Февраль Март Апрель Май Июнь Июль Август Сентябрь Октябрь Ноябрь Декабрь | $\begin{array}{r}70 \\68 \\ -77 \\78 \\79 \\ -93 \\76 \\ -101 \\ -111 \\68 \\62 \\61 \end{array}$ | $-120 \\ -77 \\ -100 \\ 30 \\ 179 \\ 191 \\ 174 \\ 114 \\ 35 \\ -98 \\ -142 \\ -160 \\ -160 \\ -77 \\ -$ | $ \begin{array}{r}87 \\83 \\83 \\94 \\17 \\123 \\130 \\137 \\103 \\90 \\80 \end{array} $ | $\begin{array}{r} -40 \\ -20 \\ 70 \\ 100 \\ 116 \\ 167 \\ 153 \\ 127 \\ 80 \\ 0 \\ -53 \\ -103 \end{array}$ | |

Коэффициенты а и b, используемые для расчета количества теплоты, поступающей к океану, Дж (по Г. Н. Милейко [20])

где *E* — максимальное парциальное давление, вычисленное по температуре воздуха; *Q*_e — поглощенная солнечная радиация.

1.3.2. Расчет трансформации воздуха над океаном

Для расчета теплового баланса в открытом море обычно не: достает данных наблюдений. Даже применяя упрощенный метод, в котором тепловой баланс принимается пропорциональным разности температуры воды и воздуха, необходимо иметь информацию об этих элементах. Учитывая, что колебания температуры: воды в открытом океане существенно меньше колебаний температуры воздуха, при расчете трансформации воздуха прежде всего важно знать значения температуры воздуха. Расчет трансформации воздуха в открытом море производится по данным прибрежных наблюдений на основе учета закономерностей изменения температуры воздуха над морем с течением времени по мере егоперемещения над водной поверхностью. Было показано, что перемещение воздушных масс над морем приводит к непрерывному изменению основных характеристик воздушных масс и в первую очередь температуры и влажности. При этом основную роль. в трансформации воздуха играет температура поверхности моря, хотя весьма существенно и влияние других факторов, таких, как скорость и направление ветра, время нахождения данной воздушной массы над морем и др. Например, чем большей будет скорость. ветра, тем за меньший отрезок времени воздух переместится на определенное расстояние. В морских прогнозах практический интерес представляет трансформация воздушной массы с суши на море. Трансформация воздуха в холодную и теплую части года происходит по-разному.

В холодную половину года воздух, поступающий с материка на океан, имеет температуру значительно более низкую по сравнению с водой. Влагосодержание этого воздуха также невелико. В этих условиях быстрое изменение свойств холодной воздушной массы обусловливается значительным нагреванием и обогащением влагой нижнего слоя воздуха и большой скоростью переноса тепла и влаги в более высокие слои атмосферы, благодаря турбулентности и конвекции. При этом интенсивно развиваются как процессы испарения, зависящие от дефицита влажности, так и процессы турбулентного теплообмена. Эти процессы затухают по мере перемещения воздуха над водной поверхностью, так как воздух постепенно подогревается, разность между температурой воды и воздуха уменьшается и, кроме того, воздух насыщается влагой.

Совершенно иная картина трансформации воздуха над океаном происходит в теплую половину года. На океан поступает воздух более нагретый, чем вода. Благодаря большой удельной теплоемкости и перемешиванию вод солнечное тепло, поглощаемое океаном, распределяется в сравнительно большей толще вод, поэтому температура воды повышается медленно.

В это время года разности температуры воды и воздуха отрицательны, т. е. температура воздуха выше температуры воды. Из-за этого теплообмен между поверхностью океана и воздухом затруднен.

Приведенные выше рассуждения позволили Н. А. Белинскому искать зависимость изменений температуры воздуха над морем в следующем виде:

$$\Delta t_a = f[(t_w - t_a)\tau], \qquad (1.13)$$

где Δt_a — разность между температурой воздуха на береговой станции и в некоторой точке открытого моря, лежащей на пути движения воздуха; t_w — температура воды в той же точке открытого моря; t_a — температура воздуха на береговой станции; т — время, в течение которого воздух перемещался от берега до выбранной точки.

В отделе морских гидрологических прогнозов Росгидрометцентра Я. А. Тютневым, Г. Н. Милейко и Л. И. Скриптуновой для расчета изменений температуры воздуха была построена эмпирическая зависимость вида

$$\Delta t_a = \sqrt{0.28 \left(t_w - t_a \right) \tau + 1.79} - 1.34. \tag{1.14}$$

При этом $\tau = S/W$, где S — путь пробега воздуха над морем по направлению движения; W — средняя скорость ветра на этом пути.

Зависимость (1.14) была построена по данным береговых и судовых наблюдений за температурой воды и воздуха, а также карт распределения атмосферного давления воздуха, на основе которых строились карты линий тока над акваторией моря.

Если, например, принять, что толщина слоя воздуха 500 м, скорость ветра 5 м/с и температура воды на 3 °С выше температуры воздуха, то, используя формулу (1.14), получаем, что перемешанный слой воздуха нагреется на 1,3 °С в течение 6 ч, пройдя расстояние около 108 км. Увеличение скорости ветра будет уменьшать время температурной адаптации. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что разность температуры воды и воздуха уменьшается до 10 % ее первоначального значения в течение 5—6 ч и что температурная адаптация при адвекции теплового воздуха происходит быстрее, чем холодного. По-видимому замедление адаптация в последнем случае связано с увеличением толщины перемешанного слоя.

Для расчета трансформации над океаном температуры воздуха на поверхности 850 гПа в работе [25] была предложена эмпирическая формула вида

$$\Delta t_a = K \left[(\Delta t_w \tau) / W \right] (1 - L), \tag{1.15}$$

где K — коэффициент, учитывающий запаздывание и уменьшение с высотой теплового потока снизу (K=0,8); Δt_w — изменение температуры водной поверхности на пути воздушной массы; τ — время нахождения воздушной массы над океаном; L — доля расстояния, которую воздушная масса проходит над океаном, покрытым льдом; W — скорость перемещения воздушной массы.

Расчеты температуры воздуха над морем с помощью зависимостей (1.14) и (1.15) производятся следующим образом.

Выбираются отрезки времени, в течение которых синоптические процессы были достаточно устойчивы. Рассчитываются и строятся карты линий тока. Если имеются данные о температуре воды, то по намеченным линиям тока определяются точки, в которых снимаются значения температуры воды. В тех случаях, когда нет данных о температуре воды, можно значения температуры воды в открытых районах моря заменять ее средними многолетними значениями или же пользоваться расчетными данными, когда средние многолетние значения существенно отличаются от действительных. Для этого могут применяться методы, изложенные в главе 5 настоящего Руководства.

Далее рассчитывается разность между температурой воды в избранных точках и температурой воздуха, наблюдаемой на тех береговых станциях, которые лежат на линиях тока, где взяты точки. Затем определяется время пробега воздуха от береговых станций до соответствующих точек. Дальнейшая работа сводится к расчету температуры воздуха по соответствующим зависимостям для каждой из избранных точек в море.

Аналогичным образом можно рассчитать изменение влажности воздуха за время его пробега над морем с помощью зависимостн вида

$$\Delta e = A(E - e)\tau, \qquad (1.16)$$

гае е — абсолютная влажность воздуха на береговой станции; Е — максимальное парциальное давление водяного пара, выбираемое из психрометрических таблиц по температуре воды в конечной

точке пути воздуха вдоль линии тока; τ — время пробега воздуха над морем от станции, на которой определена влажность воздуха; Δe — разность между влажностью воздуха на берегу и в море; A — эмпирический коэффициент.

1.3.3. Водный баланс моря

Средний уровень моря в течение ряда лет остается практически неизменным. Следовательно, постоянным является и заключенный в них объем воды. Это значит, что море теряет воды столько же, сколько получает ее обратно, т. е. в море соблюдается баланс воды. Полный водный баланс записывается в следующем виде:

$$\boldsymbol{W}_{c} - \boldsymbol{W}_{R} + \boldsymbol{W}_{o} \pm \boldsymbol{W}_{RO} \pm \boldsymbol{W}_{nO} + \boldsymbol{W}_{R} = \Delta \boldsymbol{W}, \qquad (1.17)$$

где W_c — речной сток; W_o — осадки, выпадающие на поверхность моря; $W_{\rm H}$ — испарение с поверхности моря; $W_{\rm B0}$ — водообмен с соседними водоемами; $W_{\rm H0}$ — подземный водообмен; $W_{\rm H}$ — осадки, выпадающие в море в результате конденсации водяных паров.

Определение точных значений всех составляющих водного баланса — задача достаточно сложная. Это обусловлено как воздействием антропотенных факторов, так и отсутствием необходимых данных наблюдений в открытом море. Прямых измерений испарения и осадков в открытом море за очень редким исключением не производится. Поэтому эти величины определяются расчетным способом или путем экстраполяции или интерполяции результатов расчетов по данным прибрежных или островных гидрометеорологических станций. Н. А. Белинский предложил метод расчета количества осадков по данным о максимально возможном влагосодержании воздуха и о дефиците влажности воздуха. По данным наблюдений за температурой, влажностью воздуха, дефицитом влажности и осадками на территории Европы и северной части Азии, была построена формула для расчета осадков

$$W_{o} = KE - 0.25D^{2} - 8.0D, \qquad (1.18)$$

где W_{0} — количество осадков за месяц, мм; E — максимально возможная влажность воздуха, наблюдаемая в нижних слоях атмосферы (эта величина определяется по средней температуре воздуха с помощью психрометрических таблиц); D — дефицит влажности воздуха, определяемый также по осредненным данным температуры и влажности воздуха из психрометрических таблиц; K зависит от температурной стратификации в приводном слое моря.

Так, например, для Каспийского моря этот коэффициент можно оценить по формуле

$$K = 3,2 + 0,40 (t_w - t_a), \tag{1.19}$$

где $t_w - t_a$ — разность между температурой воды и воздуха.

Для расчета количества испарившейся воды с поверхности моря можно воспользоваться формулой

$$\boldsymbol{W}_{\boldsymbol{\mu}} = \boldsymbol{A}_{\boldsymbol{z}} \boldsymbol{W}_{\boldsymbol{z}} \left(\boldsymbol{e}_{\boldsymbol{s}} - \boldsymbol{e}_{\boldsymbol{z}} \right), \tag{1.20}$$

тде W_n — испарение с поверхности моря, см/сут; A_z — коэффициент испарения, который можно определить по табл. 130 «Океанологических таблиц» (1957 г.); W_z — скорость ветра на высоте z м над поверхностью моря; e_s — парциальное давление насыщающего пара при температуре поверхности моря, гПа; e_z — парциальное давление водяного пара на высоте z м при температуре воздуха в момент наблюдений, гПа.

Речной сток определяется приближенно, так как не везде имеются данные о расходах воды. Также нет систематических наблюдений за водообменом данного моря с соседними бассейнами и подземным водообменом. Немаловажное значение имеет и влияние антропогенных факторов.

В качестве примера в табл. 1.2 приведены оценки составляющих водного баланса Каспийского моря с 1880 по 1972 г., выполненные И. А. Шикломановым с учетом влияния хозяйственной деятельности в бассейне.

Для морей не сообщающихся с океаном, таких, как Каспийское и Аральское, расчеты водного баланса имеют особое практическое значение. Для этих морей колебания водного баланса, связанные,

Таблица 1.2

| Первод | ∆ћ см | $W_{c} + W_{\pi 0}$ KM^{3} | W _{кбг} к ^{м3} | W _в мм | W _о мы | ₩ _н -₩ _о мм |
|-----------|--------------------|---------------------------------|-------------------------------------|----------------------|----------------------|--------------------------------------|
| 1880—1910 | | 305 | | 960 | 256 | 704 |
| 19101932 | <u>—18</u> — | 316 | 19,3 | 990 | | |
| 1932 | <u>-168</u> 163 | <u>229</u> 232 | 10,5 | 980 | 214 | 766 |
| 1940—1955 | <u>57</u> 39 | <u>296</u> 304 | 11,8 | 1020 | | 796 |
| 1955-1972 | <u>14</u> 71 | <u>276</u> 303 | 9,3 | 970 | | 725 |
| 19721985 | <u>45</u> 49 | <u>_263</u> | 9,3 | 970 | | 725 |
| 1985-2000 | -95 | <u>253</u> 303 | <u> </u> | 970 | 245 | 725 |
| | l | | | | J | [|

Приращение уровня и элементы водного баланса Каспийского моря, см (по И. А. Шикломанову)

Примечание. В числителе — фактические значения, в знаменателе — восстановленные значения уровня с учетом влияния хозяйственной деятельности.

например, с изъятием речного стока, приводят к существенным колебаниям уровня. Знание всех составляющих водного баланса таких морей совершенно необходимо при осуществлении планов регулирования их водного режима.

В формуле (1.18) значение W_{κ} по сравнению с другими составляющими водного баланса, очень мало, и при расчетах его можно не учитывать. Для замкнутых морей (типа Каспийского и Аральского) $W_{во}$ также можно не учитывать. Таким образом, в большинстве случаев уравнение водного баланса можно записать в виде

 $\boldsymbol{W}_{c} - \boldsymbol{W}_{u} + \boldsymbol{W}_{o} = \Delta \boldsymbol{W}. \tag{1.21}$

1.4. Исходные данные

Гидрометеорологические данные, используемые в службе морских гидрологических прогнозов, должны отвечать некоторым общим требованиям. Эти требования обусловливаются, с одной стороны, закономерностями развития гидрометеорологических процессов, методами их анализа и прогноза и, с другой стороны, запросами потребителя к гидрометеорологической информации. В соответствии с этими требованиями гидрометеорологические данные должны быть: глобальными; трехмерными; комплексными; синхронными; регулярными; оперативными.

Отметим, что все эти требования должны выполняться в совокупности, так как нарушение одного из них обесценивает все поступающие данные. Рассмотрим каждое из этих требований в отдельности.

Глобальность означает, что гидрометеорологические дакные должны поступать в оперативные подразделения службы морских гидрологических прогнозов с акваторий, соизмеримых с акваториями морей и океанов, а в ряде случаев — с акваторией всего Мирового океана. Это определяется масштабностью и скоротечностью развития гидрометеорологических процессов, которые необходимо учитывать даже при составлении прогноза для одного пункта. С другой стороны, потребность в глобальной информации диктуется необходимостью составления анализов и прогнозов для больщих акваторий Мирового океана, как это делается в Росгидрометцентре и в региональных центрах, при гидрометеорологическом обеспечении морских операций и проводке судов.

Трехмерность гидрометеорологической информации означает, что данные наблюдений должны характеризовать состояние гидросферы и атмосферы над ней не только по площади над большими акваториями Мирового океана, но и в вертикальном направлении, т. е. в трехмерном пространстве. Такие требования к гидрометеорологической информации диктуются тем, что процессы в гидросфере и атмосфере развиваются не только на поверхности, но и на различных уровнях. При этом происходит непрерывное взаимодействие между процессами на различных уровнях. Такое

взаимодействие процессов в различных слоях гидросферы и атмоферы и пространственный характер их развития обусловливают необходимость проведения их трехмерного анализа. Для этого используются данные глубоководных и аэрологических наблюдений на акватории Мирового океана.

Комплексность гидрометеорологической информации определяется необходимостью комплексного анализа в первую очередь полей волнения, температуры воды и воздуха, давления, ветра, распределения льда в целях наиболее полного выявления закономервостей развития гидрометеорологических процессов, особенно с учетом взаимосвязи в развитии этих полей и различных гидрометеорологических явлений. Именно поэтому возникает необходимость включения в состав гидрометеорологической информации данных о состоянии всех основных гидрометеорологических элементов, без чего ценность информации значительно снижается, а это влияет на успешность анализа и прогноза.

Гидрометеорологические наблюдения должны проводиться в единые физические моменты времени на всей акватории. Это позволяет проводить для единого срока сравнительный, объективный анализ временной изменчивости полей гидрометеорологических величин и явлений, с которыми они связаны. Кроме того, синхронность наблюдений облегчает сбор и распространение гидрометеорологической информации в масштабах земного шара.

Регулярность поступления гидрометеорологической информации означает систематическое, а не эпизодическое проведение гидрометеорологических наблюдений в установленные сроки, что позволяет проводить последовательный анализ гидрометеорологических процессов, прослеживать их развитие во времени, выяснять различные детали и особенности.

Оперативность означает, что гидрометеорологическая информация должна поступать потребителю в минимально короткие сроки. Даже самая полная и качественная информация теряет свою ценность, если она устарела. Она не может быть использована в прогностической практике.

1.4.1. Система сбора гидрометеорологической информации

Выполнение описанных выше требований, предъявляемых к гидрометеорологической информации, с учетом необходимой частоты наблюдений, ее точности и плотности является сложной задачей, решение которой возможно только при тщательной разработке приемов и способов измерений, способов сбора и распространения. В связи с этим в службе морских гидрологических прогнозов действуют и регулярно совершенствуются системы получения гидрометеорологической информации. В настоящее время можно выделить следующие системы получения гидрометеорологической информации:

1) береговая сеть гидрометеорологических станций и постов;

З Заказ № 133

 сеть судовых стационарных и дрейфующих автоматических буев, судов погоды и наблюдательных стационарных платформ;

3) система самолетных наблюдений;

4) космическая система наблюдений.

Роль каждой из этих систем различна. Система может быть основной или дополнительной, она может отвечать или почти отвечать комплексу общих требований, может лишь помогать основной системе выполнять эти требования.

На всех перечисленных наблюдательных системах производятся синхронные гидрометеорологические наблюдения в 0, 6, 12 и 18 ч по среднему гринвическому времени. Если наблюдения ведутся 3, 2 или 1 раз в сутки, то они должны быть приурочены к основным (синоптическим) срокам. Рекомендуется, чтобы на всех станциях, где наблюдения выполняются 1 или 2 раза в сутки. сроки этих наблюдений приходились на одно и то же время, при 1-разовом — в утренний срок (6 ч), при 2-разовом с промежутком между наблюдениями 12 часов — в сроки 6 и 21 ч.

Наблюдения за стихийными и опасными явлениями производятся ежечасно или через 3 ч круглосуточно с момента возникновения и до окончания явления.

Результаты наблюдений по радио, телеграфу или телефону передаются в установленные адреса центров сбора информации в виде закодированных телеграмм, включающих в себя пятизначные группы.

Требования к точности наблюдений регламентируются международными соглашениями стран — членов ВМО, которые приведены в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» вып. А, ч. I—IV.

1.4.2. Контроль качества данных

Для морского гидрометеорологического обслуживания первостепенное значение имеют точность и достоверность используемых данных. Поэтому важно, чтобы до их использования в оперативной работе контролировалось качество гидрометеорологических данных.

Под контролем качества гидрометеорологических данных подразумевается проверка содержания сводки (телеграммы), включающая в себя: проверку полноты и правильности общих сведений, т. е. даты и времени производства наблюдений, названия станции или ее номера, полноты сводки (телеграммы), включая идентификацию групп, проверку данных наблюдений.

Ошибки, встречающиеся в сводках (телеграммах), могут быть обусловлены неисправностью приборов, неточностью снятия показания прибора и записи отсчета в журнал, ошибками при составлении телеграммы (кодирования) и ошибками, возникающими при передачи сводки по каналам связи.

Подробно данный вопрос изложен в «Наставлении по глобальной системе обработки данных» (Публикация ВМО № 435, 1977).

1.4.3. Метеорологические прогнозы и их использование в оператявной практике службы морских прогнозов

Большинство морских гидрологических прогнозов основываются на гидрологических и метеорологических данных. Заблаговременное знание метеорологических условий расширяет возможности прогнозирования морских гидрологических параметров, увеличивает их заблаговременность, повышает точность и надежность.

К числу наиболее важных метеорологических характеристик, представляющих интерес для составления морских гидрологических прогнозов, относятся:

- температура воздуха, включая температуру точки росы (на срок от 1 до 10 сут, 1 мес, 1 сез.);

- ветер (скорость и направление);

атмосферное давление;

— облачность.

Вследствие разнообразия методов и критериев оценки метеорологических прогнозов их надежность можно оценить лишь качественно — надежность метеорологических прогнозов быстро уменьшается с увеличением заблаговременности. Прогнозы температуры воздуха и атмосферного давления более надежны, чем прогнозы ветра и облачности.

Относительно использования метеорологических прогнозов для морских целей можно добавить следующее. Прогнозы температуры воздуха и давления на период до 5 сут достаточно надежны для использования их в краткосрочных и среднесрочных прогнозах ледовых условий, термического состояния, а также в расчетах теплового баланса. Прогнозы ветра и облачности еще не настолько надежны, чтобы использовать их в морских гидрологических прогнозах и расчетах. Кроме того, принятые градации прогнозируемых параметров не позволяют получать приемлемые результаты в прогнозах океанологических характеристик.

Долгосрочные метеорологические прогнозы (с заблаговременностью 1 месяц, 1 сезон) в настоящее время являются недостаточно надежными, а форма их представления не позволяет их использовать при составлении морских прогнозов (даются средние месячные или сезонные значения метеорологических параметров или их отклонение от климатической нормы, а необходим их суточный ход).

1.4.4. Объективный анализ полей температуры поверхности океана

Основной принцип объективного анализа (ОА) температуры поверхности океана (ТПО) состоит в восстановлении значений температуры воды в узлах регулярной сетки, используя методы весовой интерполяции по данным наблюдений промысловых, транспортных, научно-исследовательских судов, океанских буев, самолетов и спутников. Разработанный в Росгидрометцентре комплекс программ для решения задачи ОА ТПО привязан к действующей в Главном вычислительном центре Росгидромета оперативной технологической линии приема и обработки поступающих синоптических телеграмм по каналам связи в ЭВМ типа ЕС, что обеспечивает автоматизированный объективный анализ полей ТПО.

При объективном анализе ТПО наиболее широко используется схема оптимальной интерполяции. Если удовлетворяется условие однородности и изотропности поля отклонений температуры воды от климатической нормы, то расчет значений температуры в узле регулярной сетки осуществляется по формуле

$$t_{w} = \bar{t}_{w} + \sum_{i=1}^{n} P_{i} t_{i}^{'}, \qquad (1.22)$$

где \bar{t}_w — климатическое значение температуры воды в узле сетки (норма); $t'_i = t_i - t'_i$ — отклонение температуры воды от климатических значений на влияющих станциях; n — число влияющих станций; P_i — веса влияющих станций, которые определяются путем решения системы линейных алгебраических уравнений

$$\sum_{i=1}^{n} P_{i} \mu_{ij} + P_{i} \eta = \mu_{0i}, \quad (i = 1, 2, ..., n), \quad (1.23)$$

где μ — соответствующее значение нормированной корреляционной функции; $\eta = 0.02$ — специально вводимое в диагональ матрицы слагаемое для лучшей обусловленности системы уравнений.

Принципиальным моментом при ОА ТПО является конкретизация вида весовых функций. Этот весьма существенный этап отличается, как правило, субъективностью, и в разных схемах ОА ТПО весовые функции имеют различный вид. При этом, пожалуй, единственным общим требованием является затухание весовых функций с расстоянием. На практике нормированные автокорреляционные функции определяются на основании выборочных оценок по данным наблюдений.

Истинная нормированная автокорреляционная функция связана с расчетной функцией µрасч, полученной по некоторой выборке, следующим соотношением:

$$\mu_n = \mu_{\text{pacy}} / (1 + \sigma^2 / S), \qquad (1.24)$$

где σ^z — средний квадрат погрешности измерений, *S* — дисперсия ТПО.

Из формулы (1.24) видно, что оценка автокорреляционной функции будет надежной в случае $\sigma^2 \ll S$. Однако, применительно к выборкам наблюдений за ТПО, σ^2 близка к S, а это значит, что погрешность в определении μ по данным наблюдений в океане может достигать 50 %.

Трудности в определении надежных пространственных корреляционных функций температуры воды связаны с отсутствием в океане постоянной сети станций, которые обеспечивали бы одновременные наблюдения за температурой воды в различных районах океана, а также со сравнительно низкой точностью и неравномерностью распределения данных наблюдений по акватории Ми-
рового океана. Точность измерений по результатам разных исследований оценивается в довольно широких пределах от 0,1 до 1,5 °C. Столь широкий диапазон погрешностей обусловлен тем, что наблюдения за ТПО ведутся большей частью с неспециализи-



Рис. 1.1. Плотность наблюдений за температурой воды в Северной Атлантике за 1 сут (a) и за 5 сут (б).

рованных судов, разными приборами и по разной методике. С этим связана одна из основных трудностей ОА ТПО.

Также возникают сложности при ОА ТПО из-за крайней неоднородности наблюдений по площади. Наибольшая плотность отмечается в зоне интенсивных судоходных трасс. За границами этих зон плотность наблюдений резко уменьшается (рис. 1.1).

Эти карты строились следующим образом. Для каждого узла сетки с шагом 2°×2° условно описывалась окружность заданного радиуса влияния (300 км), определялось число наблюдений, попадающих в окружность, и полученное значение наносилось на карту в данном узле.

Анализ первой карты показывает, что данные измерений расположены крайне неравномерно. Основная масса наблюдений приходится на сравнительно узкую полосу в диапазоне широт 20° с. ш. и 45° с. ш. Севернее и южнее этой полосы отмечаются только нерегулярные единичные наблюдения. На второй карте иллюстрируется изменение освещенности акватории данными наблюдений за 5 сут. Суммарное количество измерений существенно возрастает, однако распределение их по акватории меняется мало, и районы на севере и на юге области остаются по-прежнему плохо освещенными. Это обстоятельство накладывает определенное ограничение на применение оптимальной интерполяции по всей акватории. Учитывая, что ТПО является достаточно инерционной характеристикой, а также из-за недостаточного количества данных, поступающих за один срок наблюдений, в оперативной практике обычно анализируют материалы наблюдений, накопленные за 5 сут.

В схеме ОА поля ТПО на первом этапе выполняется критический контроль исходных данных, целью которого является исключение грубых погрешностей, после чего вычисляются значения поля в узлах заданной регулярной сетки.

При ОА ТПО контроль включает в себя проверку значений координат на попадание в анализируемую область океана, контроль в целях исключения повторных данных, проверку значений температуры на попадание в допустимый интервал.

Интервал допустимых значений ТПО определяется по климатическому полю и статистическим характеристикам изменчивости, в качестве которых чаще всего применяется среднее квадратическое отклонение (σ). Климатические поля используются, как правило, с месячной дискретностью, и допустимый интервал для температуры воды t_w вычисляется по отклонениям от среднего месячного значения температуры в данной точке

$t_w \pm 4\sigma$,

где \tilde{t}_w и σ — климатические значения температуры и среднее квадратическое отклонение в точке наблюдений для конкретного месяца.

Этот вид контроля можно сделать более эффективным, если вместо климатического значения брать результаты анализа температуры воды за предыдущую пентаду.

Другая возможность построения более эффективной процедуры контроля ошибочных наблюдений заключается в применении статистических связей между средним t_w и эстремальными полями ТПО ($t_{\text{мин}}$, $t_{\text{макс}}$). Для Северной Атлантики были установлены зависимости вида:

$$t_{\text{MDH}} = 1,13 t_{w} - 6,76;$$
 (1.25)

$$t_{\text{Make}} = 0,69t_w + 10,65.$$

Приведенные уравнения регрессии характеризуются высокими значениями коэффициентов корреляции, которые составляют 0,93

и 0,89. Это указывает на тесную связь между полями и дает возможность сформулировать надежный критерий для выбраковки ошибочных наблюдений за температурой воды. Значение температуры на станции принимается для дальнейшей обработки в том случае, если оно попадает в интервал допустимых значений температуры tw для данной точки, т. е.

$t_{\text{meh}} \ll t_w \ll t_{\text{makc}}$.

Преимущество предлагаемого способа контроля состоит в том, что среднее поле температуры, по которому вычисляется t_{MRH} и $t_{Marc,}$ известно с гораздо большей точностью, чем значения σ . Средние многолетние поля температуры берутся из климатического архива.

Последующий более тщательный контроль делается уже в рамках метода оптимальной интерполяции.

Важным моментом при интерполяции является способ отбора влияющих станций для узлов расчетной сетки. Алгоритм поиска влияющих станций состоит в следующем. Вокруг анализируемого узла сетки условно описывается окружность заданного начального радиуса *r* и, если число станций, попадающих в эту окружность, превышает или равно установленному минимальному значению, то выполняется интерполяция значений температуры в данный узел. В противном случае радиус окружности увеличивается последовательными приращениями до тех пор, пока он не достигает заданного максимального значения *R*. Если при этом не набирается количество станций, достаточное для интерполяции в данный узел, то интерполяция в данный узел не выполняется и *t*_i присваивается условное значение, которое на последующих этапах анализа указывает, что в данную точку интерполяция не производилась из-за недостатка данных наблюдений.

Как уже отмечалось, значительные части расчетной области океана остаются практически не освещенными данными наблюдений. В связи с этим в схему ОА включается процедура восстановления значений поля в тех узлах сетки, где на этапе интерполяции не были вычислены интерполяционные значения. Наиболее принятым способом в таких случаях является подстановка климатических значений температуры воды. Кроме того, для восстановления значений температуры в узел могут использоваться результаты предыдущего объективного анализа или применяться некоторая, как правило, линейная комбинация значений двух указанных иолей.

В схеме ОА ТПО, оперативно применяемой в Росгидрометцентре [5], проверка полученных исходных данных о температуре воды производится методом горизонтального контроля путем интерполяции значений с четырех ближайших станций на данный узел. Расхождение между фактической температурой и проинтерполированным значением в узел сетки (Δt_w) сравнивается с теоретической погрешностью интерполяции, увеличенной в несколько раз. Необходимость такого увеличения связана с тем, что в ряде случаев нарушается принятое условие однородности и изотропно, сти полей отклонения от норм. Возможная погрешность интерпо, ляции рассчитывается по формуле

$$E = N^2 \sigma^2 \varepsilon, \qquad (1.26)$$

где $\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^{*} P_i \mu_{0i}$ — теоретическая мера погрешности интерполя.

ции; σ — среднее квадратическое отклонение температуры воды; N = 10 — эмпирический множитель.

Значение є существенно зависит от плотности наблюдений в взаимного расположения станций, а также от используемой корреляционной функции. Если при горизонтальном контроле оказывается, что $|\Delta t_w| < E$, то значение температуры на проверяемой станции является правильным. В противном случае ($|\Delta t_w| > E$) для корректировки дополнительно привлекаются сведения с ближайшей (пятой) станции и выполняется интерполяция на проверяемую станцию при поочередном исключении каждой из четырех первоначально выбранных станций. Если во всех четырех случаях сохраняется условие $|\Delta t_w| < E$, то значение температуры на проверяемой станции не верно и оно отбраковывается. В противном случае считается, что ошибочно значение температуры на какой-то из окружающих станций, которая будет проверена в свою очередь.

Для быстрого поиска влияющих станций применяется так называемый метод машинной карты. Он заключается в следующем.

На карте Северного полушария в стереографической проекции масштаба 1:30 000 000 строится квадрат, описанный вокруг окружности экватора, который в свою очередь разбивается на 160×160 малых квадратов со стороной 150 км на 60° с. ш. При этом ставится условие, чтобы в каждый такой малый квадрат попадало не более двух влияющих станций.

В каждый такой квадрат заносятся восьмеричные номера одной или двух станций. Если в квадрат не попала ни одна станция, то оно считается пустым. По присвоенному квадрату номеру легко и быстро находятся расположенные в отдельных массивах декартовы координаты судовой станции, значение аномалии температуры, условный индекс, и при поиске влияющих станций сначала определяется квадрат, соответствующий узлу интерполяции, затем начинается поиск ближайших непустых квадратов. Поиск ведется по спирали с постепенным увеличением раднуса до максимального -- 1500 км. Если станция оказывается расположенной ближе 50 км от узла, то интерполяция не производится и узлу присваивается значение температуры воды на этой станции. Если в раднусе максимального поиска не находится ни одной станции, то узлу присваивается климатическое значение температуры воды. Интерполяция выполняется в узлы градусной сетки 2,5×2,5° для Северного полушария.

4.5. Построение и анализ карт температуры поверхности океана на основе комплексного использования спутниковой и судовой информации

В настоящее время в оперативном режиме эксплуатируется спутниковая система «Метеор». Для получения информации о температуре подстилающей поверхности на борту спутников указанной системы установлен одноканальный ИК-радиометр, работаюпий в интервале длин волн 8—12 мкм. Спутники позволяют получать информацию о температуре поверхности воды 2 раза в сутки по всей акватории Мирового океана с разрешением 8 км в надире и точностью около 1,5 °С. Несмотря на недостаточную точность спутниковой информации о температуре воды, она позволяет достаточно надежно определять положение фронтальных зон и оценивать горизонтальные градненты температуры воды. Абсолютные значения температуры могут корректироваться с помощью ланных судовых наблюдений [19].

Основные этапы методики, реализованной в Росгидрометцентре, сводятся к следующему.

На 1-м этапе определяются географические координаты точек измерения температуры воды.

На 2-м этапе выявляется влияние атмосферы на измеренные с ИСЗ значения температуры воды вблизи облачных образований. Для этого используются цифровые карты распечатки абсолютных значений радиационной температуры и соответствующие спутниковые ТВ- и ИК-фотоснимки. На распечатках значения температуры ниже —2 °С отождествляются с облачностью. Так как часто границы облачности размыты, радиационные значения температуры водстилающей поверхности, полученные с ИСЗ, имеют пониженное значение в приоблачной полосе. Для уточнения полученных по цифровым распечаткам границ облачности используется негатив слутникового ТВ- и ИК-фотоснимка, который накладывается на соответствующую цифровую карту-распечатку.

На 3-м этапе исключается ослабляющее влияние атмосферы. Обычно для этой цели берутся климатические поправки, заложенные в программе обработки информации ИСЗ серии «Метеор». Использование таких поправок приводит к погрешностям в определении значений температуры воды до 2 °С. Для уменьшения погрешностей за счет ослабляющего влияния атмосферы применяется способ корректировки спутниковых измерений с помощью данных судовых наблюдений. Корректировка осуществляется следующим образом.

1. На спутниковую карту-распечатку, равную по площади 850×850 км², наносятся данные судовых наблюдений, после чего отбираются синхронные данные спутниковых и судовых наблюдений. При этом с учетом погрешности в географической привязке спутниковых измерений (±30 км) значению температуры воды, измеренному на судне, может соответствовать девять (3×3) ближайших значений температуры воды, отмеченных на спутниковой цифровой карте-распечатке. Устранение погрешности в географи-

ческой привязке спутниковых измерений делается путем их осреднения по площади размером 60×60 км² вокруг точки измерения с судна. Если количество синхронных спутниковых и судовых измерений, приходящихся на одну спутниковую карту-распечатку, составляет менее четырех случаев, то к составлению выборки синхронных измерений привлекаются данные, указанные на соседней карте-распечатке. Таким образом, в составлении выборки синхронных измерений участвуют две спутниковые карты-распечатки и т. д. до тех пор, пока количество синхронных спутниковых и судовых измерений не достигает четырех случаев. Это число обусловлено тем, что для определения достоверных значений между синхронными спутниковыми и судовыми данными необходимо, по крайней мере, две пары синхронных измерений. Поэтому общее количество синхронных спутниковых и судовых измерений, приходящихся на одну спутниковую карту-распечатку, должно быть не менее четырех.

2. Составляется выборка синхронных спутниковых и судовых измерений и определяется поправка к судовым данным δt по формуле

$$\delta t = (1/N) \sum_{i=1}^{n} (t_{i_{\text{cyg}}} - t_{i_{\text{cn}}}) \pm \Delta, \qquad (1.27)$$

где N — количество наблюдений (\gg 4); $t_{i_{cyg}}$ и $t_{i_{cn}}$ — значения температуры воды синхронно измеренные с судна и спутника; Δ — точность определения поправки δt .

$$\Delta = \sigma / \sqrt{N}, \qquad (1.28)$$

где о — среднее квадратичное отклонение поправки.

3. Производится контроль поправки δt . Ёсли $\delta t_i \ge 3\sigma$, то соответствующая синхронная пара измерений $t_{i_{\rm суд}}$ и $t_{i_{\rm en}}$ из расчета исключается. Расчеты δt , выполненные в центральной части Северной Атлантики за июнь—октябрь 1985 г., показали, что значения δt изменяются в интервале ± 4 °C. За указанный период было проанализировано 850 случаев сравнения данных спутниковых и судовых наблюдений. Точность определения поправки Δ равна $\pm 0,1$ °C (при $\sigma = \pm 2$ °C н N = 850).

На 4-м этапе производится разделение масштабов обрабатываемой информации на региональный, применяемый для построения карт температуры воды (ТПВ) по морям и отдельным небольшим акваториям океана, и глобальный, используемый при анализе ТПО в масштабах всего Мирового океана.

В глобальном масштабе анализ спутниковых измерений сводится к построению гистограмм. При отсутствии облачности считается, что распределение температуры воды подчиняется закону Гаусса. Если для некоторой области при наличии небольшой облачности имеется график распределения температуры, то рассчитывается среднее квадратическое отклонение о* для измерений, расположенных в «теплом» крыле гистограммы. Найденное значение о* суммируется с модальным значением кривой распределения. Таким образом определяется температура воды по спутниковым данным в одноградусных квадратах.

На 5-м этапе по спутниковым данным строится поле температуры воды и выделяются области наибольших градиентов температуры воды в региональном масштабе на сетке с шагом по пространству 20 км и в глобальном масштабе с шагом 111 км.

На 6-м этапе по данным априорной информации о зонах повышенных градиентов температуры воды, климатических фронтальных областях осуществляется контроль значений градиентов температуры и их местоположения, определенных по спутниковым данным. Это делается путем сопоставления карты градиентов температуры воды, построенной по архивным данным, с картой, построенной по спутниковым данным. Если различие в местоположении сравниваемых зон повышенных градиентов невелико (не превышает 4—5 шагов в глобальном масштабе и 2—3 шага в региональном масштабе), то спутниковая информация используется в дальнейшей работе.

На 7-м этапе строится комплексная карта температуры воды по спутниковым и судовым данным путем суммирования абсолютных значений температуры воды по спутниковым измерениям с определенной на 3-м этапе поправкой δt . Указанная процедура выполняется отдельно для каждой спутниковой карты-распечатки. После чего проводятся изотермы, которые переносятся затем на стандартный гидросиноптический бланк.

1.4.6. Расчет ветра над морем

Ветер является основной силой, учитываемой в прогностичес-КИХ МОДЕЛЯХ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ, ТЕЧЕНИЙ, СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕний и др. Незначительные погрешности в прогнозе ветра могут приводить к существенным погрешностям в прогнозе гидрологических характеристик моря. Поэтому требования к точности расчета прогноза ветра должны быть достаточно высоки. Проследим Это на следующем примере. Ветер 15 м/с способен за 12 ч развить волны высотой 3,2 м, а ветер 17,5 м/с за это же время создаст Эмсоту волны 4,2 м. Если допустить, что разница в 2,5 м/с это погрешность в прогнозе ветра, то она приводит к погрешности в определении высоты волны в 1 м, или 24 %. Еще более чувствительны к погрешностям в определении ветра характеристики волнового спектра. Так, погрешность в расчете ветра, равная 5 %, приводит к погрешности в расчете площади под спектральной кривой, составляющей 22 %, а в расчетах положения спектрального максимума — 28 %.

В практике морских гидрологических прогнозов информацию о ветре получают по данным об атмосферном давлении путем расчета по эмпирическим формулам или на основе численных моделей погоды, которые обеспечивают значения ветра или атмосферного давления в узлах регулярной сетки. Из теории известно, что при установнышемся движении скорость и направление ветра определяются соотношением трех основных сил: силы барического градиента (G), отклоняющей силы вращения Земли (сила Кориолиса l) и силы трения в приводном слое атмосферы (F_r).

Если поле давления стационарно и отсутствуют силы трения, то наблюдается геострофический баланс двух сил: силы барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли. В этом случае скорость геострофического ветра пропорциональна горизонтальному градиенту давления и обратно пропорциональна силе Кориолиса:

$$\boldsymbol{W}_{\boldsymbol{g}} = 1/(\rho_{a}l) \left(\frac{\partial P}{\partial n}\right), \tag{1.29}$$

где W_g — скорость геострофического ветра; *l* — параметр Кориолиса (*l*=2ω sin φ, здесь ω — угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта); *дР/дп* — горизонтальный градиент атмосферного давления; ρ_a — плотность воздуха. При этом поток воздуха (ветер) прямолинеен (изобары парал-

При этом поток воздуха (ветер) прямолинеен (изобары параллельны друг другу). Выразив W_g в м/с, а $\partial P/\partial n$ гПа/1° меридиана и заменив ω и ρ_a их численными значениями ($\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹, $\rho_a = 1,29$ г/м³), получим

$$W_g = (4,84/\sin\varphi) \left(\frac{\partial P}{\partial n}\right). \tag{1.30}$$

Полный горизонтальный градиент атмосферного давления ($\partial P/\partial n$) и его направление (β) находят по формулам:

$$\partial P/\partial n = \sqrt{\left(\partial P/\partial x\right)^2 + \left(\partial P/\partial y\right)^2};$$
 (1.31)

$$tg \beta = (\partial P/\partial x)/(\partial P/\partial y); \ \beta = arctg (\partial P/\partial x)/(\partial P/\partial y), \qquad (1.32)$$

где $\partial P/\partial x$ и $\partial P/\partial y$ — компоненты горизонтального градиента атмосферного давления, β — направление градиента давления в системе прямоугольных или географических координат.

Если предположить поток без трения, который имеет кривизну, то скорость градиентного ветра можно рассчитать по формуле

$$W_{g^2} = (lR)/2 \left[-1 \pm \sqrt{1 + (4W_g)/(lR)} \right],$$
 (1.33)

где W _{g2} — скорость граднентного ветра, R — кривизна изобар.

Кривизну изобар можно вычислить по выражению

$$R = \sqrt{(AO^2 + BO^2 + AO \cdot BO \cdot \cos_{\varphi}\psi)/2\sin\psi}, \qquad (1.34)$$

где

AO =
$$\sqrt{a^2 + b^2}$$
; BO = $\sqrt{a^2 + b'^2}$;
 $\psi = 180^\circ - (\alpha + \gamma)$;
 $\alpha = \operatorname{arctg}(b/a)$; $\gamma = \operatorname{arctg}(b'/a)$.

Геометрические построения для определения R в точке 0 схематически показаны на рис. 1.2. Кривизну изобар можно также рассчитать по аналитической формуле

2) 4915

 \odot

戦い 羽と

- 2/0

| Po | <u> </u> | <i>Ps</i> |
|------------------|----------|-----------|
| | • | |
| | | |
| ρ ₃ α | Polo | Pr |
| 8 | | 8 state |
| | | D REAL |
| | | |
| | | |

Рис. 1.2. Схема геометрического построения для определения радиуса кривизны изобары (R) в точке 0.

Вторые производные $\partial^2 P/\partial x^2$, $\partial^2 P/\partial y^2$ и $\partial^2 P/(\partial x \partial y)$ определяются по формулам:

$$\partial^2 P / \partial x^2 = \{ 1 / [4 (\Delta x)^2 \cos^2 \varphi] \} (P_1 - 2P_0 + P_3);$$
(1.36)

$$\partial^2 P / \partial y^2 = \{ 1 / [4 (\Delta y)^2] \} (P_2 - 2P_0 + P_4); \qquad (1.37)$$

$$\partial^2 P / (\partial x \, \partial y) = \{ 1 / [4 (\Delta x)^2 (\Delta y)^2 \cos^2 \varphi] \} (P_5 - P_8 - P_6 + P_7).$$
(1.38)

Отрицательное значение R (R < 0) соответствует циклонической кривизне изобар, а положительное значение R (R > 0) — антициклонической.

Для того, чтобы осуществить переход от геострофического или градиентного (более общий случай) ветра к ветру в непосредственной близости от поверхности моря, необходимо учитывать силу трения. Она зависит от многих факторов: устойчивости атмосферы в приводном слое, влияния орографических особенностей в прибрежных районах моря и т. д. Влияние трения на движение воздуха сказывается двояко: с одной стороны, в замедлении движения, а с другой — в изменении его направления — отклонения ветра от направления изобар. Причем, чем больше трение, тем больше отклонение ветра от изобар. Если атмосфера в приводном слое стратифицирована устойчиво, г. е. турбулентный обмен в нем затруднен, то различие между градиентным ветром и ветром у поверхности моря становится большим как по значению, так и по направлению. Если же имеет место неустойчивая стратификация атмосферы, то турбулентный обмен усиливается, и различие между градиентным ветром и приводным ветром уменьшается.

Для приведения скорости градиентного ветра к ветру на любой заданной высоте необходимо знать закон изменения скорости ветра с высотой. В теории пограничного слоя атмосферы для стационарных метеорологических и океанографических условий изменение скорости ветра с высотой описывается уравнением

$$\partial W(z)/\partial z = [V_*\psi/(z/L)]K_z, \qquad (1.39)$$

где $K_z = 0,4$ — постоянная Кармана; V_* , L и ϕ — динамическая скорость (или скорость трения), масштаб длины Монина—Обухова и безразмерная функция градиента скорости ветра.

Динамическая скорость определяется по формуле

$$V_* = (\tau/\rho_a)^{1/2}, \qquad (1.40)$$

где т — касательное напряжение ветра, ρ_a — плотность воздуха. Масштаб длины Монина—Обухова (L) определяет меру атмосферной устойчивости и рассчитывается по формуле

$$L = \left(-\rho_a C_p V_*^3 t_a\right) / (K_g Q), \qquad (1.41)$$

где C_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; t_a — температура воздуха, измеренная на некоторой высоте; Q — вертикальный тепловой поток (положительный — вверх).

Чтобы определить L, скорость трения V_* должна быть связана со скоростью ветра W, а тепловой поток Q должен быть связан с разностью температуры воздуха и воды $(t_a - t_w)$. Тогда масштаб длины Монина—Обухова можно записать в виде соотношения

$$L = (V_{\bullet}^{3} t_{a}) / [K_{g} C_{t} (t_{a} - t_{w}) W], \qquad (1.42)$$

где C_t — коэффициент вертикального потока тепла; t_a и t_w — температура воздуха и воды; g — ускорение свободного падения.

Фриш и Шмитт (1976) показали, что наиболее удовлетворительные результаты для C_i , отнесенного к стандартной высоте 10 м над уровнем моря будут, при следующих условиях:

$$C_{t_{10}} = 0,86 \cdot 10^{-3} L > 0$$
 (устойчивое состояние);

$$C_{t_{10}} = 0,97 \cdot 10^{-3} L < 0$$
 (неустойчивое состояние).

Для того, чтобы определить профиль ветра, уравнение (1.39) должно быть проинтегрировано от поверхности, где $Z = Z_0$ и W = 0 до высоты Z. Это может быть сделано, так как функция ψ опреде-

8990 S.

дена. Дайер (1974) и Яглом (1977) предложили следующие эмпирические соотношения для ф:

$$\mathfrak{p}(Z/L) = (1 - 15Z/L)^{-1/4}$$
для $-1 < Z/L < 0;$ (1.43)

$$\psi(Z/L) = 1 + 5Z/L$$
 для $0,5 > Z/L \ge 0$.

Проинтегрировав уравнение (1.39) с учетом выражений (1.43), получим профиль ветра в виде

$$W(Z) = (V_*/K_Z) [\ln(Z/Z_0) - \psi]$$
для $Z/L \ge 0$, (1.44)

где Z₀ — параметр шероховатости, зависящий от взволнованности поверхности моря.

Динамическая скорость связана со скоростью ветра на высоте Z соотношением

$$V_* = \sqrt{\overline{C_a}} \cdot W(Z), \qquad (1.45)$$

где C_a — так называемый коэффициент сопротивления (коэффициент касательной силы трения ветра по отношению к воде).

Гарратт (1977) для стандартной высоты 10 м над уровнем моря и для нейтральной стратификации определил, что

$$C_a = (0.75 + 0.067 W_{10}) \cdot 10^{-3}$$
 для $Z/L = 0$, (1.46)

где W₁₀ --- скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря.

Что касается параметра шероховатости Z₀, то он не имеет достаточно хорошего физического обоснования. Поэтому во многих случаях избегают его учета. Чарнок (1985) предложил гипотезу, согласно которой Z₀ должна быть функцией только V, и g, т. е.

$$Z_6 = \operatorname{const} g V_*,$$

где const = 0,01 — так называемая константа Чарнока — Эллисона.

Коэффициент C_a можно оценить по эмпирической формуле (1.46), применимой к условию безразличной стратификации атмосферы для W > 4 м/с.

^{*} Расчет полей ветра по полям атмосферного давления состоит из нескольких этапов:

1. Определение области прогноза и подготовка для нее расчетной сетки, в узлах которой производится расчет параметров ветра и других океанологических характеристик;

². Определение значений атмосферного давления в узлах сетки;

3. Расчет скорости и направления градиентного ветра по полям атмосферного давления;

4. Приведение градиентного ветра к ветру на стандартной высоте 10 м над уровнем моря.

Расчет сетки

При численных прогнозах гидрометеорологических полей над океанами и морями возникает необходимость построения сетки, покрывающей область прогноза, в узлах которой осуществляется расчет ветра и других гидрометеорологических элементов. Для таких расчетов используют как сферическую, так и прямоугольную систему координат. При этом важное значение имеет выбор



Рис. 1.3. Схема расчета координат узлов сеточной области.

карты, подходящей проекции. В практической работе удобно использовать карты, составленные в стереографической проекции. Работать с довольно распространенными картами меркаторской проекции неудобно, так как в данном случае приходится считаться со значительными изменениями масштаба карты в зависимости от широты. Рассмотрим пример расчета прямоугольной сеточной области для акватории Северной Атлантики (рис. 1.3).

Предварительно определяется район расчета и размер сетки, густота которой должна быть такой, чтобы с достаточной надежностью описать пространственную изменчивость полей ветра. Ось *I* направлена вдоль параллели с запада на восток, а ось *I* в северном направлении. Вдоль оси *I* было определено 27 точек (*I* = 1, 2, ..., 27), а вдоль оси *J* — 15 точек (*J* = 1, 2, ..., 15). Таким образом, расчетная область состояла из $27 \times 15 = 405$ точек. Координаты узлов прямоугольной сетки рассчитываются по формулам:

$$I = -A \operatorname{tg} (45^{\circ} - \varphi/2) \sin (\lambda - \psi);$$

$$I = -A \operatorname{tg} (45^{\circ} - \varphi/2) \cos (\lambda - \psi),$$
(1.47)

где φ и λ — географические координаты узлов сетки; ψ — угол между гринвичским меридианом и меридианом совпадающим с осью *I*; *A* — коэффициент, подлежащий определению.

Географические координаты узлов сетки рассчитываются по формулам:

$$\varphi = 90^{\circ} - 2 \operatorname{arctg} \left[\sqrt{(I - I_0)^2 + (J - J_0)^2} / A \right];$$

$$\lambda = 45^{\circ} + \operatorname{arctg} \left[(I - I_0)^2 / (J - J_0)^2 \right].$$
(1.48)

Расстояние между узлами сетки (км) в зависимости от широты рассчитывается по формуле

$$\Delta x (l) = 315,58 \cos^2 (45^\circ - \varphi/2). \tag{1.49}$$

Значения широты от экватора к северу и долготы от гринвичского меридиана к западу принимались положительными (+), а значения широт к югу от экватора и долгот к востоку от гринвичского меридиана — отрицательными (—).

При построении сеточной области ось J, соответствующая I = 14, совмещалась с меридианом 45° з. д. ($\lambda = 45^{\circ}$). Если начало координат передвинуть таким образом, чтобы Северный полюс имел координаты (I_0 , J_0), то в новой системе координат

$$I = I_0 - A \operatorname{tg} (45^\circ - \varphi/2) \sin (\lambda - \psi);$$

$$J = J_0 - A \operatorname{tg} (45^\circ - \varphi/2) \cos (\lambda - \psi).$$
(1.53)

учитывая, что sin $(\lambda - \psi) = 0$, а cos $(\lambda - \psi) = 1$, координаты точек вдоль меридиана 45° з. д. будут равны

$$I = I_0;$$

$$J = J_0 - A \operatorname{tg} (45^\circ - \varphi/2).$$
(1.51)

Из условия задания сетки $I_0 = 14$.

Чтобы определить J_0 и A, составляются два уравнения для крайней южной точки области с координатами (14; 1) и крайней северной точки с координатами (14; 15). Географические координаты этих точек определяются по карте. В данном примере они равны 30° с. ш.; 45° з. д. и 67°30′ с. ш.; 45° з. д. соответственно. Тогда

$$l = J_0 - A \operatorname{tg} (45^\circ - 30^\circ/2);$$

$$15 = J_0 - A \operatorname{tg} (45^\circ - 67^\circ 30^\circ/2).$$
(1.52)

4 3aRa3 № 133

14

Из решения этой системы уравнений следует: Jo = 24,12, A == =40,32.

Таким образом, в окончательном виде формулы для расчета прямоугольных координат выбранной сетки примут вид:

$$I = 14 - 40,32 \text{ tg } (45^\circ - \varphi/2) \sin (\lambda - 45^\circ);$$

$$J = 24,12 - 40,32 \text{ tg } (45^\circ - \varphi/2) \cos (\lambda - 45^\circ),$$
(1.53)

а формулы для расчета географических координат узлов сетки

$$\varphi = 90^{\circ} - 2 \arctan\left[\sqrt{(I - 14)^2 + (J - 24, 12)^2/40, 32}\right];$$

$$\lambda = 45^{\circ} + \arctan\left[(\dot{I} - 14)^2/(J - 24, 12)^2\right].$$
(1.54)

Алгоритм расчета параметров ветра над морем (скорости и направления) состоит в следующем.

В каждом узле сеточной области рассчитываются скорость и направление геострофического ветра по формулам:

$$W_g = \sqrt{W_x^2 + W_y^2};$$
 (1.55)

$$\beta = \operatorname{arctg} (W_x/W_y), \qquad (1.56)$$

где

$$W_{z} = [1/(2p_{a}l\,\Delta x\,\cos\varphi)]\,(P_{1}-P_{3}); \qquad (1.57)$$

$$W_y = [1/(2\rho_a l \,\Delta y)] \, (P_2 - P_4). \tag{1.58}$$

при расчетах по четырем точкам и

$$W_{x} = [1/(2\rho_{a}l \Delta x \cos \varphi)] [(P_{1} - P_{3}) + 0.5 (P_{5} - P_{6} + P_{3} - P_{7})];$$
(1.59)

$$W_y = [1/(2\rho_a l \Delta y)] [(P_2 - P_4) + 0.5 (P_5 - P_8 + P_6 - P_7)] \quad (1.60)$$

при расчетах по восьми точкам (рис. 1.4).

Здесь P₁, P₂, ..., P₈ — значения атмосферного давления в соответствующих точках.

При этом частные производные $\partial P/\partial x$ и $\partial P/\partial y$ выражены с помощью центральных разностей, т. е. симметричных относительно точки 0, для которой вычисляются производные.

Скорость градиентного ветра можно рассчитать по формуле (1.33), представленной в модифицированном виде:

$$W_{gr} = W_g / [0.5 + \sqrt{0.25 + W_g / (lR)}],$$
 (1.61)

где W_g — скорость геострофического ветра.

Δx и Δy представляют собой горизонтальный шаг расчетной сетки вдоль осей координат. Он может измеряться в километрах или в градусах меридиана. Для океанских масштабов шаг сетки

может быть принят порядка 300 км или 2,5°, для больших морей — порядка 200 км или 2° и для малых морей (Азовское, Черное) — порядка 100 км или 1°. Следует отметить, что 1° меридиана равен 111 км, а 1° параллели зависит от широты. На экваторе он равен 111 км, но с увеличением широты уменьшается пропорционально 1/соз ф. Кроме того необходимо помнить, что

в Северном полушарин ветер отклоняется от направления граднента давления вправо по часовой стрелке, а в Южном полушарии — влево. Поэтому в Северном полушарии необходимо отнять 90° от β , а в Южном полушарии прибавить 90° к β в соответствии с тем, что в метеоролотии принято считать направлением ветра, то откуда он дует. В зависимости от знака W_x и W_y



Рис. 1.4. Расположение точек для расчета производных $\partial P/\partial x$ и $\partial P/\partial y$.

угол β должен быть приведен к соответствующей четверти тригонометрического круга согласно следующим данным.

| V _x | Vy | β |
|----------------|-------------------------------|--|
| | ≥ 0 <>0 ≥0 ≥0 | $ \begin{array}{c} 180^{\circ} + \beta \\ 360^{\circ} - \beta \\ 180^{\circ} - \beta \end{array} $ |

Для перехода от градиентного ветра к ветру, дующему вблизи водной поверхности, вводится поправка на устойчивость атмосферы в приводном слое. Приводный ветер всегда меньше градиентного, поэтому поправка на устойчивость всегда меньше единицы. Эту поправку можно рассчитать по формуле

$$K_{\rm T} = 1/\exp\left\{W_{gr}\left[0,00204\left(t_a - t_w\right) + 0,0169\right]\right\}$$
(1.62)

или по табл. 1.3.

Инверсия температуры в приводном слое атмосферы не только уменьшает скорость ветра, но и изменяет его направление. Угол отклонения ветра на стандартной высоте 10 м над уровнем моря от градиентного в зависимости от разности температуры воздуха и воды можно рассчитать по эмпирической формуле, приведенной

Таблица 1.3

| Значения | коэффициентов | перехода | α. | от | градиентного | ветра |
|----------|---------------|------------|------|----|--------------|-------|
| | к ветр | у на урові | ie 🛛 | 10 | м | |

| | | | | | Cr | корость | ветра, | м/с | | | | |
|--|---|---|----|----|---|---------|--------|-----|--|--|--|--|
| 'a→'w | 6 | 8 | 10 | 12 | 14 | 16 | 18 | 20 | 22 | 24 | 23 | 32 |
| $20 \\ 16 \\ 12 \\ 10 \\ 8 \\ 6 \\ 4 \\ 2 \\ 0 \\ -2 \\ -4 \\ -6 \\ -8 \\ -10 \\ -12 \\ -16 \\ -20 $ | | | | | 0.28 0.72 0.80 0.88 0.89 0.990 0.990 0.991 0.91 | | | | 0,58 0,70 0,73 0,76 0,78 0,81 0,83 0,84 0,85 0,86 0,86 0,86 0,86 0,87 0,87 0,87 0,88 0,88 | 0,55 0,68 0,74 0,76 0,78 0,81 0,83 0,84 0,85 0,85 0,85 0,85 0,86 0,87 0,87 0,87 | 0,71 0,74 0,77 0,78 0,80 0,81 0,82 0,83 0,84 0,85 0,85 0,85 0,85 0,85 0,85 0,85 0,86 0,86 | 0,75 0,77 0,79 0,80 0,81 0,82 0,83 0,83 0,83 0,83 5,84 0,85 5,84 0,85 0,85 0,85 |

в «Руководстве ВМО по анализу и прогнозу ветрового волнения» (1985),

$$\alpha = 1,5 \left(t_a - t_w \right) + 18. \tag{1.63}$$

Следует отметить, что направление ветра, рассчитанное в координатах прямоугольной сетки, не совпадает с координатами географической сетки. Вместе с тем в прогностической практике пользуются направлением ветра относительно меридиана. Поэтому, если ось x прямоугольной сетки в каждом узле сетки отклонена от меридиана на угол δ^2 , то направление ветра, отсчитываемое от севера по часовой стрелке, находится по формуле

$$\psi = \beta - \delta. \tag{1.64}$$

Для расчетов ветровых течений, штормовых нагонов, а в ряде случаев и ветровых волн возникает необходимость рассчитать не скорость ветра на некоторой высоте над уровнем моря, а силу касательного (или тангенсиального) напряжения ветра непосредственно у поверхности моря. Она рассчитывается по формуле

$$\mathbf{\tau} = C_a \mathbf{\rho}_a \mathbf{W}_{10}, \tag{1.65}$$

где т — вектор касательного напряжения ветра; C_{α} — коэффициент сопротивления, зависящий от состояния атмосферы в приводном слое; W_{10} — вектор ветра на стандартной высоте 10 м над уровнем моря; ρ_{α} — плотность воздуха.

Рассчитанный ветер по вышеописанной методике дает достаточно надежные результаты только для открытых районов морей и океанов. Что касается прибрежных зон, то тут режим ветра определяется не столько полем распределения давления, сколько местными орографическими условиями. Поэтому для расчета ветра в прибрежной зоне требуются другие подходы, учитывающие сложные орографические и морфометрические особенности берега моря. Для расчета прибрежных ветров разработаны эмпирические формулы. Одна из таких формул для расчета установившегося. ветра была предложена Е. П. Веселовым [9]. Она имеет вид

$$\overline{W} = K_{\rm cov} / [1/W_{s0} + 1/(\Delta W_{\phi}) \pm 1/W_{c}], \qquad (1.66)$$

где $W_{60} = 2K \Delta P_0$ (ΔP — градиент давления, г $\Pi a/300$ км); $K = = \overline{W}/W_g$ — поправка, учитывающая различные физико-географические условия вдоль побережья на 60° с. ш.; $1/\Delta W_{\varphi}$ — поправка:

для произвольной географической широты φ ; $W_c = 0.5 \sqrt{R} \Delta P_0$ (R — радиус кривизны изобар, км). Знак плюс соответствует циклонической кривизне изобар, знак минус — антициклонической кривизне; K_{cov} — поправка, зависящая от K ($K_{cov} = \sin \alpha + \cos \alpha$, α — угол отклонения ветра от изобары, град.).

Для удобства расчетов эта формула представлена в виде номограммы (рис. 1.5). По горизонтальной оси отложены значения ΔP_0 , W; по вертикальной оси значения W и 1/W_c. На номограмме представлены четыре группы линий. Линии от (1) до (7) соответствуют геострофическому ветру на широте 60° с. ш.; линии от $-\Delta W_0$ до ΔW_{80} определяют поправки к геострофическому ветру в зависимости от географической широты; линии от 0,1 до 3000 км характеризуют скорость градиентного ветра и линин от 1 до 1,4 характеризуют поправки (K_{cor}) к отклонению направления ветра от изобар.

Вычисления производятся в следующем порядке.

1. Определяется значение 1/W₆₀ для геострофического ветрат на широте 60° с. ш. по значению градиента давления по одной излиний (1) — (7), зависящих от физико-географических условий;

2. По этим же исходным данным определяется поправка $1/\Delta W_y$ по прямой линии, соответствующей заданной географичес-кой широте φ ;

3. Определяется значение $1/W_c$ для градиентного ветра W_g поисходному градиенту давления и кривой, соответствующей заданной кривизне изобар R;

4. Алгебраически складываются определенные по номограммезначения $1/W_{50}$, $1/(\Delta W_{\phi})$, $1/W_c$;

5. По шкале (ось x) определяется значение W_c , соответствующее полученной сумме в пункте 4;

6. По шкале (ось y) определяется скорость ветра \overline{W} по W_c и кривой, соответствующей заданному значению K_{cov} ; (для градиентного ветра $K_{cov}=1$; для условий различной шероховатости



Рис. 1.5. Номограмма для расчета ветра в прибрежной зоне по Е. П. Веселову [9].

Линии от (1) до (7) соответствуют скорости ветра в прямолинейном потоке на широте 60°; линии с обозначениями от $-\Delta V_0 \circ$ до $\Delta V_{90} \circ$ — скорости ветра в различных циротах; линии с обозначениями от 0,1 до 3000 км — скорости циклографического ветра; линии с обозначениями от 1,0 до 1,4 — коэффициенту K_{10} %р.

подстилающей поверхности K_{cov} принимает значения: для линии (2) $K_{cov} = 1,35$, для линии (3) $K_{cov} = 1,25$).

Пример 1

Заданы: градиент давления $\Delta P_0 = 10$ гПа/300 км; $\varphi = 45^{\circ}$; циклоническая кривизна изобар R = 500 км.

1. Для $\Delta P_0 = 10$ гПа пересечение с кривой (6) (рис. 1.5) дает $1/W_{60} = 0.0556$;

2. Пересечение с линией, соответствующей $\phi = 45^\circ$, выходит за пределы номограммы. В этом случае следует использовать формулу

$$1/(\Delta W \varphi) = 1/(\Delta K \Delta P_0), \qquad (1.67)$$

где $1/(\Delta K \Delta P)$ определяется по следующим данным.

φ°... Ι/ΔΚ ΔΡ₀. 90 85 80 75 70 65 60 55 0,042 0,064 0,06 0,053 0,047 0,021 0 -0.021 35 30 2520 50 45 40 15 -0,042 - 0,075 - 0,085 - 0,13 - 0,17 - 0,21 - 0,26 - 0,30Í/ΔK ΔP₀... 10 5 0 -0,34 -0,38 -0,42 $i/\Delta K \Delta P_0 \ldots$

Для $\Delta P_0 = 10$ гПа в $\varphi = 45^\circ$ по табл. 1.5 значение $1/\Delta K = -0,075$.

Таким образом, $1/(\Delta W_{\phi}) = -0.075/10 = -0.0075;$

3. Пересечение с кривой, соответствующей R = 500 км, также выходит за пределы номограммы. Поэтому следует применить формулу

$$1/\mathcal{W}_c = 2/\sqrt{R\Delta P_0}. \tag{1.68}$$

Для $\Delta P_0 = 10$ гПа и R = 500 км $1/W_c = 2/\sqrt{500 \cdot 10} = 0.028;$

4. $1/W_c = 0.0556 - 0.0075 + 0.028 = 0.0761;$

5. Для 1/W_c = 0,0761 получаем W_c = 13 м/с;

6. Для $W_c = 13$ м/с пересечение с кривой, соответствующей K = 1,4 (кривая (6)) дает $\overline{W} = 18$ м/с.

Пример 2

Заданы: градиент давления в тропическом циклоне $\Delta P_0 = -100$ гПа/300 км; $\varphi = 15^{\circ}$ с. ш. Радиус циклона r = 100 км.

1. Для $\Delta P = 100$ гПа/300 км пересечение с вертикальной линией: (4) дает $1/W_{60} = 0,008$ на левой шкале вдоль оси y;

2. Для этого значения ΔP_0 по табл. 1.5 определяем $1/(\Delta K \Delta P_0) = -0.3$ и таким образом $1/(\Delta W_{\phi}) = -0.3/100 = 0.003$; 3. Пересечение кривой, соответствующей r = 100 км с линией, отвечающей $\Delta P_0 = 100$ гПа/300 км, дает $1/W_c = 0.02$;

4. $1/W_c = 0.008 - 0.003 + 0.02 = 0.025;$

5. Для $1/W_e = 0.025$ получим $W_e = 40$ м/с на шкале справа вдоль оси *y*;

6. Для $W_c = 40$ м/с пересечение с кривой, соответствующей линии 1,4 (кривая (4)) дает $\overline{W} = 55$ м/с.

1.4.7. Анализ карт волнения

В настоящее время основным источником информации о ветровом волнении в океанах и морях являются данные судовых наблюдений, проводимые штурманским составом. Эти наблюдения производятся визуально в соответствии с инструкцией, утвержденной Всемирной метеорологической организацией (ВМО). К сожалению, визуальное определение статистических характеристик волн по точности существенно уступает инструментальным измерениям, но в настоящее время ни о каких других видах массовых наблюдений за волнением говорить пока не приходится. Недостаточно высокая точность визуальных определений высот волн в значительной степени компенсируется их массовостью, одновременным охватом больших площадей океанов. Поскольку визуальные наблюдения за волнами несут в себе значительную долю субъективных погрешностей, то требуется повышенный контроль данных этих наблюдений с привлечением объективных критериев, позволяющих достаточно надежно оценить достоверность результатов определений статистических характеристик волн.

Что касается обеспеченности визуально определенных высот волн, то она не постоянна и нелинейно связана с интенсивностью волнения. При слабом волнении (h < 3 м) обеспеченность высот волн составляет 50—60 %, т. е. близка к средним значениям высот волн, а при сильном волнении (h > 8 м) она достигает 1 % и менее. Средняя обеспеченность высот волн в диапазоне наиболее часто встречающихся высот волн (3—5 м) составляет 10—12 %.

Ручной анализ

Исходным материалом для составления прогнозов волнения являются карты волнения, отражающие фактическое состояние поверхности океана. Составление и анализ карт волнения производится в соответствии с Наставлением по службе прогнозов (разд. 2, ч. І и ІІ). В практике оперативной работы морских прогностических подразделений Росгидромета ежедневно анализируются карты волнения акваторий Мирового океана (северные части Атлантического и Тихого океанов) за 4 срока: 0, 6, 12 и 18 ч СГВ по данным телеграфных сообщений с судов, береговых гидрометеорологических станций и др. Судовые данные о погоде и состоянии поверхности океана наносятся на карты-бланки соответствующих акваторий Мирового океана. В Росгидрометцентре наноска гидрометеорологических данных на карты автоматизирована. Все сводки с судов и гидрометстанций по каналам связи поступают в базу данных Главного вычислительного центра Росгидромета, где они систематизируются и проходят первичную обработку, которая заключается в обнаружении и отбраковке грубых погрешностей. Затем судовые данные с помощью графопостроителя, связанного с ЭВМ, автоматически наносятся на картыбланки северных частей Атлантического и Тихого океанов. В других подразделениях эта работа выполняется вручную.

На карты кроме данных о ветровом волнении и зыби (высота, период, направление распространения волн) наносятся и другиесведения о погоде и состоянии поверхности океана: скорость и направление ветра, атмосферное давление, видимость, температура воды и воздуха и т. д. Следует подчеркнуть, что из всех элементов воли анализу подвергается только высота воли, как наиболее важная характеристика с точки зрения мореплавания. Все другие сведения в совокупности помогают выполнению качественного анализа полей высот воли.

Задача анализа состоит в выявлении закономерностей распределения высот волн и направлений их распространения в пространстве, а также их изменений во времени. Основными принципами анализа полей волнения являются следующие.

1. Комплексность анализа, когда рассматривается не толькоанализируемый элемент (высота волны), но и связанные с ним другие элементы: ветер, течения и т. д., т. е. высоты волн анализируются не в отрыве от других гидрометеорологических характеристик, а в комплексе, определяющем их взаимосвязь и взаимообусловленность.

2. Трехмерность анализа, заключающаяся в согласовании данных судовых наблюдений как по площади, так и во времени. При этом должны согласовываться между собой различные элементы в данной и соседних точках.

3. Историческая последовательность. В океане поля волнения обладают свойством сохранять некоторое время свои характеристики, которые прослеживаются от карты к карте. Так, если в океане устанавливается определенный режим волнения и если не ожидается резких изменений в поле ветра, то можно предположить неизменность характеристик волновых полей между предыдущей и последующей картами. Анализ временных автокорреляционных функций высот воли показал, что коэффициенты корреляции изменяются во времени следующим образом: при сдвиге 6 ч коэффициент корреляции составил 0,87, при сдвиге 12 ч—0,71, при сдвите 18 ч—0,35 и при сдвиге 24 ч—0,30. Эти результаты свидетельствуют о том, что в среднем устойчивость волновых полей сохраняется в пределах 12 ч.

Принятая мегодика анализа карт волнения заключается в следующем. Перед началом анализа на карте обозначаются границы неподвижных льдов. Поскольку расположение областей наиболее сильного волнения связано с особенностями распределения атмосферного давления над океанами, то для облегчения анализа на карту переносятся с синоптических карт изобары и атмосферные фронты. При этом целесообразно на карте обозначить также и траектории циклонов. По нанесенным на карту судовым данным оцениваются районы наиболее сильного и слабого волнения. Естественно, что области наиболее сильного волнения должны соответствовать очагам циклонов с наибольшими градиентами давления и соответственно наиболышими скоростями ветра, а положение областей зыби должно согласовываться с положением максималь-

ных граднентов давления на предыдущих синоптических картах (с учетом скорости распространения волн зыби). При этом необходимо также учитывать, что скорость роста высот волн связана со скоростью перемещения циклона. Дело в том, что в быстро перемещающемся циклоне основные волнообразующиеся факторы: ветер, продолжительность его действия и разгон — бы-



Рис. 1.6. Параметрическая связь между значительной высотой, периодом воли и скоростью ветра по данным судовых наблюдений (по З. К. Абузярову).

стро меняются, что не способствует развитию сильного волнения. В то время как в мало подвижных циклонах продолжительность действия ветра в каждой точке в циклоне будет большая, что способствует развитию сильного волнения. Эти обстоятельства необходимо учитывать при анализе поля волн.

Если в некоторых районах океана, важных для мореплавания, данных наблюдений недостаточно для анализа, то они восстанавливаются путем расчета по формулам или по номограммам. Расчеты элементов волн целесообразно делать также для проверки сомнительных данных. Для оценки достоверности данных наблюдений за элементами волн и ветром в точке можно воспользоваться номограммой (рис. 1.6), которая характеризует статистическую связь по данным судовых наблюдений между скоростью ветра, высотой и периодом волны. По этой номограмме, зная значения двух элементов, например, скорости ветра и периода волны, можно определить значение третьего элемента — высоты волны.

Приближенную оценку точности наблюдений за высотой волн зыби можно осуществить, пользуясь следующим простым правилом: в открытых частях океана высота затухающих волн зыби за сутки уменьшается примерно в 2 раза.

Определенную помощь при анализе полей волнения оказывают фотоснимки, полученные с ИСЗ. Эта информация имеет большое значение при оценке положения и интенсивности очагов волнения в районах океана, слабо освещенных данными обычных наблюдений, и при мониторинге тропических циклонов и ураганов. В частности, с помощью спутниковой информации можно определитькоординаты центра тропического циклона и оценить стадию его развития, скорость перемещения и максимальную скорость ветра в зоне его действия.

После того, как осуществлен контроль сомнительных данных, о высотах волн и пополнены расчетными данными слабо освещенные районы, проводятся изолинии равных высот волн с интервалом 1 м. При этом следует ориентироваться на высоту преобладающей системы волн, т. е. если фактическая высота системы: зыби больше, чем высота системы ветровых волн, то в анализеучитывается высота зыби. Таким образом проанализированная карта представляет собой поля смешанного волнения.

При анализе полей волнения необходимо иметь в виду, чтонаиболее интенсивное волнение наблюдается не в центре циклона, а на его периферии и, как правило, за холодным фронтом. При этом перед фронтом располагается область ветровых волн, а за фронтом — область зыби или смешанного волнения. Области слабого волнения связаны с центральными частями антициклонов и их гребней.

Анализ карт волнения заканчивается их внешним оформлением, т. е. изолинии должны быть обозначены цифрами, соответствующими высоте волны: 1, 2, 3 м и т. д. В центре областей максимальных высот волн ставятся черным карандашом буквы МАКС (максимум), а в области минимальных высот волн — буквы МИН (минимум). В районе преобладания волн зыби пишется слово-«зыбь». Кроме того, стрелками обозначаются направления распространения волн преобладающих систем.

На рис. 1.7 показан пример проанализированной карты волнения в 0 ч СГВ.

Объективный анализ

Основной принцип метода объективного анализа полей высот волн состоит в восстановлении значений высот волн в узлы регулярной сетки по данным судовых визуальных наблюдений за волнением и расчетным данным по одной из моделей волнения с использованием метода оптимальной пространственной линейной



Рис. 1.7. Пример ручного анализа поля волн.

ļ

интерполяции, исходя из условия наименьших квадратов отклонений. Эта процедура предусматривает знание статистической структуры поля высот воли и эффективно реализуется в случае статистически изотропных и однородных полей распределения высот воли.

В работе [2] были оценены пространственные статистические характеристики преобладающих высот воли: средние, дисперсии, автокорреляционные функции и функции распределения для акватории Северной Атлантики. Осредненные по пространству автокорреляционные функции для области севернее 40° с. ш. (µ_c) и южнее 40° с. ш. (µ_ю) имеют вид:

для северной области

$$\mu_{\rm c} = (1 + 0.9r) \exp(-1.6r); \qquad (1.69)$$

для южной области

$$\mathbf{L}_{10} = (1 + 0,85r) \exp(-r), \qquad (1.70)$$

где г — расстояние между узлами сетки.

Метод оптимальной интерполяции основывается на том, что в любой расчетной точке отклонение от некоторого предварительного поля волнения f'_0 представляется в виде линейной комбинации измеренных отклонений f_i на окружающих этот узел *m* станциях

$$\phi'_{0} = \sum_{i=1}^{m} P_{i} f'_{i}$$
(1.71)

Веса P_i находят из условия минимума среднего в статистическом отношении квадрата погрешности

$$E = \overline{(\Phi_0' - f')^2}.$$
 (1.72)

Система линейных уравнений для определения весов P_i записывается в виде

$$\sum_{k=1}^{m} P_{k} \mu_{ki} + P_{i} \eta = \mu_{0i} \quad (i = 1, \ldots, m), \quad (1.73)$$

где μ — нормированная автокорреляционная функция; η — относительная мера погрешностей наблюдений.

В качестве µ принимались выражения (1.69) и (1.70). Анализ пространственных автокорреляционных функций высот волн дает основание предположить, что поле высот волн однородно и изотропно на расстоянии примерно 600 км для районов севернее 40° с. ш. и 1000—1500 км для районов южнее этой параллели.

Схема объективного анализа полей высот волн разрабатывалась применительно к акватории северной части Атлантического океана с границами от 25 до 65° с. ш. и от гринвичского меридиана до 80° з. д. Пространственный шаг сетки равнялся 300 км.

При расчете на плоскости карты используется система координат ХОУ, которая сдвинута параллельным переносом осей коорди-

нат относительно исходной системы координат XOY, начало которой совмещено с полюсом; ось X — направлена по 135° в. д., а ось Y — по 45° в. д. Формулы для расчета координат некоторой точки с географическими координатами X и Y имеют вид:

$$X = -R\sin(45^{\circ} - \lambda) + X_{0}'; \qquad (1.74)$$

$$y = R\sin(45^{\circ} + \lambda) - y_0^{\circ}$$
 (1.75)

где X, Y — координаты данной точки на плоскости карты стереографической проекции с масштабом 1:15 000 000 на широте 60° с. ш., мм; λ — долгота; X'_0 и Y'_0 — координаты начала системы координат XOY;

$$R = R_0 \sqrt{(1 - \sin \varphi)/(1 + \sin \varphi)}$$
(1.76)

(здесь *R*₀ — радиус окружности экватора на карте указанной проекции).

В качестве первого приближения использовались результаты диагностического расчета волн, полученные на момент выполнения объективного анализа. Основной исходной информацией при объективном анализе служили данные, поступающие с торговых судов и океанских буев. При этом учитывалось два основных положения. Первое — значения высот волн не должны выходить за пределы физически возможных значений при данной ветроволновой ситуации. Второе — данные о волнении, ошибочно оказавшиеся на суше, отбраковывались. Для исключения грубых погрешностей наблюдений за высотой волны выполнялась проверка на условие

$$0 < h < h_m$$
,

где h — фактическая высота волн; h_m — наибольшая возможная высота волн при данной скорости ветра и при данных физикогеографических условиях.

Все значения высоты волн, оказавшиеся внутри этого интервала, включались в анализ. Никаких других способов контроля данных внутри этого диапазона не применялось. Построение более эффективной процедуры для контроля данных при существующей низкой точности массовых судовых наблюдений за волнением и их слабой освещенности не представляется возможным.

Оптимальная интерноляция проводится для отклонений фактических значений высот волн от расчетных значений $(h_p - h_h)$. Для получения отклонений натурных данных от расчетных значений, заданных в узлах сетки, необходимо проинтерполировать эти значения в точки наблюдения. Для этой цели был использован метод взвешенного среднего. Расчет значения в точке производился по формуле

$$\varphi_{0} = \sum_{i=1}^{m} \alpha_{i} f_{i} / \sum_{i=1}^{m} \alpha_{i}, \qquad (1.77)$$

$$\alpha_i = 1/[a + (r_{0i})^b]; \qquad (1.78)$$

$$r_{0i} = \sqrt{\left(x_0 - x_i\right)^2 + \left(y_0 - y_i\right)^2}; \qquad (1.79)$$

 $a = 0.5; b = 1; r_0$ — измеряется в единицах шага сетки; m = 4.

Поиск влияющих станций наблюдения осуществляется с помощью так называемого способа симметризации. Для этого кругс центром в точке, для которой производится интерполяция, разбивается на четыре равных квадранта. В каждом из квадрантов производится поиск двух ближайших станций, но не менее одной. В том случае, когда в каком-либо квадранте не найдено ни одной станции (а это возможно, когда станции располагаются на осях квадрантов, совпадающих с направлениями осей координат), происходит повторный поиск влияющих станций с осями квадрантов, повернутыми относительно осей координат на угол равный 45°.

На границах расчетной области довольно мало наблюдений. Это в первую очередь относится к южной границе, расположенной в тропической зоне. В связи с этим возникает необходимость привлечения дополнительных данных, в качестве которых используются данные, полученные расчетным методом.

В описанной схеме интерполяции применяется автокорреляционная функция высот волн (I.69), полученная для отклонений высоты смешанного волнения от климатической нормы. В качестве климатической нормы бралась средняя высота волны, полученная по достаточно длинному ряду наблюдений.

Мера погрешности интерполяции принята одинаковой для любой точки наблюдений. Отмечается, что с ростом радиуса корреляции *r* уменьшается чувствительность весов к изменениям значений автокорреляционной функции. В качественном отношении увеличение погрешностей наблюдений влияет на оптимальную интерполяцию так же, как уменьшение густоты станций. Для волнения изменение η приводит соответственно к эффекту большего или меньшего сглаживания. В описанной схеме объективного анализа высот волн η принято равным 0,1.

Описанный выше алгоритм объективного анализа полей высот волн был реализован на ЭВМ типа ЕС и включен в автоматизированную систему сбора и обработки информации (АССОИ) ВЦ Росгидрометцентра. Таким образом, объективный анализ высот волн является составной частью общей технологической линии автоматизированного прогноза полей волнения в океане.

Способы количественного представления гидрометеорологических кривых и полей

Установление прогностических зависимостей между гидрометеорологическими явлениями в море и факторами, их определяющими, по наблюдениям в одном пункте не может дать положительных

результатов. Такие зависимости, даже при достаточно высоких коэффициентах корреляции, будут локализованными и неустойчивыми во времени. Наиболее полно можно выразить влияние атмосферы на процессы, протекающие в море, используя данные не в пункте и не в двух-трех пунктах, а на общирном пространстве. Для характеристики атмосферных процессов над большими пространствами морей и океанов используются различные индексы (показатели). Примером таких показателей могут служить коэффициент атлантической тяги, введенный В. Ю. Визе, вектор переноса воздушных масс, введенный В. В. Тимоновым, типы циркуляцин Г. Я. Вангенгейма, А. И. Соркиной, коэффициенты разложения полей по ортогональным функциям координат и др. Наиболее широкое распространение в прогностической практике получили инлексы Н. А. Белинского, Л. А. Вительса, Е. Н. Блиновой и А. Л. Каца. В морских гидрологических прогнозах чаще других используется индекс Белинского, а также коэффициенты разложения полей по ортогональным функциям координат по полиномам Чебышева или по естественным составляющим.

1.5.1. Индексы атмосферной циркуляции Н. А. Белинского

Индекс атмосферной циркуляции Белинского выражает интенсивность циклонической и антициклонической деятельности. Техника построения циркуляционных карт сводится к следующему. Ежедневные синоптические карты разбиваются на площади, ограниченные меридианами через 10° и параллелями через 5°. Всего таких площадок в поясе между 35° с. ш. и 85° с. ш. оказывается 360. Производная во времени циркуляция по контуру каждой из этих трапеций оценивается по проходящей через нее изобаре. Кривизна изобар оценивается следующим образом: изобара имеет циклоническую кривизну, если внутри области, охватываемой изобарой, наблюдается более низкое давление; если же давление внутри области, охватываемой изобарой, больше чем давление, фиксируемое изобарой, то такая изобара имеет антициклональную кривизну. Оценка производится с помощью условных индексов, приведенных в табл. 1.4.

В морских гидрологических прогнозах используются индексы Белинского по 8 районам для морей, расположенных над Европой и прилегающей части Атлантического океана и Арктики и на востоке по 15 районам, т. е. всего по 23 районам (рис. 1.8).

Из данных табл. 1.4 видно, что индексы +4 и -4 соответствуют давлению 1010 гПа, поэтому индексы Белинского, переведенные в гПа, представляют собой отклонения атмосферного давления от 1010 гПа. При этом, в отличие от обычных значений давления, полученные указанным способом значения учитывают также и кривизну изобар. По данным табл. 1.6, по упомянутым выше тралециям, для всех 23 районов с ежедневных синоптических карт снимаются значения давления в индексах Белинского. Затем полученные значения суммируются за месяц и полученное





「「「「「「「」」」

d. .

Таблица 1.4

| Давление воздуха при циклонической циркудации, гПа | Условный индекс, баллы | Давлённе воздуха при автициклонической церкуляции, гПа | Условный нидекс, баллы |
|--|--|--|--|
| 1030 1025 1020 1015 1010 1005 1000 995 990 985 980 975 970 | 0 + 1 + 2 + 3 + 4 + 5 + 6 + 7 + 8 + 9 + 10 + 11 + 12 | 1050 1045 1040 1035 1030 1025 1020 1015 1010 1005 1000 995 990 | $ \begin{array}{r} -12 \\ -11 \\ -10 \\ -9 \\ -8 \\ -7 \\ -6 \\ -5 \\ -4 \\ -3 \\ -2 \\ -1 \\ 0 \\ \end{array} $ |

Индексы атмосферной циркуляции Белинского

значение вновь переводится в гектопаскали. Для этого сумма умножается на 5 и делится на число дней в данном месяце, поскольку каждый балл равен 5 гПа. Такая градация принята потому, что на синоптических картах изобары проводятся через 5 гПа. Суммирование может производиться и за любые другие интервалы времени в соответствии с требованиями к разработке того или иного метода прогноза. Это трудоемкая работа. Поэтому для получения длительных многолетних рядов Н. А. Белинский предложил упрощенный метод определения индексов атмосферной циркуляции, исходя из балловой шкалы оценки атмосферных процессов. Эта шкала приведена в табл. 1.5.

Индексы Белинского нашли широкое применение в морских прогнозах, главным образом, в долгосрочных прогнозах ледовых явлений и температуры поверхности океана. Как правило, в прогностические уравнения входят средние месячные значения цирку-

Таблица 1.5

| Условный индекс, баллы | Барическое образование | Центральная изобара, гПа | |
|------------------------------|---|--|--|
| 54 ++ 35 + 3 3 | Антициклон мощный Антициклон средней интенсив- ности Антициклон слабый Циклон глубокий Циклон средней интенсивности Циклон слабый | 1035 и более 1025—1030 1020 и менее 990 и менее 995—1000 1005 и более | |

Индексы атмосферной циркуляции Белинского (по упрощенному методу)

ляции атмосферы, но иногда они суммируются за несколько месяцев. При построении прогностических зависимостей используются индексы циркуляции, взятые по одному или нескольким районам в различных их сочетаниях.

1.5.2. Аналитическое представление гидрометеорологических кривых и полей функцией координат

Удобной формой количественного представления гидрометеорологических полей является разложение их в ряд по алгебраическим многочленам (полиномам), в частности, по полиномам Чебышева или по собственным векторам (естественным составляющим).

Раздожение кривых или полей по ортогональным функциям, обладая большой скоростью сходимости, позволяет наиболее существенную информацию о данной функции, заданной в *n* точках, выразить небольшим числом коэффициентов разложения A_{ij} . Это свойство ортогональных функций можно использовать также для объективной типизации гидрометеорологических полей, для перехода от анализа исходных данных по всем точкам к анализу нескольких «главных компонентов» (коэффициентов разложения).

Разложение кривой в ряд по полиномам Чебышева имеет вид

$$f(x) = A_0 \varphi_0(x) + A_1 \varphi_1(x) + A_2 \varphi_2(x) + \ldots + A_i \varphi_i(x), \quad (1.80)$$

где A_i — коэффициенты разложения; φ_i — полиномы Чебышева, представляющие собой параболы *i*-го порядка (i = 1, 2, ..., n)

$$\begin{aligned}
\varphi_0 &= 1; \\
\varphi_1 &= x - (n+1)/2; \\
\varphi_2 &= \varphi_1^2 - (n^2 - 1)/12; \\
\varphi_3 &= \varphi_1^3 - (1/20) (3n^2 - 7) \varphi_1;
\end{aligned}$$
(1.81)

n — число точек, в которых задается кривая; x — принимает значения 1, 2, 3, ..., n.

Рекуррентная формула для расчета полиномов любого порядка имеет вид

$$\varphi_{k+1} = \varphi_1 \varphi_k - k^2 (n^2 - k^2) / 4 (4k^2 - 1) \varphi_{k-1}. \qquad (1.82)$$

Коэффициенты разложения кривой f(x) в ряд по полиномам Чебышева вычисляются по формуле

$$A_{i} = \sum_{k=1}^{n} f(x_{k}) \varphi_{i}(x_{k}) \Big/ \sum_{k=1}^{n} \varphi_{i}^{2}(x_{k}).$$
(1.83)

Первый член ряда A₀ представляет собой среднее арифметическое значение; второй член A₁q₁ — прямую; следующие члены ряда — параболы *i*-го порядка. При расчете полиномов по рекуррентной формуле (1.82) в некоторых случаях получаются дробные значения, иногда довольно громоздкие. Пользуясь свойством ортогональности полиномов, можно значения полиномов данного порядка для всех значений xумножить или разделить на одно и то же число. Например, значения полиномов 1, 2 и 3-го порядка для $x=1\div 5$, вычисленные по формулам (1.81), равны

| x | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------|-----|------|-----|-------|-----|
| φt | -2 | —1 | 0 | 1 | 2 |
| Ψ2 | 2 | -1 | 2 · | -1 | 2 |
| φ ₃ | 6/5 | 12/5 | 0 | -12/5 | 6/5 |

Значения полиномов третьего порядка ϕ_3 являются дробными числами. После умножения на общий множитель 5/6 получаются простые числа

| x | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|----|---|---|----|---|
| Ψ8 | -1 | 2 | 0 | -2 | 1 |

Следует заметить, что сокращение производится на последнем этапе расчетов полиномов. Поэтому при вычислении полиномов по формуле (1.81) нужно использовать фактические, а не сокращенные значения полиномов. Однако на практике вычислять значения полиномов не приходится, так как имеются стандартные таблицы (таблицы чисел Чебышева). Числа Чебышева для некоторых значений n (от n=5 до n=15) приведены в табл. 1.6. В табл. 1.7 показан пример аппроксимации кривой вертикального распределения температуры воды, заданной в 13 точках.

Для того, чтобы убедиться достаточно ли точно рассчитанные коэффициенты разложения позволяют представить исходную кривую, производится операция восстановления кривой. Для этого для каждой из 13 точек по формуле (1.80) рассчитываются значения f(x) (табл. 1.8). Для точного совпадения рассчитанных и фактических значений функций необходимо, чтобы число членов ряда равнялось числу точек, в которых задается функция f(x). Однако, если ряд быстро сходится, кривую с достаточно хорошим приближением можно описать существенно меньшим числом членов ряда.

Для разложения функции от двух переменных применяется формула

$$P(x, y) = A_{00}\phi_0(x)\psi_0(y) + A_{10}\phi_1(x)\psi_1(y) + \ldots + A_{lj}\phi_l(x)\psi_j(y),$$
(1.84)

где φ_i , ψ_j — полиномы Чебышева; A_{ij} — коэффициенты разложения.

Значения этих коэффициентов вычисляются по формуле

$$A_{ij} = \sum_{m=1}^{k} \sum_{n=1}^{l} P(x_m, y_n) \varphi_i(x_m) \psi_j(y_n) \Big/ \sum_{m=1}^{k} \varphi_i^2(x_m) \sum_{n=1}^{l} \psi_j^2(y_n), \quad (1.85)$$

| | | 6 | -92629- | 924 | | ° ф " | 8, 10, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 20, 2 |
|---------|---------|--------------|---------------------|--------|------|--------------|---|
| | | | | 4 | | ě | 780664 |
| | | ě | 1 1 1 | °° | 07 | ē. | 18 18 18 18 18 18 18 18 18 18 18 18 18 1 |
| | t=7 | ē | °, 6 4 w | 154 | | - - | 8580 8580 8580 8580 8580 8580 8580 8580 |
| | - | ê | 1011- | 9 | | ¢ | |
| leaà | | ¢, | ດັດທຸ¥ຫວນ | 84 | | | 300723-1-32770 300723-1-32770 |
| Чебыш | | ф, | | 28 | | - a | $\begin{array}{c} -22\\ -22\\ -22\\ -22\\ -17\\ -17\\ -17\\ -17\\ -17\\ -17\\ -22\\ -22\\ -22\\ -22\\ -22\\ -22\\ -22\\ -2$ |
| і чисел | <u></u> | | | 252 | | ð | $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ |
| имоник | | ļ | · · · | | | ÷ | 2002 121 9 202 121 9 200 120 120 120 120 120 120 120 120 120 |
| TRME DI | | ĕ | - "i ~ "i ~ | 28 | | ő | 41-, 41-, 990 1-1-13 990 1-1-13 9 |
| тандар | 9==u | é | 1 101-441-10 | 081 | | ő | 2772 28 2772 2772 2772 28 2772 2772 2772 2772 2772 2772 2772 27772 27772 2772 277772 2777772 2777772 2777777 |
| C | | ¢, | <u>1111</u> | 84 | | ÷ | 100000000000000000000000000000000000000 |
| | | | 1 1 1 1 1 | 70 | - | å | 58 58 28 − |
| | | e | -404- | 70 | - | ÷. | $\begin{array}{c} -7 \\ -15 \\ -15 \\ -15 \\ -15 \\ -23 \\ -23 \\ -23 \\ 2184 \end{array}$ |
| | | | | | - | a | 616 13 616 7 616 7 |
| | n=5 | | | | - = | ÷ | 56 111 1 100 100 100 100 100 100 100 100 1 |
| | | . | | ¥ 1 | | ÷ | |
| | | ē | 8-0-8 1 | 10 | | ÷ | 2 2 2 2 2 |
| | | * | | 60 | _ | × | –⊲n∞4roc∕∞ooO |

Tabruya 1.6

C,

2

Продолжение табл 1,6

| | | | n= | = 11 | | | | | n: | =12 | | | n=13 | | | | | |
|----|-----------|------|------|------------|------|--------|-----|--------|-------|------------|------------|-------|------|-------|-----|--------|-------|-------|
| | φ1 | Фз | φ, | Φ. | φ, | ዋ6 | Ψı | Φ2 | φı | φι | Φι | φ, | φı | φ2 | φ, | φ4 | φs | Φ. |
| 1 | 5 | 15 | 30 | -6 | _3 | 15 | -11 | 55 | —33 | 33 | -33 | 11 | 6 | 22 | _11 | 99 | -22 | 22 |
| 2 | _4 | 6 | 6 | -6 | 6 | —48 | -9 | 25 | 3 | -27 | 57 | -31 | —5 | 11 | 0 | -66 | 33 | 55 |
| 3 | 3 | 1 | 22 | 6 | ĩ | 29 | _7 | 1 | 21 | 33 | 21 | 11 | _4 | 2 | 6 | 96 | 18 | 8 |
| 4 | -2 | -6 | 23 | — 1 | _4 | 36 | —5 | —17 | 25 | —13 | 29 | 25 | 3 | _5 | 8 | 54 | -11 | 43 |
| 5 | —1 | —9 | 14 | 4 | -4 | _12 | —3 | -29 | 19 | 12 | 4 4 | 4 | -2 | _10 | 7 | 11 | 26 | 22 |
| 6 | 0 | _10 | 0 | 6 | 0 | -40 | -1 | —35 | 7 | 28 | -20 | -20 | —1 | _13 | 4 | 64 | -20 | 20 |
| 7 | 1 | -9 | -14 | 4 | 4 | -12 | 1 | —35 | _7 | 28 | 20 | -20 | 0 | -14 | 0 | 84 | 0 | -40 |
| 8 | 2 | -6 | -23 | _1 | 4 | 36 | 3 | -29 | -19 | 12 | 44 | 4 | 1 | _13 | _4 | 64 | 20 | 20 |
| 9 | · 3 | I —I | -22 | -6 | _1 | 29 | 5 | —17 | 25 | -13 | 29 | 25 | 2 | 10 | _7 | 11 | 26 | 22 |
| 10 | 4 | 6 | -6 | -6 | · —6 | -48 | 7 | 1 | | -33 | -21 | 11 | 3 | -5 | —8 | 54 | 11 | 43 |
| 11 | 5 | 15 | 30 | 6 | 3 | 15 | 9 | 25 | -3 | -27 | —57 | 31 | 4 | 2 | -6 | -96 | 18 | 8 |
| 12 | | į | | | ļ | | 11 | 55 | 33 | 33 | 33 | 11 | 5 | 11 | 0 | -66 | 33 | -55 |
| 13 | | | | | · · | | | | | . • | 1 | | 6 | 22 | 11 | 99 | 22 | 22 |
| 14 | | | | | | j | | | } | | } | | | | | | | |
| 15 | | | |] | | | | | | | ł | 1 | ļ | | | | : | |
| | 110 | 858 | 4290 | 286 | 156 | 11 220 | 572 | 12 012 | 5 148 | 8 008 | 15912 | 4 488 | 182 | 2 002 | 572 | 68 068 | 6 188 | 14212 |
| | | | | | | 1 | | | | | | [| | | | | | Í |
| | | l | ļ | | 1 | (| | | ĺ | ; | | | ĺ | l | | | | |

~

| | | • | | • | · · | | · · · | | | | ħ | родолжение | табл. 1.6 |
|--------|--------|-------------|----------------|-------------|---------|--------------|---------|------------|----------|--------|-----------|------------|-----------|
| | ` ا | | <u></u> | | 14 | <u></u> | <u></u> | <u>,</u> * | <u> </u> | ••••· | n=15 | | |
| | x | | φ ₂ | φ. | Φ. | Ψs | Φε | φı | φ2 | Ψs | Φ4 | Ψs | Φ. |
| | 1 | | 13 | -143 | 143 | -143 | 143 | 7 | 91 | 91 | 1 001 | 1 001 | . 143 |
| | 2 | -11 | 7 | -11 | 77 | 187 | 319 | —6 | 52 | —13 | -429 | 1 1 4 4 | |
| | 3 | _9 | 2 | 66 | 132 | . 132 | -11 | —5 | 19 | 35 | 869 | 979 | 55 |
| | 4 | —7 | _2 | 98 | 92 | 28 | 227 | 4 | -8 | 58 | —704 | 44 | 176 |
| | 5 | -5 | _5 | 95 . | 13 | -139 | 185 | 3 | 29 | 61 | -249 | 751 | 197 |
| | 6 | : —3 | _7 | <i>`</i> 67 | 63 | 145 | -25 | 2 | 44 | 49 | 251 | -100 | 50 |
| | 7 | :. 1 | 8 | 24 | 108 | -60 | 200 | -1 | -53 | 27 | 621 | -675 | |
| | 8 | . 1 | 8 | 24 | | 60 | -200 | 0 | -56 | ·. 0 | 756 | 0 | -200 |
| | 9 | : 3 | _7 | -67 | 63 | 145 | 25 | 1 | -53 | 27 | 621 | 675 | -125 |
| | 10 | 5 | 5 | 95 | 13 | 139 | 185 | 2 | -44 | 49 | 251 | 100 | 50 |
| | 11 | 7 | -2 | 98 | 92 | 28 | 227 | 3 | -29 | 61 | | 751 | 197 |
| | 12 | 9 | 2 | 66 | -132 | | _11 | 4 | 8 | 58 | 704 | 44 | 176 |
| | 13 | 11 | 7 | [1 | _77 | — 187 | —319 | 5 | 19 | 35 | —869 | -979 | |
| | 14 | 13 | 13 | 143 | 143 | 143 | 143 | 6 | 52 | 13 | | 1 144 | |
| | 15 | | | | | | | 7 | . 91 | 91 | i 001 | 1 001 | 143 |
| ų. | | 910 | 728 | 96 664 | 136 136 | 231 544 | 497 420 | 280 | 37 128 | 39 780 | 6 466 460 | 8 601 480 | 426 360 |
| .71 | | | | | | | | | | | | · · · | |

Разложение кривой по полиномам Чебышева

Таблица 1.7

| <u> </u> | | | | | | - | | | | | | | |
|------------|-------------------|-------|--------------|---------|----------------|----------------------|------------------|---------|----------------------|---------------|--------|-----|--------|
| x | ^t факт | φı | f¢1 | Φ2 | \$φ2 | φ3 | t q _s | ₽4 | τφ. | φ_{5} | ¢φ, | Φs | tø: |
| 1 | 11,1 | -6 | -66,6 | 22 | 244,2 | 11 | -122,1 | 99 | 1098,9 | 22 | | 22 | 244,2 |
| 2 | 11,1 | -5 | | 11 | 122,1 | 0 | 0 | -66 | -732,6 | 33 | 366,3 | —55 | 610,5 |
| 3 | 11,1 | 4 | _44,4 | 2 | 22,2 | 6 | 66,6 | 96 | —1065,6 | 18 | 199,8 | 8 | 88,8 |
| 4 | 11,1 | 3 | 33,3 | 5 | 55,5 | 8 | 88,8 | -54 | | -11 | -122,1 | 43 | 477,3 |
| 5 | 10,6 | -2 | 21,2 | _10 | -106,0 | 7 | 74,2 | 11 | 116,6 | 26 | 275,6 | 22 | 233,2 |
| 6 | 9,1 | _1 | 9,1 | -13 | -118,3 | 4 | 36,4 | 64 | 582,4 | 20 | -182,0 | 20 | -182,0 |
| 7 | 8,1 | 0 | 0 | 14 | | 0 | 0 | 84 | 680,4 | 0 | 0 | -40 | -324,0 |
| 8 | 7,5 | 1 | 7,5 | _13 | —97,5 | 4 | 30,0 | 64 | 480,0 | 20 | 150,0 | -20 | -150,0 |
| 9 | 7,4 | 2 | 14,2 | _10 | _71,0 | 7 | -49,7 | 11 | 78,1 | 26 | 184,6 | 22 | 156,2 |
| 10 | 6,9 | 3 | 20,7 | _5 | -34,5 | -8 | | 54 | -372,6 | 11 | 75,9 | 43 | 296,7 |
| 11 | 6,9 | 4 | 27,6 | 2 | 13,8 | 6 | -41,4 | -96 | -662,4 | _18 | -124,2 | 8 | 55,2 |
| 12 | 6,9 | 5 | 34,5 | 11 | 75,9 | 0 | 0 | 66 | -455,4 | 33 | -227,7 | 55 | -379,5 |
| 1 3 | 6,9 | 6 | 41,4 | 22 | 151,8 | 11 | 75,9 | 99 | 683,1 | 22 | 151,8 | 22 | 151,8 |
| Σ | | | 84,2 | | 33,8 | } | 43,5 | | —168,5 | | _47,4 | | 57,4 |
| A 8 | • 88: Au | - | ' . 2/182 | -0.463: | $A_{2} = 33/2$ | $\frac{1}{2002} = 0$ | 、).0169: A₃ | == 43.5 | $\sqrt{572} = 0.076$ | | = | 068 | ' |

 $\begin{array}{l} A_0 = 8,8; \quad A_1 = -84,2/182 = -0,463; \quad A_2 = 33/2002 = 0, \\ A_5 = -47,5/6 188 = -0,00766; \quad A_8 = 57,4/14\,212 = 0,00404. \end{array}$

Таблица 1.8

 $\mathbf{72}$

| x | Ao | Αιφι | $\sum_{i=0}^{I} A_i \varphi_i$ | $A_2 \varphi_2$ | $\sum_{i=0}^{2} A_{i} \varphi_{i}$ | A3\$ | $\sum_{i=0}^{3} A_{i} \varphi_{i}$ | Α ₄ φ ₄ | $\sum_{i=0}^{4} A_i \varphi_i$ | $A_{s}\phi_{b}$ | $\sum_{i=0}^{5} A_i \varphi_i$ | $A_{e} \varphi_{t}$ | $\sum_{i=0}^{6} A_i \varphi_i$ | f _{выч} | ⁴ факт |
|----|------|-------|--------------------------------|-----------------|------------------------------------|-------|------------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|-----------------|--------------------------------|---------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|
| 1 | 8,80 | 2,77 | 11,57 | 0,37 | 11,94 | -0,84 | 11,10 | 0,24 | 10,86 | 0,17 | 11,03 | 0,09 | 11,12 | 11,1 | 11,1 |
| 2 | 8,80 | 2,31 | 11,11 | 0,18 | 11,29 | 0,00 | 11,29 | 0 ,16 | 11,45 | 0,25 | 11,20 | -0,22 | 10,98 | 11,0 | 11,1 |
| 3 | 8,80 | 1,85 | 10,65 | 0,03 | 10,68 | 0,45 | 11,13 | 0,24 | 11,37 | 0,14 | 11,23 | 0,03 | 11,26 | 11,3 | 11,1 |
| 4 | 8,80 | 1,39 | 10,19 | _0,08 | 10,11 | 0,61 | 10,72 | 9,13 | 10,85 | 0,08 | 10,93 | 0,17 | 11,10 | 11,1 | 11,1 |
| 5 | 8,80 | 60,93 | 9,73 | _0,17 | 9,56 | 0,53 | 10,09 | -0,03 | 10,06 | 0,20 | 10,26 | 0,09 | 10,35 | 10,4 | 10,6 |
| 6 | 8,80 | 0,46 | 9,26 | 0,22 | 9,04 | 0,30 | 9,34 | _0,16 | 7,66 | | 9,33 | -0,08 | 9,25 | 9.2 | 9,1 |
| 7 | 8,80 | 0,00 | 8,80 | -0,24 | 8,56 | 0,00 | 8,56 | _0,21 | 8,35 | 0,00 | 8,35 | 0,16 | 8,19 | 8,2 | 8,1 |
| 8 | 8,80 | -0,46 | 8,34 | -0,22 | 8,12 | -0,30 | 7,82 | _0,16 | 7,66 | 0,15 | 7,51 | _0,08 | 7,43 | 7,4 | 7,5 |
| 9 | 8,80 | _0,93 | 7,87 | 0,17 | 7,70 | -0,53 | 7,17 | -0,03 | 7,14 | 0,20 | 6,94 | 0,09 | 7,03 | 7,0 | 7,1 |
| 10 | 8,80 | -1,39 | 6,41 | -0,08 | 7,33 | -0,61 | 6,72 | 0,13 | 6,85 | 0,08 | 6,77 | 0,17 | 6,94 | 6,9 | 6,9 |
| 11 | 8,80 | -1,85 | 6,95 | 0,03 | 6,98 | 0,45 | 6,53 | 0,24 | 6,77 | 0,14 | 6,9t | 0,03 | 6,94 | 6,9 | 6,9 |
| 12 | 8,80 | _2,31 | 6,49 | 0,18 | 6,67 | 0,00 | 6,67 | 0,16 | 6,83 | 0,25 | 7,08 | -0,22 | 6,86 | 6,9 | 6,9 |
| 13 | 8,80 | _2,77 | 6,03 | 0,37 | 6,40 | 0,84 | 7,24 | -0,24 | 7,00 | -0,17 | 6,83 | 0,09 | 6,92 | 6,9 | 6,9 |
| |] |] |] | |] | ľ |] | | 1 | | |] | | } | Ļ |

Восстановление кривой по коэффициентам ряда Чебышева

2

3

3

3

Ł

Таблица 1.7

| Разложение кривой по полиномам Чебышева | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------------|-------|-----------------|--------------|--------------|---------|------------|--------|-------------------------|-----|-----------------|-----|--------|
| * | [#] факт | φı | tφ ₁ | φz | tq2 | φs | t φs | φ, | tφ ₄ | φs | tφ _s | φe | tφs |
| I | 11,1 | -6 | -66,6 | 22 | 244,2 | 11 | -122,1 | 99 | 1098,9 | -22 | -244,2 | 22 | 244,2 |
| 2 | 11,1 | 5 | 55,5 | 11 | 122,1 | 0 | 0 | -66 | -732,6 | 33 | 366,3 | —55 | 610,5 |
| 3 | 11,1 | 4 | _44,4 | 2 | 22,2 | 6 | 66,6 | 96 | —1065,6 | 18 | 199,8 | 8 | 88,8 |
| 4 | 11,1 | 3 | 33,3 | _5 | 55,5 | 8 | 88,8 | -54 | —599,4 | _11 | -122,1 | 43 | 477,3 |
| 5 | 10,6 | -2 | -21,2 | _10 | -106,0 | 7 | 74,2 | 11 | 116,6 | 26 | 275,6 | 22 | 233,2 |
| 6 | 9,1 | —i | 9,1 | _13 | —118,3 | 4 | 36,4 | 64 | 582,4 | 20 | -182,0 | 20 | -182,0 |
| 7 | 8,1 | 0 | 0 | _14 | —113,4 | 0 | 0 | 84 | 680,4 | 0 | 0 | -40 | |
| 8 | 7,5 | 1 | 7,5 | -13 | 97,5 | -4 | -30,0 | 64 | 480,0 | 20 | 150,0 | -20 | —150,0 |
| 9 | 7,4 | 2 | 14,2 | 10 | -71,0 | 7 | -49,7 | 11 | 78,1 | 26 | 184,6 | 22 | 156,2 |
| 10 | 6,9 | 3 | 20,7 | —5 | | _8 | -55,2 | 54 | —372,6 | 11 | 75,9 | 43 | 296,7 |
| 11 | 6,9 | 4 | 27,6 | 2 | 13,8 | -6 | -41,4 | 96 | 662,4 | -18 | -124,2 | 8 | 55,2 |
| 12 | 6,9 | 5 | 34,5 | 11 | 75,9 | 0 | 0 | -66 | -455,4 | -33 | -227,7 | 55 | -379,5 |
| 13 | 6,9 | 6 | 41,4 | 22 | 151,8 | 11 | 75,9 | 99 | 683,1 | 22 | 151,8 | 22 | 151,8 |
| Σ | | | 84,2 | | 33,8 | | 43,5 | | —168,5 | | _47,4 | | 57,4 |
| $A_0 = 8$ | 8.8: A | - | 2/182 | • -0.463: | $A_2 = 33/2$ | 002 = 0 |).0169; A1 | — 43.5 | $\frac{1}{572} = 0.076$ | | , ==168.5/68 | 068 | |

$$A_0 = 8,8;$$
 $A_1 = -84,2/182 = -0,463;$ $A_2 = 33/2002 = 0,0$
 $A_5 = -47,5/6,188 = -0,00766;$ $A_6 = 57,4/14,212 = 0,00404,$

6,03

-2,77

0,37

6,40

i

7,00 -0,17

-0,24

7,24

0,84

6,83

0,09

6,92

^t фar r

11,1

11,1 11,1

11,1

10,6 9,1

8,1

7,5 7,1

6,9

6,9

6,9

6,9

6,9

| | | | | 1 | Восстанов | ление кр | ивой по | коэффиц | нентам ря | іда Чебі | ппева | | | Таблич | ţa 1.8 |
|----|------|-------|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------------|----------|--------------------------------|---------|--------------------------------|----------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|------------------|--------------------|
| x | A | Αιφι | $\sum_{i=0}^{1} A_i \varphi_i$ | A ₂ φ ₂ | $\sum_{i=0}^{2} A_{i} \varphi_{i}$ | Α₃φ₃ | $\sum_{i=0}^{3} A_i \varphi_i$ | Αιφι | $\sum_{i=0}^{4} A_i \varphi_i$ | A₅φs | $\sum_{i=0}^{5} A_i \varphi_i$ | A _s φ _s | $\sum_{i=0}^{6} A_i \varphi_i$ | ‡ _{выч} | t _{ģar} i |
| 1 | 8,80 | 2,77 | 11,57 | 0,37 | 11,94 | 0,84 | 11,10 | -0,24 | 10,86 | 0,17 | 11,03 | 0,09 | 11,12 | 11,1 | 11, |
| 2 | 8,80 | 2,31 | 11,11 | 0,18 | 11,29 | 0,00 | 11,29 | 0,16 | 11,45 | -0,25 | 11,20 | 0,22 | 10,98 | 11,0 | 11, |
| 3 | 8,80 | 1,85 | 10,65 | 0,03 | 10,68 | 0,45 | 11,13 | 0,24 | 11,37 | 0,14 | 11,23 | 0,03 | 11,26 | 11,3 | 11, |
| 4 | 8,80 | 1,39 | 10,19 | _0,08 | 10,11 | 0,61 | 10,72 | 9,13 | 10,85 | 0,08 | 10,93 | 0,17 | 11,10 | 11,1 | 11, |
| 5 | 8,80 | 0,93 | 9,73 | _0,17 | 9,56 | 0,53 | 10,09 | -0,03 | 10,06 | 0,20 | 10,26 | 0,09 | 10,35 | 10,4 | 10, |
| 6 | 8,80 | 0,46 | 9,26 | 0,22 | 9,04 | 0,30 | 9,34 | -0,16 | 7,66 | 0,15 | 9,33 | -0,08 | 9,25 | 9,2 | 9, |
| 7 | 8,80 | 0,00 | 8,80 | -0,24 | 8,56 | 0,00 | 8,56 | 0,21 | 8,35 | 0,00 | 8,35 | 0,16 | 8,19 | 8,2 | 8, |
| 8 | 8,80 | -0,46 | 8,34 | 22 | 8,12 | -0,30 | 7,82 | -0,16 | 7,66 | 0,15 | 7,51 | -0,08 | 7,43 | 7,4 | 7, |
| 9 | 8,80 | 0,93 | 7,87 | 0,17 | 7,70 | -0,53 | 7,17 | -0,03 | 7,14 | -0,20 | 6,94 | 0,09 | 7,03 | 7,0 | 7, |
| 10 | 8,80 | 1,39 | 6,41 | -0,08 | 7,33 | -0,61 | 6,72 | 0,13 | 6,85 | -0,08 | 6,77 | 0,17 | 6,94 | 6,9 | 6, |
| 11 | 8,80 | 1,85 | 6,95 | 0,03 | 6,98 | 0,45 | 6,53 | 0,24 | 6,77 | 0,14 | 6,91 | 0,03 | 6,94 | 6,9 | 6, |
| 12 | 8,80 | _2,31 | 6,49 | 0,18 | 6,67 | 0,00 | 6,67 | 0,16 | 6,83 | 0,25 | 7,08 | 0,22 | 6,86 | 6,9 | 6, |

72

23

13 8,80

- 1997年の日本の
где k — число узлов, в которых задается функция, в направлении оси x; l — в направлении оси y.

Пример разложения в ряд по полиномам Чебышева поля атмосферного давления над Северной Атлантикой.

Поле задается дискретно в 99 узлах сетки. Значения атмосферного давления снимаются в отклонениях от 1010 гПа с точ-



Рис, 1.9. Поле атмосферного давления и сетка для его аппроксимации.

ностью 1 гПа. Начало координат помещается в верхнем левом углу области (рис. 1.9). Ось Х направлена с запада на восток по параллели, ось У — по меридиану с севера на юг. Х принимает значения от 1 до 11, У-от 1 до 9, так что исходные данные представляют собой матрицу из 9 строк и 11 столбцов. Разложение производится до полиномов 3-го порядка, как по оси X, так и по оси У, т. е. вычисляется 16 коэффициентов разложения. Практика аналитического представления барических полей показала. что даже в случае очень большого числа точек (в данном случае 99 точек) для достижения необходимой точности достаточно учитывать 16 коэффициентов разложения. Исходное поле атмосферного давления в отклонениях OT 1010 гПа локазано в табл. 1.9.

Коэффициенты A_{10} , A_{01} , A_{20} , A_{02} , A_{30} , A_{03} вычисляются с использованием чисел Чебышева, в нашем случае для n = 11 и для n = 9. Для упрощения вычислений находятся суммы $\sum P(x, y)$ для каждого столбца и каждой строки исходной матрицы. Полученные суммы по столбцам умножались на значения полиномов φ_{1x} , φ_2 , φ_3 для $n_x = 11$, а суммы по строкам — на значения ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 Tabuya 1.9

Пример разложения барического поля над Северной Атлантикой

_____ \$}€

 $\sum P_{\Psi_{1}}$ --2184 -679 -287 63 -- 468 -1352996 Ċ -4361 1619 $\sum_{\frac{1}{2}}$ 1344 -1040 -832 1932 588 -287 119 -884 679 ∑ N 1209 훯 123 336 23 208276 5 0 291 -108 -824 1641 ĩ 3 52 104 5 69 179 258 2 ł à <u>ខ</u>្ម 1 នុ 0 1 61 16 265 510 0 8 ъQ 5 85 ī Ξ 112 120 1 1 -35 --192 0 ŝ t--61 13 -128 192 t~-2 <u>9</u> 1 នុ -141 1034 0 -24 -24 Ϋ́ 14 -47 47 16 r--o, 32288 | 0 ĥ 20 1 133 2 | | 15 9 14 84 4 77 œ 2 | -308 14 0 Φ t--2 12 ដ 22 1 ٢., -490 õ 80 49 0 ιQ ø ଧ୍ୟ ß φ Ξ œ × ç --315 ŝ ŝ 14 5 ŝ ര 35 32 490 -Φ 4 ю ဂိ 80 6 6 * \circ 5 ្ម ĥ Ť ю І ı¢ 2 345 ¥ 12 17 15 ര -84 78 |-|-616 01 2 ഹ 28 -1 3 4 -15 ន -180 270 ŝ ¢, φ ന 45 270 2 3 -305 Ŷ 6 33 915 ŝ ۲ ۱ Q -183014 ŝ က 61 - $\sum P_{\Psi_2}$ $\sum P_{\Psi_1}$ $\sum P_{\Psi_3}$ 24 a œ $\vec{\Sigma}$

для n_y=9 (см. табл. 1.9). В результате получили:

 $A_{10} = -824/(110 \times 9) = -0.83;$ $A_{01} = 1209/(60 \times 11) = 1.83;$ $A_{20} = 258/(858 \times 9) = -0.33;$ $A_{02} = 1619/(2772 \times 11) = 0.053;$

 $A_{30} = 1641/(4290 \times 9) = 0.042;$ $A_{03} = -4361/(990 \times 11) = -0.400.$

Коэффициент Ато представляет собой среднее значение поля

$$A_{00} = \sum P/(n_x n_y) = 179/(11 \times 9) = 1.80.$$

Вычисление коэффициентов разложения при смешанных полиномах производится по формуле (1.85). Они имеют следующие значения: $A_{11}=0,36$; $A_{21}=0,062$; $A_{12}=0,054$; $A_{22}=-0,0084$; $A_{31}=$ =--0,034; $A_{13}=-0,086$; $A_{32}=-0,0043$; $A_{23}=-0,0228$; $A_{23}=0,0084$.

Таким образом, аналитическое выражение исходного поля атмосферного давления имеет вид

 $P(x, y) = 1,800 - 0,830\varphi_1 + 1,830\psi_1 + 0,360\varphi_1\psi_1 + 0,030\varphi_2 + 0,053\psi_2 + 0,062\varphi_2\psi_1 + 0,054\varphi_1\psi_2 - 0,008\varphi_2\psi_2 + 0,042\varphi_3 + 0,0034\varphi_3\psi_1 - 0,086\varphi_1\psi_3 - 0,004\varphi_3\psi_2 - 0,023\varphi_2\psi_3 + 0,008\varphi_3\psi_3.$

Каждый полином ряда разложения можно интерпретировать как некоторое элементарное поле, характеризующее интенсивность и направление потоков. Так, в примере разложения поля атмосферного давления член $A_{00}\phi_0\psi_0$ представляет собой некоторое среднее значение аномалии цикло- и антициклонической деятельности. В случае положительного значения A_{00} будет иметь место преобладание циклонической деятельности, а в случае отрицательного — преобладание антициклонической деятельности.

Полином $A_{10}\phi_1\psi_1$ дает линейное изменение аномалии вдоль параллели. Когда коэффициент A_{10} положительный, создается равномерный поток с юга на север. При отрицательных значениях коэффициента A_{10} поток направлен с севера на юг.

Полином A₀₁ф₀ф₁ дает линейное изменение аномалий вдоль меридиана. При положительном значении коэффициента A₀₁ создается равномерный поток с запада на восток, при отрицательном — наоборот.

Полиномы $A_{20}\phi_2\psi_0$, $A_{02}\phi_0\psi_2$, $A_{11}\phi_1\psi_1$ и т. д. характеризуют более сложные поля. Элементарные поля, соответствующие полиномам Чебышева $\phi_1\psi_0$, $\phi_0\psi_1$, $\phi_2\psi_0$ и $\phi_1\psi_1$, показаны на рис. 1.10, a—c.

Разложение полей в ряды по естественным составляющим

Удобство и простота представления барических полей в виде рядов по полиномам Чебышева привели к тому, что они получили широкое распространение в морских гидрологических прогнозах. Числа Чебышева являются стандартными и не зависят от того, какой элемент рассматривается. Они не зависят от характера пространственного распределения гидрометеорологического элемента и физических особенностей поля. В этом кроется искусственность некоторая формальность такого способа разложения. При этом должно еще соблюдаться условие: узлы сетки должны быть равноотстоящими, т. е. находиться на одинаковом расстоянии друг от друга. При таком условии рассматриваемая область



Рис. 1.10. Элементарные поля давления, соответствующие полиномам Чебышева $\varphi_1\psi_0$, $\varphi_0\psi_1$, $\varphi_2\psi_0$ и $\varphi_1\psi_1$ и естественным составляющим X_1Y_0 и X_1Y_1 .

Constanting and

A PARTY AND A PARTY A

обязательно должна иметь форму квадрата или прямоугольника. Это обстоятельство накладывает определенные ограничения на выбор расчетной области.

Указанные недостатки устраняются при разложении полей по собственным векторам или естественным составляющим, которые отражают характерные особенности распределения характеристик поля. В результате ряд разложения по естественным составляющим сходится значительно быстрее, чем по полиномам Чебышева. Процедура разложения поля но естественным составляющим и его восстановление производится точно также, как при разложении по полиномам Чебышева, только в данном случае вместо полиномов Чебышева используются естественные составляющие.

Если полиномы Чебыщева являются стандартными, то естественные составляющие должны каждый раз вычисляться, когда рассматривается новое поле или новая сеточная область.

Естественными составляющими метеорологического или океанологического поля называются собственные векторы ковариационной матрицы этого поля, определяемого набором случайных величин в дискретных точках поля. При этом собственные числа ковариационной матрицы представляют собой дисперсии случайных величин при естественных составляющих разложения поля. С точки зрения статистики, разложение по собственным элементам корреляционной матрицы — это разложение по наиболее часто встречающимся комбинациям. Теоретические основы и способы нахождения естественных составляющих описаны в работе [4].

Разложение полей по естественным составляющим обладает рядом преимуществ. Функции, по которым производится разложение, оптимальны (в смысле минимума средней квадратической ошибки разложения). Если собственные числа λ записать в убывающем порядке, то можно выбрать достаточное число собственных векторов для описания функции f(x), заданной дискретно в точках, с необходимой степенью точности. Причем, в связи с тем, что ряд быстро сходится (по сравнению с разложением поля по полиномам Чебышева), главная информация сосредоточивается в сравнительно небольшом числе параметров, и они наилучшим образом отвечают природе рассматриваемых исходных данных.

Рассмотрим пример расчета естественных составляющих для аналитического представления полей атмосферного давления над северной частью Атлантического океана. Для того, чтобы естественные составляющие наилучшим образом описывали распределение поля атмосферного давления, при их нахождении должно быть учтено, по возможности, все многообразие типов распределения этого элемента. Для нахождения естественных составляющих для акватории Северной Атлантики были использованы типы атмосферной циркуляции, установленные А. И. Соркиной. Для каждого типа из синоптического архива было выбрано по 2-З карты с различной интенсивностью циклогенеза. Всего было отобрано 22 карты. Значения атмосферного давления снимались в узлах сетки, показанной на рис. 1.11. Для нахождения естественных составляющих строились две ковариационные матрицы: P_{mn} вдоль параллели и $\dot{P'}_{mn}$ — вдоль меридиана. По полученным

ковариационным матрицам с помощью ЭВМ были вычислены собственные числа и соответствующие им собственные векторы (естественные составляющие) вдоль параллели $X_i(x)$ и вдоль меридиана $Y_i(y)$. Их значения приведены в табл. 1.10. Разложение поля в ряд по естественным составляющим имеет следующий вид:

$$F(x, y) = B_{00}X_0(x)Y_0(y) + B_{10}X_1(x)Y_0(y) + B_{01}X_0(x)Y_1(y) + \dots + B_{11}X_1(x)Y_1(y) + \dots + B_{1i}X_i(x)Y_i(y), \quad (1.86)$$

где $X_i(x)$ — естественные составляющие, характеризующие изменения функции F(x, y) вдоль оси $x; Y_j(y)$ — вдоль оси y.



Рис. 1.11. Сетка для аппроксимации полей атмосферного давления по естественным составляющим.

Коэффициенты разложения рассчитываются по формуле

$$B_{ij} = \sum_{i=1}^{k} \sum_{j=1}^{l} F(x, y) X_{i}(x) Y_{j}(y) \Big| \sum_{i=1}^{k} X_{i}^{2}(x) \sum_{j=1}^{l} Y_{j}^{2}(y).$$
(1.87)

Поскольку $\sum X_{i}^{2} = 1$ и $\sum Y_{j}^{2} = 1$ для собственных векторов всех порядков, кроме нулевого, при $i \neq 0$, $j \neq 0$,

$$B_{ij} = \sum F(x, y) X_i^2(x) Y_j^2(y).$$
 (1.88)

Если i=0 или j=0, то соответствующие коэффициенты вычисляются по формулам:

$$B_{00} = \sum F(x, y)/(n_x n_y);$$

$$B_{i0} = \sum F(x, y) X_i(x)/n_y;$$

$$B_{0j} = \sum F(x, y) Y_j(y)/n_x,$$

(1.89)

где n_x , n_y — число точек по осям x и y соответственно.

Таблица 1.10

| Собственные числа λ и | собственн | ње векторы (| $Y_1 = Y_3, \ X_1 - X_3)$ |
|-------------------------------|-----------|--------------|---------------------------|
| коварнационной | матрицы | атмосферного | давления |

| На меридиан | | | | На параллель | | | | | |
|---|--|---|---|--|---|---|---|--|--|
| λ | r, | ¥, | Y a | λ | <i>x</i> , | X ₂ | X 1 | | |
| 1322,62 356,84 68,88 47,59 17,61 9,29 7,66 3,02 2,47 0,82 0,00 — | $\begin{array}{c} 0,284\\ 0,448\\ 0,440\\ 0,298\\ 0,074\\ -0,105\\ -0,260\\ -0,316\\ -0,325\\ -0,294\\ -0,244\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$ | 0,446 0,281 0,017 0,310 0,510 0,436 0,158 0,041 0,193 0,232 0,238 | $\begin{array}{c} 0,244\\ 0,237\\ -0,083\\ -0,412\\ -0,197\\ 0,332\\ 0,494\\ 0,229\\ 0,154\\ -0,322\\ -0,368\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$ | 622,27 367,12 83,48 44,83 9,80 5,57 2,75 1,39 0,64 0,50 0,82 0,00 | $\begin{array}{c} 0,243\\ 0,287\\ 0,336\\ 0,348\\ 0,291\\ 0,192\\ 0,069\\ -0,080\\ -0,216\\ -0,296\\ -0,246\\ -0,335\\ -0,288\\ -0,205\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} -0,379\\ -0,300\\ -0,181\\ -0,011\\ 0,189\\ 0,347\\ 0,401\\ 0,365\\ 0,251\\ 0,111\\ -0,035\\ -0,163\\ -0,254\\ -0,340\end{array}$ | 0,450 0,290 0,033 0,224 0,317 0,261 0,023 0,320 0,320 0,320 0,256 0,073 0,111 0,288 0,419 | | |

Коэффициенты разложения B_{ij} отражают вклад каждого члена разложения в фактическое значение рассматриваемого элемента, в данном случае атмосферного давления. Они используются в качестве количественных характеристик распределения соответствующего элемента в заданной области. Элементарные поля давления, соответствующие естественным составляющим X_4Y_0 и X_4Y_1 , показаны на рис. 1.10 д, е. Для того, чтобы оценить, насколько точно естественные составляющие описывают исходные поля, сначала по формуле (1.87) рассчитываются коэффициенты ряда, а затем по формуле (1.86) восстанавливаются значения атмосферного давления в каждой точке поля.

В Росгидрометцентре М. Г. Глаголевой были рассчитаны таблицы со значениями коэффициентов разложения в ряды по естественным составляющим полей аномалий среднего месячного давления над Северным полушарием с 1910 по 1975 г. (по некоторым районам с 1931 г.).

Северное полушарие разбито на V секторов, расположение точек, в которых снимались значения аномалий давления, и границы секторов показаны на рис. 1.12. В I—IV секторах число точек равно 19, в V—13. Общее число точек равно 89. Следует отметить, что некоторые сектора объединены и получили свой номер. Так, I плюс II сектор получил номер VI, I плюс V сектор получил номер VII, III плюс IV получил номер VIII и IV плюс IIIа получил номер IX. Коэффициенты разложения вычислены для всех IX секторов, начиная с нулевого до коэффициента девятого порядка включительно (B_0 , B_1 , ..., B_9). Коэффициент разложения нулевого порядка (B_0) представляет собой среднее значение аномалии давления по всем точкам данного сектора. Коэффициенты разложения поля аномалий среднего месячного давления могут использоваться при разработке методов прогнозов различных элементов режима моря в качестве предикторов, характеризующих особенности атмосферной циркуляции над большими районами Северного полушария.



Рис. I.12. Сектора для аналитического представления аномалий атмосферного давления по естественным составляющим.

1.6. Средства математического аппарата статистики, используемые при разработке методов морских прогнозов

Океанологические процессы, как правило, носят случайный характер, обусловленный влиянием на них большого числа факторов. Многофакторность океанологических явлений позволяет рассматривать их как вероятностные процессы, закономерности которых различаются по диапазонам межгодовой, сезонной, синоптической и мезомасштабной изменчивости. Сложные океанологические процессы трудно поддаются количественному описанию с по-

6 Заказ № 133

мощью детерминистических гидродинамических методов. Характерные свойства океанологических процессов (многофакторность, разномасштабность, большая изменчивость) приводят к необходимости при разработке методов морских прогнозов применять часто не детерминированные, а статистические методы, когда ряды наблюдений за океанологическими явлениями и факторами, их определяющими, за достаточно длительные промежутки времени могут рассматриваться как система случайных взаимосвязанных величин. При этом исследование внутренних закономерностей процессов, возникающих при взаимодействии большого числа случайных факторов, производится с использованием аппарата теории вероятностей и математической статистики.

При применении статистических методов в океанологических исследованиях должно быть обеспечено соблюдение следующих основных условий:

-- случайные выборки должны достаточно хорошо соответствовать генеральной совокупности. Выполнение этого условия обеспечивается применением выводов теории выборочных оценок параметров связи, в частности, оценок величин их случайных колебаний. Без таких оценок может оказаться, что статистические связи будут сильно отличаться от стохастических (теоретических), полученных по генеральной совокупности случайных величин;

-- ряды гидрометеорологических величин должны быть однородны во времени и в пространстве. Неучет этого обстоятельства может привести к неправильным результатам. Нарушение однородности статистического ряда может быть вызвано различными причинами, например, изменением методики наблюдений, влиянием антропогенных факторов и т. д. Однако чаще всего заранее трудно установить причину неоднородности. В таких случаях необходимо тщательно сопоставлять эмпирические кривые с теоретическими кривыми распределения с одновременным физическим анализом исследуемого ряда наблюдений;

 должна отсутствовать внутрирядная связность, которая может нарушать принцип случайного отбора, что может привести к возрастанию неустойчивости выборочных оценок;

— случайные выборки должны быть локально однородны, стационарны, подчиняться закону нормального распределения и обладать свойством эргодичности. Выполнение этих условий позволяет случайный процесс описать с помощью таких основных статистических характеристик, как математическое ожидание (средняя), дисперсия, автокорреляционная функция и функция спектральной плотности. Наиболее информативными статистическими характеристиками квазистационарного случайного процесса являются автокорреляционная функция и функция спектральной плотности. Зная оценки этих функций можно эффективно изучать внутреннюю структуру случайных океанологических процессов.

Решение многих задач статистической океанологии стало возможным благодаря появлению мощных вычислительных средств (ЭВМ). В настоящее время для многих статистических задач разработаны алгоритмы и программы, которые включены в библнотеку стандартных программ ЭВМ. В настоящей главе кратко излагаются лишь основные выводы теории вероятностей и математической статистики, наиболее часто применяемые при разработке методов морских гидрологических прогнозов.

1.6.1. Основные положения теории вероятностей

Если некоторое событие при заданных условиях может произойти или не произойти, то оно называется случайным. Количественной оценкой возможности появления данного события является его вероятность. Если некоторое случайное событие A появляется как следствие какого-либо из m событий при общем числе n возможных событий, то вероятностью события A называют отношение

$$\boldsymbol{P} = \boldsymbol{m}/\boldsymbol{n}.\tag{1.90}$$

Эта формула справедлива, если все результаты испытаний равновозможны, независимы и несовместимы. Из определения следует, что вероятность невозможного события равна нулю, а вероятность достоверного события равна единице. Вероятность любого события заключается между 0 и 1.

Если производится большое количество опытов (наблюдений), в которых регистрируются появления или не появления события, то за приближенное значение вероятности в тех случаях, когда не известна теоретическая вероятность, принимают отношение числа появления событий к числу всех произведенных опытов. Такие вероятности называют статистическими (или эмпирическими). Статистическая вероятность может быть принята в точности равной теоретической только в случае бесконечно большого числа опытов, что, естественно, на практике неосуществимо.

Каждому элементарному событию или исходу опыта можно поставить в соответствие некоторое число, которое называется случайной величиной. Случайная величина является общим случаем случайного события. Случайная величина считается заданной, если известен закон ее распределения. Основной задачей теории случайных величин является вычисление вероятности того, что случайная величина примет какое-либо из своих значений в произвольно заданной области от а до b. Она решается по-разному для дискретных и непрерывных случайных величин.

Если ξ — случайная дискретная величина, принимающая значения x_1, x_2, \ldots, x_n , а P_1, P_2, \ldots, P_n — их вероятности, то закон распределения дискретной случайной величины можно представить в виде таблицы распределения

$$\xi \begin{vmatrix} x_1 & x_2 & \dots & x_n \\ P_1 & P_2 & \dots & P_n. \end{vmatrix}$$
(1.91)

Сумма всех вероятностей всегда равна единице, так как сумма соответствующих элементарных событий есть достоверное событие

6*

(одно из элементарных событий обязательно осуществляется).

Математическим ожиданием дискретной случайной величины называется сумма произведений ее значений на их вероятности

$$M\xi = \sum x_i P_i. \tag{1.92}$$

В частном случае, когда вероятности всех значений одинаковы и равны (P=1/n), математическое ожидание совпадает с арифметическим средним

$$M\xi = (1/n) \sum x_i = \bar{x}.$$
 (1.93)

В морских прогнозах чаще используется арифметическое среднее (норма) океанологической величины. В некоторых случаях используется взвешенное среднее, т. е. значениями считаются середины интервалов, на которые разбита вся область океанологической величины, а вероятности подсчитываются как отношение числа наблюдений, попавших на заданный интервал (градацию), к общему числу наблюдений, т. е.

$$P_i = n_i / N. \tag{1.94}$$

Тогда математическое ожидание есть весовые средние

$$M\xi = \sum x_i P_i = \sum x_i n_i / N, \qquad (1.95)$$

где веса $P_i = \frac{n_i}{N}$ и $\sum P_i = 1$.

Среднее квадратическое отклонение о представляет собой меру рассеяния случайной величины около центра (средней). Для дискретной величины

$$\sigma = \sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x})^2 P_i.$$
 (1.96)

Квадрат этой величины называется дисперсией.

Случайную величину можно также представить как вектор, который является случайным вектором. Случайный вектор можно записать в виде матрицы случайных величин

$$x = \begin{cases} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1n} \\ x_{12} & x_{22} & \dots & x_{2n} \\ x_{k_1} & x_{k_2} & \dots & x_{k_n} \end{cases}.$$
 (1.97)

Числа x_{ij} называются элементами матрицы. Сокращенная запись этой матрицы имеет вид

$$(x_{ij})_{kn}$$
 или $[x_{ij}]_{kn}$,

где i = 1, 2, ..., k и j = 1, 2, ..., n.

Случайный вектор описывается вектором математических ожиданий, компоненты которого есть математическое ожидание в каждой точке.

$$M_{\xi} = (M_{\xi_1}, M_{\xi_2}, \ldots, M_{\xi_n}).$$
 (1.98)

По данным наблюдений вектор Мξ оценивается вектором средних значений

$$\mathbf{x} = (\hat{x}_1, \ \hat{x}_2, \ \dots, \ \hat{x}_k),$$
 (1.99),

где

$$\bar{x}_i = (1/n) \sum_{j=1}^n x_{ij}.$$

Аналогом дисперсии служит совокупность ковариации компонентов вектора друг с другом, которые располагаются в виде таблицы

$$S = \begin{pmatrix} D\xi & \cos \xi_{1}\xi_{2} & \dots & \cos \xi_{1}\xi_{k} \\ \cos \xi_{2}\xi_{1} & D\xi_{2} & \dots & \cos \xi_{2}\xi_{k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \cos \xi_{k}\xi_{1} & \cos \xi_{k}\xi_{2} & \dots & D\xi_{k} \end{pmatrix}.$$
 (1.100).

Ковариационная матрица — квадратичная и симметричная, поскольку ковариации одних и тех же компонентов равны между собой

$$\operatorname{cov} \xi_i \xi_j = \operatorname{cov} \xi_j \xi_i. \tag{1.101}$$

Определитель ковариационной матрицы любого порядка больше или равен нулю. Равенство нулю определителя возможно только в случае линейной функциональной зависимости между величинами, что практически исключено, так что можно считать |S| > 0. Однако определитель S может оказаться близким к нулю, если компоненты случайного вектора сильно коррелированы между собой. В таких случаях говорят, что матрица плохо обусловлена. Это приводит к большим погрешностям в вычислении при определении некоторых параметров.

Для двух независимых случайных величин математическое ожидание

$$M[(\xi - M\xi)(\eta - M\eta)] = M(\xi - M\xi) \cdot M(\eta - M\eta) = 0, \quad (1.102)$$

где М [$\xi - M\xi$) ($\eta - M\eta$)] называется ковариацией двух случайных величин соv (ξ , η) и характеризует степень связи между ними. соv (ξ , η) для независимых случайных величин равна нулю и ее значение тем больше, чем больше связность ξ и η . Знак ковариации указывает на характер связи. При соv (ξ , η) > 0 связь прямая, при соv (ξ , η) < 0 связь обратная. соv (ξ , η) имеет размерность и зависит от разброса случайных величин. Чтобы получить безразмерную величину, характеризующую только тесноту связи, следует разделить соv (ξ , η) на произведение $\sigma_{\xi}\sigma_{\eta}$. Полученная безразмерная величина называется коэффициентом корреляции

$$r_{\xi,\eta} = \operatorname{cov} (\xi, \eta) / (\sigma_{\xi} \sigma_{\eta}) =$$

= M [($\xi - M\xi$) ($\eta - M\eta$)]/ $\sqrt{M} (\xi - M\xi)^2 M (\eta - M\eta)^2$, (1.103)
где соv (ξ, η) — ковариация (второй смешанный момент).

Коэффициент корреляции изменяется в пределах от -1 до +1, т. е. $r \leq 1$.

Если ξ — непрерывная случайная величина, то надо задать область ее значений [a, b] и функцию распределения F(x) или плотность вероятности f(x)

$$P(a < \xi < b) = F(b) - F(a) = \int_{a}^{b} f(x) \, dx.$$
 (1.104)

Часто заданный интервал от *a* до *b* называют доверительным интервалом (*a* и *b* — доверительные границы), а вероятность попасть в доверительный интервал называется доверительный вероятностью. Обычно ставятся задачи двух типов: 1) задается доверительная вероятность (обычно близкая к единице), требуется вычислить доверительный интервал; 2) обратная задача.

Непрерывные случайные функции времени принято называть случайными процессами. Случайные функции пространства обычно называют случайными полями. Употребляют также названия вероятностный процесс, стохастический процесс и временные ряды. Случайные функции (процессы) и их реализации обозначаются соответственно X(t) и $X_k(t)$, где k=1, 2, ..., N, а их закон распределения имеет вид

$$F(x) = P\{X < x\}, \tag{1.105}$$

т. е. функцией распределения вероятностей случайной величины называется вероятность того, что величина X примет значение меньшее некоторого наперед заданного числа x. Функция распределения есть возрастающая функция, изменяющаяся от нуля до единицы, ее график называется интегральной кривой распределения вероятностей (или кривой обеспеченности). Совокупность нескольких случайных величин может быть охарактеризована или многомерным интегралом распределения (например F(x, y, z) для систем случайных величин X, Y, Z), или для непрерывных величин — дифференциальным законом распределения f(x, y, z)

Если случайные величины независимы, то закон распределения системы распадается на произведение законов распределения отдельных случайных величин, например,

$$f(x, y, z) = f(x) f(y) f(z).$$
(1.106)

Если между случайными величинами имеется зависимость, то закон распределения системы нельзя представить в виде произведения законов распределения отдельной случайной величины.

Конечной целью при исследовании случайной величины является установление закона ее распределения. Наиболее распространены случайные величины, распределенные по нормальному закону или, что одно и тоже, по закону Гаусса. Существует много других типов распределения случайной величины, но они не так широко распространены как нормальный закон распределения. Например, биномнальное, показательное распределение, гаммараспределение и др. Следует отметить, что многие из них могут быть сведены к нормальному закону распределения, как к пределу. Более того, в исследованиях статистических связей при разработке физико-статистических методов прогнозов в большинстве случаев исходят из предположения существования нормального закона распределения. Однако это предположение должно быть обоснованно соответствующими статистическими оценками выборочных совокупностей.

Дифференциальная функция нормального распределения имеетвид

$$f(x) = \left[\frac{1}{(\sigma \sqrt{2\pi})} \right] \exp\left[\frac{(x - \bar{x})^2}{(2\sigma^2)} \right], \quad (1.107)$$

где \bar{x} и σ — числовые параметры, подлежащие определению (\bar{x} — математическое ожидание (среднее значение) переменной x; σ — среднее квадратическое отклонение).

Кривая нормального закона распределения является симмет-

ричной относительно максимальной ординаты $1/(\sigma\sqrt{2\pi})$, находящейся в точке $x = \bar{x}$. По мере удаления от точки \bar{x} ординаты кривой распределения уменьшаются и при $x \to \pm \infty$ стремятся к нулю. При $x = \bar{x} \pm \sigma$ функция f(x) имеет точки перегиба. Из формулы следует, что \bar{x} в нормальном законе распределения является центром асимметрии. Действительно, при изменении знака разности $(x - \bar{x})$ на обратный, выражение (1.107) не меняется. Параметр о является характеристикой размаха отклонений переменной x отцентра рассеяния \bar{x} н, следовательно, является характеристикой формы кривой распределения.

Важной статистической оценкой является критерий χ^2 или критерий согласия. Этот критерий используется, когда на одном и том же материале проверяется несколько функций распределения. Главным преимуществом критерия χ^2 является то, что он может применяться для оценки согласия эмпирических данных с любым законом распределения.

В качестве меры расхождения между эмпирическими данными и теоретической функцией распределения используется выражение

$$\chi^{2} = N \sum_{i=1}^{k} (P_{i}^{*} - P_{i})^{2} / P, \qquad (1.108)$$

где P_i^* — эмпирические вероятности в *i*-й градации; P_i — теоретическая вероятность попадания случайной переменной в *i*-ю градацию; N — длина ряда; k — число градаций.

Вместо законов распределения случайных величин во многих задачах достаточно указать только «моменты» случайных величин. В общем случае моментом k-го порядка случайной величины \$ относительно точки C называется выражение

$$\mathbf{v}_k = \mathbf{M} \left(\boldsymbol{\xi} - \boldsymbol{C} \right)^k. \tag{1.109}$$

При C=0 получаются начальные моменты, при $C=\overline{\xi}$ – центральные. При одной случайной величине наиболее важными являются моменты первого и второго порядка, т. е. математическое ожидание (среднее значение) и дисперсия случайной величины.

Основные свойства математического ожидания и дисперсии случайной величины заключаются в следующем.

1. Случайные величины являются взаимно независимыми, если вероятность всякого значения одной не зависит от значения других величин.

2. Математическое ожидание определенной (не случайной) величины равно ее значению.

3. Математическое ожидание алгебраической суммы (разности) величин равно соответствующей сумме (разности) их математических ожиданий.

4. Математическое ожидание произведения взаимно независимых случайных величин равно произведению их математических ожиданий.

5. Дисперсия определенной величины равна нулю.

6. Дисперсия линейной функции взаимно независимых случайных величин равна сумме произведений дисперсий составляющих величин на квадраты их коэффициентов. Если

$$u = a\xi + b\eta + c,$$
 (1.110)

где a, b, c — определенные величины, $a \xi u \eta$ — взаимно независитые случайные величины, то

$$D(u) = a^{2}D(\xi) + b^{2}D(\eta).$$
(1.111)

Наряду с математическим ожиданнем используются и другие характеристики кривой распределения случайной величины: мода (M_0) и медиана (M_e) . Модой случайной величины называется ее наиболее вероятное значение в данном статистическом ряду. Для непрерывной случайной величины мода есть такое ее значение, при которой плотность вероятности f(x) достигает максимума. Медианой называется значение случайной величины, в которой функция распределения F(x) = 0.5. Для нормального закона распределения, т. е. когда функция распределения симметрична относительно средней, мода, медиана и математическое ожидание (среднее) совпадают.

Для характеристики асимметричных кривых распределения случайных величин используются такие показатели, как коэффициенты асимметрии, эксцесса и вариации.

Асимметрией называется отношение центрального момента третьего порядка к кубу среднего квадратического отклонения

$$A_{s} = \left[M \left(\xi - M \xi \right)^{3} \right] / \sigma^{3}. \tag{1.112}$$

При положительной асимметрии (As > 0) мода распределения оказывается больше математического ожидания, при отрицательной асимметрии мода распределения меньше математического ожидания.

:88

Эксцесс характеризует крутость кривой плотности распределения

$$\Im = [M(\xi - M\xi)]/\sigma^{4} - 3. \qquad (1.113).$$

Если $\Im > 0$, то кривая имеет острую и высокую вершину, чем нормальная, кривая; при $\Im < 0$ — более низкую и плоскую. Для нормального распределения $As = \Im = 0$. Поэтому асимметрия и эксцесс служат показателем отличия распределения от нормального.

В океанологических расчетах часто возникает необходимость сравнения изменчивости рядов, образованных из существенно различающихся по значению гидрологических характеристик. В этом случае средние квадратические отклонения рассматриваемых рядов оказываются несопоставимыми. Сопоставление изменчивости подобных рядов осуществляется с помощью коэффициента вариации (C_v), представляющего собой отношение среднего квадратического отклонения к среднему значению ряда

$$C_n = \sigma_x / \bar{x}. \tag{1.114}$$

Коэффициент вариации является безразмерной характеристикой изменчивости статистического ряда.

1.6.2. Корреляция

При разработке методов морских гидрологических прогнозов. возникает задача установления количественных связей между прогнозируемой гидрологической величиной и определяющими ее факторами, а также оценки надежности этих связей. Для выявления связей применяют метод корреляции, который позволяет выразить. одну группу случайных переменных через другие и определить тесноту связи между этими группами.

Когда сопоставляются случайные переменные двух групп, то говорят о парной корреляции. Когда же сопоставляется несколькогрупп, то говорят о множественной корреляции. Обычно корреляционные связи успещно разрешаются только для условий нормального распределения случайной величины.

Метод корреляции предполагает решение трех основных задач.

- 1. Определение формы связи.
- 2. Определение меры тесноты связи.

3. Определение параметров уравнения связи.

Парная корреляция. Допустим, что на некоторую гидрологическую величину у влияет метеорологическая или другая гидрологическая величина х. Причем это влияние имеет физическое обоснование. Требуется решить все три поставленные выше задачи.

Простейшим методом установления связей является построение графиков связи. Они дают наглядное представление о форме связи и обычно служат в качестве первой прикидки для выяснения того, существует ли связь вообще или, если существует, то какова форма этой связи и ее теснота. При нанесении на график соответствующих значений x и y, они образуют группу точек. При наличии связи точки более или менее равномерно располагаются вдоль некоторой прямой или кривой. В зависимости от прямолинейной или криволинейной связи выбираются соответствующие приемы вычислений.

Направление расположения точек позволяет судить, прямая или обратная связь между выбранными величинами. Если при возрастании (убывании) одной величины, возрастает (убывает) другая, то такая связь называется прямой. Если при возрастании одной величины, другая уменьшается, то связь становится обратной. При анализе связи между двумя переменными одну из них х считают независимой, а другую у — зависимой. Если точки на графике располагаются хаотически, то связь между переменными отсутствует или она очень мала. Это говорит о неудачном подборе переменных.

В случае криволинейной связи делаются попытки ее выпрямления, например, с помощью логарифмирования переменных. Если это не удается, то к форме полученной кривой подбирается соответствующая аппроксимирующая эмпирическая функция.

Выполнение парной корреляции или тройной корреляции вручную не представляет большого труда. Но когда приходится иметь дело с большим числом переменных, то применение быстродействующих вычислительных средств вполне оправдано.

Выведем уравнение прямой регрессии x на y, т. е. найдем коэффициенты линейной функции а и b:

$$y = ax + b.$$
 (1.115)

Это делается с помощью метода наименьших квадратов, согласно которому отклонения фактических данных от рассчитанных по уравнению регрессии будут стремиться к минимуму, т. е.

$$S = \sum_{i=1}^{N} (y_i - ax_i - b)^2 \rightarrow \min.$$
 (1.116)

Выражение (1.115) есть функция неизвестных параметров aи b. Чтобы значение суммы (1.116) в зависимости от a и bдостигло минимума, эти параметры нужно определить из системы уравнений, приравняв к нулю частные производные по переменным a н b от суммы (1.116). В результате указанных действий мы получим для определения параметров a и b систему из двух уравнений:

$$a \sum_{i=1}^{N} x_i + b = \sum_{i=1}^{n} y_i;$$

$$a \sum_{i=1}^{n} x_i^2 + b \sum_{i=1}^{n} x_i = \sum_{i=1}^{n} x_i y_i,$$
(1.117)

ггде суммы берутся по всем членам выборки.

Решая это уравнение относительно а и b, находим:

$$a = \sum_{i=1}^{n} (x_i y_i - n\bar{x} \cdot \bar{y}) \Big/ \sum_{i=1}^{n} x_i^2 - n\bar{x}^2, \qquad (1.118)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}. \tag{1.119}$$

Параметр а называется коэффициентом регрессии; его можнопривести к виду

$$a = r \left(\sigma_y / \sigma_x \right), \tag{1.120}$$

где r — коэффициент корреляции между переменными x и y, который можно вычислить по формуле

$$r = \sum_{i=1}^{n} \left(x_i - \bar{x} \right) \left(y_i - \bar{y} \right) / \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(x_i - \bar{x} \right)^2 \sum_{i=1}^{n} \left(y_i - \bar{y} \right)^2}.$$
 (1.121)

В результате уравнение регрессии запишется в виде

$$y - \bar{y} = (\sigma_y / \sigma_x) r (x - \bar{x}),$$
 (1.122)

где

$$\bar{y} = \sum_{i=1}^{n} y_i/n; \quad \bar{x} = \sum_{i=1}^{n} x_i/n; \quad \sigma_y = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta y_i^2/n}; \quad \sigma_x = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta x_i^2/n}.$$

Для суждения о том, насколько получаемые на основании использования выборок корреляционного уравнения соответствуют стохастическим связям, необходимо оценить точность уравнения регрессии (1.122) и входящих в него параметров.

В качестве критерия точности уравнения регрессии используется среднее квадратическое отклонение σ_y (стандартная погрешность), представляющее собой среднее квадратическое отклонение между фактическими значениями и рассчитаннными по уравнению регрессии

$$\sigma_{y/x} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (y_{i,n} - y_{p})^{2}/n}, \qquad (1.123)$$

где $y_{i,n}$ — фактическое значение; y_p — значение, рассчитанное поуравнению регрессии.

Вероятная погрешность коэффициента корреляции вычисляется по формуле

$$E_r = \pm 0,674 \,(1 - r^2) / \sqrt{n}. \tag{1.124}$$

Средняя погрешность уравнения регрессии рассчитывается поформуле, которая получается, если использовать коэффициент корреляции в выражении (1.122)

$$\sigma_{y/x} = \sigma_{y_0} \sqrt{1 - r^2}.$$
 (1.125)

Чем ближе *г* к единице, тем меньше средние погрешности уравнения регрессии.

9t

Точность выборочных оценок коэффициентов корреляции оценивается с помощью средней квадратической погрешности коэффициента корреляции, которая при достаточно больших n (n > 50) записывается в наиболее часто употребляемой форме

$$\sigma_z \approx (1 - r^2) / \sqrt{n - 1}.$$
 (1.126)

При малых объемах выборок (n < 50) и особенно при больших значениях r, для оценки случайного рассеяния выборочных коэффициентов корреляции обычно используется критерий Фишера

$$Z = (1/2) \ln (1+r)/(1-r). \tag{1.127}$$

| Годы | ¥ | x | z | Δy | Δx | ۵z | ∆y∆x |
|---|---|---|---|--|---|---|---|
| 1945—1946 1947 1948 1949 1950 1951 1952 1953 1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1965 1968 1969 1970 1971 | $\begin{array}{c} 54\\ 60\\ 46\\ 61\\ 63\\ 59\\ 43\\ 54\\ 53\\ 46\\ 41\\ 42\\ 53\\ 61\\ 60\\ 59\\ 47\\ 45\\ 48\\ 48\\ 54\\ 48\\ 54\\ 49\\ 55\\ 53\\ 52\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} -38 \\ -9 \\ 18 \\ -11 \\ 11 \\ -19 \\ 7 \\ -7 \\ 3 \\ -9 \\ 8 \\ 13 \\ -20 \\ -11 \\ -46 \\ -8 \\ 0 \\ -2 \\ 14 \\ 20 \\ -11 \\ -21 \\ -11 \\ -5 \\ -11 \\ -6 \end{array}$ | $ \begin{array}{c} -7\\ -3\\ -1\\ -1\\ 0\\ 1\\ -3\\ -3\\ -3\\ -3\\ -3\\ -3\\ -3\\ -3\\ -6\\ -1\\ -3\\ 2 \end{array} $ | $ \begin{array}{c} 1 \\ 7 \\ -7 \\ 8 \\ 10 \\ 6 \\ -10 \\ 1 \\ 0 \\ -7 \\ -12 \\ -11 \\ 0 \\ 8 \\ 7 \\ 6 \\ -6 \\ -5 \\ 1 \\ 11 \\ -4 \\ 2 \\ 0 \\ -1 \\ \end{array} $ | $\begin{array}{c} -33 \\ -4 \\ 23 \\ -6 \\ 16 \\ -14 \\ 12 \\ -2 \\ 8 \\ -4 \\ 13 \\ 18 \\ -15 \\ -6 \\ -41 \\ -3 \\ 5 \\ 3 \\ 19 \\ 25 \\ -6 \\ -16 \\ 4 \\ 0 \\ -6 \\ -1 \end{array}$ | $ \begin{array}{c} -5\\-1\\1\\1\\2\\3\\-2\\-1\\-2\\-3\\2\\-1\\-2\\-3\\2\\-2\\-1\\-1\\-1\\-1\\-1\\-1\\-4\\-1\\4\end{array} $ | $\begin{array}{c} -33\\ -28\\ -161\\ -48\\ 160\\ -84\\ -120\\ -2\\ 0\\ 28\\ -156\\ -198\\ 0\\ -28\\ -156\\ -198\\ 0\\ -48\\ -287\\ -18\\ -30\\ -24\\ -95\\ -125\\ -6\\ -176\\ -16\\ 0\\ 0\\ 1\end{array}$ |
| \sum_{N} | 1370 26 | -141 | —57 | | | | —1 466 |
| Среднее | 53 | —5 | -2 | | | | - |
| $\sigma_y = \sqrt{1156/}$ $\sigma_x = \sqrt{6159/}$ $\sigma_z = \sqrt{169/2}$ $r_{yx} = -1466$ | $\frac{\overline{26}}{\overline{26}} = \sqrt{44}$ $\frac{\overline{26}}{\overline{6}} = \sqrt{6}, 5$ $\sqrt{6} \times 6, 6$ | $\frac{1,4615}{36,8846} = 6$ $\frac{36,8846}{300} = 2,5$ $\frac{3000}{37 \times 15,39}$ | 6,67; 15,39; 5; = -1466 | 1/2668 933 | 8 — 0 55· | | |
| $f_{yz} = \frac{261}{260}$ $f_{xz} = \frac{-86}{2}$ | 6,67> 6×6,67> 26×15,39 | (2,55) = 2 (2,55) = 2 | 261/442,22 =86/102 | 10 = 0,59; 0,357 = - | -0,08; | | |

Схема расчета корреля

Распределение Z даже для небольших выборок весьма близко к нормальному распределению и практически не зависит от n и истинного значения r. Стандартная погрешность σ_z равна

$$\sigma_z = 1/\sqrt{n-3}$$
 (1.128)

Тройная корреляция. Схема расчета корреляции для трех переменных показана в табл. 1.11. В приведенном в таблице примере находится связь между средней за зиму (декабрь—май) ледовитостью Охотского моря (y), аномалиями атмосферного давления за январь—февраль (x) и июль предшествующего года (z).

Таблица 1.11

| | ∆y∆z | ΔxΔz | Δy² | Δ <i>x</i> ² | Δ <i>z</i> ² | Σ۵ | $\sum \Delta^2$ | y _{BMq} | Погреш- ность |
|---|---|---|---|--|--|---|---|---|--|
| | $\begin{array}{c} -5 \\ -7 \\ -7 \\ 8 \\ 20 \\ 18 \\ 20 \\ -1 \\ 0 \\ 7 \\ 24 \\ 55 \\ 0 \\ 16 \\ 7 \\ 12 \\ 0 \\ 16 \\ 5 \\ -1 \\ 55 \\ -1 \\ 55 \\ \end{array}$ | $ \begin{array}{r} 165 \\ 4 \\ 23 \\ -6 \\ 32 \\ -24 \\ -24 \\ -24 \\ -24 \\ -26 \\ -90 \\ 45 \\ -12 \\ -41 \\ -6 \\ -19 \\ -25 \\ 6 \\ -80 \\ -$ | $ \begin{array}{c} 1 \\ 49 \\ 49 \\ 64 \\ 100 \\ 36 \\ 100 \\ 1 \\ 0 \\ 49 \\ 144 \\ 121 \\ 0 \\ 64 \\ 49 \\ 36 \\ 36 \\ 64 \\ 25 \\ 25 \\ 1 \\ 12$ | $\begin{array}{c} 1089\\ 16\\ 529\\ 36\\ 256\\ 196\\ 144\\ 4\\ 64\\ 16\\ 169\\ 324\\ 225\\ 36\\ 1681\\ 9\\ 25\\ 9\\ 361\\ 625\\ 36\\ 256\\ 256\\ 256\\ 256\\ 256\\ 256\\ 256\\ 25$ | 25 1 1 4 9 4 1 9 1 4 25 9 4 1 4 0 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 9 4 1 1 25 1 1 1 1 25 9 4 1 1 1 25 9 4 1 1 1 25 1 1 1 1 25 1 1 1 1 25 1 1 1 1 25 1 1 1 1 25 1 1 1 1 25 1 1 1 1 1 25 1 1 1 1 1 25 1 1 25 1 25 1 25 1 25 25 25 25 25 25 25 25 25 25 | $ \begin{array}{c} -37\\2\\17\\3\\28\\-5\\0\\-2\\11\\-12\\-18\\4\\-33\\5\\-1\\-7\\13\\19\\-6\\0\end{array} $ | $\begin{array}{c} 1369 \\ 4 \\ 289 \\ 8 \\ 784 \\ 25 \\ 0 \\ 4 \\ 121 \\ 144 \\ 1 \\ 144 \\ 16 \\ 1089 \\ 25 \\ 1 \\ 49 \\ 169 \\ 361 \\ 36 \\ 0 \\ 10 \end{array}$ | $\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | $ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ |
| | 16 2 0 4 | -10 . 0 . 6 4 | 16 4 0 | 16 0 36 1 | 16 1 16 | $ \begin{array}{c} -4 \\ 3 \\ -7 \\ 2 \end{array} $ | 16 9 49 4 | 46 54 53 59 | $\begin{vmatrix} 3\\1\\0\\-7 \end{vmatrix}$ |
| 1 | 261 | -86 | 1156 | 6159 | 169 | - | 4902 | - | - |

ции для трех переменных

 $R = \sqrt{[(-0,55)^2 + (0,59)^2 - 2(-0,55 \times 0,59 \times -0,08]/[1 - (0,08)^2]} = \sqrt{(0,3025 + 0,3481 - 0,0519)/0,9936} = \sqrt{0,5987/0,9936} = \sqrt{0,6026} = 0,78$ Obechevene of the second se Средние, средние квадратические отклонения и частные коэффициенты корреляции вычисляются по формулам:

$$\ddot{y} = \sum_{i=1}^{n} y_i/n; \quad \ddot{x} = \sum_{i=1}^{n} x_i/n; \quad \ddot{z} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta z_i^2/n};$$

 $\sigma_x = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta x_i^2/n}; \quad \sigma_y = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta y_i^2/n}; \quad \sigma_z = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \Delta z^2/n};$
 $r_{yz} = \sum \Delta y \Delta z/(\sigma_y \sigma_z n); \quad r_{yx} = \sum \Delta y \Delta x/(\sigma_y \sigma_x n);$
 $r_{xz} = \sum \Delta x \Delta z/(\sigma_x \sigma_z n).$
Общий коэффициент корреляции рассчитывается по формуле

$$R = \sqrt{(r_{yz}^2 + r_{yx}^2 - 2r_{yx}r_{xz}r_{yz})/(1 - r_{xz}^2)}, \qquad (1.129)$$

а его вероятностное отклонение —

$$E = \pm 0.67 \left(1 - R^2 \right) / \sqrt{n.} \tag{1.130}$$

Множественный коэффициент корреляции по своему численному значению не может быть меньше наибольшего из значений частных коэффициентов корреляции. Эффективность связи трех переменных определяется близостью множественного коэффициента корреляции к единице. При $R > r_{\rm макс}$ находится уравнение регрессии вида

$$y - \bar{y} = a \left(x - \bar{x} \right) + b \left(z - \bar{z} \right) + C, \tag{1.131}$$

где

$$a = \left[(r_{xy} - r_{yz}r_{xz})/(1 - r_{xz}^2) \right] (\sigma_y/\sigma_x); \qquad (1.132)$$

$$b = \left[\left(r_{yz} - r_{yx} r_{xz} \right) / (1 - r_{xz}^2) \right] (\sigma_y / \sigma_z).$$
(1.133)

Квадратическое отклонение данного уравнения вычисляется по формуле

$$\sigma = \sigma_y \sqrt{1 - R^2}. \tag{1.134}$$

1.6.3. Корреляционно-спектральный анализ временных рядов

Наиболее эффективным средством изучения внутренней структуры пространственно-временной изменчивости океанологических процессов является метод корреляционно-спектрального анализа этих процессов. Зная оценки корреляционной функции и функции спектральной плотности процесса, можно решать широкий круг задач, связанных с исследованием и прогнозированием океанологических условий. В литературе наиболее детально изложены методы корреляционного и спектрального анализа временных стохастических рядов и менее подробно — методы анализа пространственных полей или пространственно-временных рядов. Метод корреляционно-спектрального анализа океанологических данных применяется, в основном, для изучения изменчивости гидрометеорологических процессов, для более полного выявления внутренней структуры процессов, для выделения пространственновременных диапазонов изменчивости этих процессов.

Характерной особенностью пространственно-временных рядов является наличие максимумов, расположенных на определенных диапазонах частот. Эти максимумы, по-видимому, приходятся на характерные масштабы процессов, обусловливающих генерацию структурных особенностей термодинамических полей, что дает хорошую априорную информацию для разработки физических основ методов морских гидрологических прогнозов.

Вывод уравнения (см. табл. 1.13)

$$a = (\sigma_y/\sigma_x) [(r_{yx} - r_{yz}r_{xz})/(1 - r_{xz}^2)] = (6,67/15,39) \times \\ \times [0,55 - (0,59_x - 0,08)]/0,9936 = 0,4334 \times \\ \times [-0,55 - (-0,0472)]/0,9936 = 0,4334_x - 0,5928/0,9936 = \\ = 0,4334 (-0,5060) = -0,2193 = -0,22; \\ b = (\sigma_y/\sigma_z) [(r_{yz} - r_{yx}r_{xz})/(1 - r_{xz}^2)] = 2,62 \times \\ \times (0,59 - 0,04)/0,9936 = 2,62 \times 0,55 = 1,45; \\ y - 53 = -0,22 (x + 5) + 1,45 (z + 2); \\ y = -0,22x + 1,45z - 1,1 + 2,9 + 53; \\ y = -0,22x + 1,45z + 54,80.$$

<u>i</u> (15

Для этой цели используются исходные данные в виде временных или пространственно-временных рядов. Эти ряды подвергаются статистической обработке, результаты которой анализируются. Анализировать случайные океанографические процессы будет легче, если исходить из условия, что они локально однородны, стационарны, подчиняются закону нормального распределения и обладают свойством эргодичности. Тогда такой процесс может быть описан с помощью таких статистических характеристик, как средняя, дисперсия, автокорреляционная функция и функция спектральной плотности. Наиболее информативными характеристиками случайного процесса являются автокорреляционная функция и функция и функция и

Корреляционная функция представляет собой математическое ожидание (среднее по множеству реализаций) произведений, сдвинутых во времени (или в пространстве) значений поля

$$R_{\zeta} = [1/(N-\tau)] \sum_{i=1}^{N-\tau} X_i X_{i+\tau}, \qquad (1.135)$$

где N — длина ряда; $\tau = 1, 2, ..., m$ (m — максимальный сдвиг корреляционной функции).

Анализ автокорреляционной функции позволяет оценить степень корреляции между соседними случайными величинами при увеличении промежутка времени Δt между ними.

Если приходится иметь дело с двумя временными рядами, то вычисляется взаимная корреляция x на y и y на x по формулам:

$$R_{xy} = [1/(N-\tau)] \sum_{i=0}^{N-\tau} x_i y_{i+\tau}; \qquad (1.136)$$

$$R_{yx} = [1/(N-\tau)] \sum_{i=0}^{N-\tau} x_{i+\tau} y_i.$$
(1.137)

Корреляционная функция обладает следующими основными свойствами:

а) она является действительной четной функцией, симметричной относительно нуля, т. е. $R_{\zeta}(-\tau) = R_{\zeta}(+\tau)$, поэтому на практике изображают только правую часть функции для r > 0;

б) неотрицательна в нуле $R(0) = a^2 + \sigma^2 > 0$, где a -среднее • значение поля, $\sigma^2 -$ дисперсия;

в) главный максимум расположен в начале координат. Если $\tau = 0$, то R(0) = 1, т. е. для любых $\tau R(0) \ge R(\tau)$, причем этот максимум равен дисперсии случайного процесса $R(0) = \sigma_r^2$;

г) при $\tau = \infty R_{\zeta}(\infty) = 0$, т. е. всегда можно найти такое τ , для которого при $\tau > \tau_0$ абсолютное значение коэффициента корреляции ожидается меньше заданного. τ_0 называют радиусом корреляции;

д) при увеличении т корреляционная функция уменьшается монотонно или с осцилляциями. При $\tau > \tau_0 \zeta(t)$ и $\zeta(t+\tau)$ можно считать практически некоррелированными.

Установление по виду корреляционной функции радиуса корреляции $R(\tau)$ имеет важное прогностическое значение. Радиус корреляции характеризует интервал времени (или расстояния), на котором сохраняется довольно тесная линейная связь предыдущих ординат процесса с последующими. Если принять в качестве некоторой приближенной оценки интервала корреляции $R_{\xi}(\tau) < 0.5$, то по сдвигу во времени т можно определить предельную заблаговременность инерционного прогноза, т. е. устойчивость во времени ординат случайного процесса.

Обратное преобразование Фурье корреляционной функции дает энергетический спектр поля

$$S_{k} = (\delta_{k}/m) \sum_{\tau=0}^{m} R_{\tau} \cos \left[(\pi k \tau)/m \right], \qquad (1.138)$$

где

$$\delta_k = \begin{cases} 0,5 & \text{для } k = 0, \ k = m; \\ 1 & \text{для } 0 < k < m. \end{cases}$$

Функцию S_h называют также энергетической спектральной плотностью (спектральной плотностью дисперсии). Размерность

спектра — квадрат случайной величины, деленный на единичный объем частотного пространства. Физический смысл энергетического спектра связан с разложением случайного поля на компоненты с амплитудами $a_i^2/2$ и соответствующими частотами f_i . Спектр описывает, какой вклад в общую дисперсию вносят компоненты с разными частотами, т. е. показывает распределение спектральной энергии по частоте. Объем под всем спектром равен полной интенсивности (дисперсии) поля, если среднее значение поля равно нулю

$$\sigma^{2} = \int_{-\infty}^{+\infty} S(k) \, dk = 2 \int_{0}^{\infty} S(k) \, dk. \qquad (1.139)$$

В случае существования двух временны́х рядов могут быть вычислены взаимные спектры. Взаимный спектр состоит из двух компонентов: ко-спектра, который является мерой вклада колебаний различных частот в общую взаимную ковариацию между двумя рядами с нулевым запаздыванием ($\tau = 0$), и квадратурного спектра, который определяет вклад различных гармоник в суммарную ковариацию ряда, полученного в результате сдвига всех гармоник ряда x на 1/4 периода назад по отношению к ряду y.

Ко-спектр рассчитывается по формуле

$$C_{0k} = (\delta_k/m) \sum_{\tau=0}^{m} [R_{xy} + R_{yx}] \cos [\pi k\tau)/m], \qquad (1.140)$$

а квадратурный спектр по формуле

$$Q_{k} = (\delta_{k}/m) \sum_{\tau=0}^{m} [R_{xy} - R_{yx}] \sin [(\pi k \tau)/m]. \qquad (1.141)$$

Для вычисления ко-спектра прежде всего осредняют взаимные ковариации при запаздываниях т и —т. Ряд этих средних взаимных ковариаций подвергают анализу Фурье.

Квадратурный спектр рассчитывается следующим образом. Сначала вычитают взаимные корреляции с запаздыванием — т из взаимной корреляции с запаздыванием т и разность делят на 2. Эти величины образуют функцию от т.

Корреляционная функция и энергетический спектр содержат одну и ту же информацию о пространственно-временных свойствах поля, и в этом смысле корреляционное и спектральное описания поля равноценны. Однако в физическом пространстве, точнее в пространстве сдвигов, информация выражена иначе, чем в частотном. Спектральное описание часто оказывается более наглядным и удобным по сравнению с корреляционным.

Важными характеристиками, определяющими степень связи между ординатами двух переменных для конкретных значений частоты, являются когерентность, вычисляемая по формуле

$$F_{k} = \left[\left(C_{0k}^{2} + Q_{k}^{2} \right) / \left(S_{k} \left(x \right) S_{k} \left(y \right) \right) \right]^{1/2}$$
(1.142)

7 Заказ № 133

и сдвиг фаз

$$\varphi_k = \operatorname{arctg} \left(Q_k / C_{0k} \right). \tag{1.143}$$

Причем, если $Q_k > 0$, то $0 < \varphi_k < 180^\circ$, а если $Q_k < 0$, то $180^\circ < \varphi_k < 360^\circ$.

Доверительные границы когерентности при уровне вероятности *Р* можно вычислить по формуле Гудмена

$$\beta = \left(1 - P^{1/(v-1)}\right)^{1/2}, \qquad (1.144)$$

где v — число степеней свободы.

Все операции над случайным процессом, приводящие к линейным оценкам спектра, сводятся к операциям взвешивания и сглаживания. Взвешивание и сглаживание производятся на всех этапах обработки данных и, в конечном счете, определяют качество оценки спектра. С помощью этих операций исключаются «шумы» или выделяются частоты, которые представляют интерес для изучения. Существуют различные фильтры, с помощью которых подавляются одни частоты и усиливаются другие. Простейшими статистическими фильтрами являются: скользящая средняя и скользящая средневзвешенная. Весовые и сглаживающие функции, используемые в анализе, имеют характерную форму: они велики в некотором пространстве времени или частоты (зона прозрачности) и малы вне этого интервала (зона непрозрачности).

Фильтры, которые уменьшают или исключают компоненты с высокой частотой, называют фильтром пропускания низких частот, так как сглаживание слабо влияет на низкочастотные волны. Фильтры, которые подавляют низкочастотные компоненты, сохраняя компоненты с высокой частотой, называют фильтром пропускания высоких частот. Можно также отфильтровать как низкие, так и высокие частоты, оставив в ряде только средние частоты. Такой фильтр называется фильтром пропускания полос. Статистические фильтры состоят из рядов весовых хоэффициентов, умножение которых на последовательные величины временного ряда с накоплением произведений дает значение отфильтрованных рядов.

Для сглаживания оценок спектральной плотности применяются различные фильтры с весовыми функциями, позволяющими получить оценки спектра с большой разрешенностью соседних энергонесущих зон. В качестве весовой функции, например, часто используется функция Тьюки

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} 1 - 2a \{1 + \cos\{(\pi\tau)/(\tau_m)\}\} & \text{для } |\tau| \leq \tau_m; \\ 0 & \text{для } |\tau| > \tau_m, \end{cases}$$
(1.145)

где а — параметр; т_т — максимальный временной сдвиг.

Достоверность статистических оценок вычисленных корреляционных и спектральных функций существенно зависит от выбора параметров, которыми являются: длина временной реализации (T), максимальный временной сдвиг τ_m , весовая функция λ и интервал между отсчетами Δt . Основное требование к выбору параметров состонт в том, чтобы отклонение оценок вычисленных значений спектра по дискретной последовательности от соответствующих теоретических оценок было минимальным.

Рассмотрим на примере таких процессов, как ветровое волнение, течения и непериодические колебания уровня, что дает корреляционно-спектральный анализ.

Ветровое волнение. Представляет собой типичный пример случайного процесса. Для него характерна нерегулярность волнового движения, групповой характер распространения волн, быстрое изменение параметров спектра при изменении скорости и направления ветра, при переходе его в зыбь и смешанное волнение. Каждый из названных типов волнения имеет свой характерный вид спектра. Корреляционная функция ветрового волнения состоит из двух участков. Начальный участок (до первого минимума корреляционной функции) характеризует особенности внутригрупповой структуры волнения, а остальной участок корреляционной функции представляет собой затухающий флюктуирующий процесс и характеризует особенности межгрупповой структуры волнения.

На начальном участке корреляционную функцию R_ζ(τ) можно аппроксимировать функцией

$$R_{\xi}(\tau) = \sigma \exp\left(-\alpha \mid \tau \mid\right) \cos\beta\tau, \qquad (1.146)$$

где α и β — параметры, зависящие от τ . Этой корреляционной функции соответствует одновершинная спектральная плотность $S_{\xi}(\omega)$.

Корреляционная функция на втором участке может быть аппроксимирована выражением

$$R_{\zeta}(\tau) = \sigma_{\zeta}^2 \exp\left(-\gamma |\tau|\right) \cos\beta\tau \cos B\tau, \qquad (1.147)$$

где γ — дикремент затухания функции $R_{\xi}(\tau)$; B — групповая частота; β — частота флюктуационных колебаний; σ_{ξ}^{2} — дисперсия. пропесса $\zeta(t)$.

Спектр, соответствующий этой функции, имеет двухвершинную форму. На практике чаще всего имеют дело с одновершинными спектрами волнения. Волнографные записи в одной точке позволяют вычислять только частотные спектры, характеризующие распределение энергии по частотам. Однако, если реализации волнения представлены в виде планшетов стереофотосъемки, то по ним можно построить двумерный спектр, характеризующий распределение энергии как по частотам, так и по направлению. На основе обработки натурных данных волнографных записей и стереофотосъемок ветрового волнения построены различные аппроксимативные выражения для одномерного и двумерного спектра волн. Аппроксимативные выражения для двумерного спектра получаются как произведение частотного спектра $S_{L}(f)$ и функции углового распределения волновой энергии $Q(f, \theta)$.

Функция $Q(f, \theta)$ имеет наибольшие значения при $\theta = 0^{\circ}$ и $f = f_m$ (θ — направление распространения спектральной состав-

ляющей; f_m — частота спектрального максимума). При изменении f как в сторону больших, так и в сторону меньших значений по отношению к f_m значения $Q(f, \theta)$ уменьшаются асимметрично более плавное изменение отмечается при увеличении частоты. Функция $Q(f, \theta)$ зависит от стадии развития волнения. Чем сильнее волнение, тем меньше угловое рассеивание энергии в пространственном спектре.

Спектральный анализ данных измерений течений на автономных буях и полигонах за длительные промежутки времени показывает, что изменения течений в океане имеют хорошо выраженную цикличность на частотах приливных, инерционных и синоптических колебаний. В. Б. Титов и другие выполнили спектральный анализ изменчивости в широком диапазоне частот по данным непрерывных многолетних измерений со стабилизированного буя. Выявлены следующие масштабы изменчивости течений: а) сезонные колебания с периодами 14, 6, 4 и 2 месяца; б) синоптическая изменчивость с периодами 10-12, 3-4, 1,5-2 сvт; в) мезомасштабные колебания с периодами порядка 23-26 ч (бризовый эффект) и 16—20 ч (инерционные колебания). В результате взаимно спектрального анализа было выявлено, что сезонная изменчивость (временной масштаб порядка 30 сут и более) обусловлена главным образом (примерно на 60 %) колебаниями поля атмосферного давления и в меньшей степени (порядка 40 %) — ветром. Изменчивость синоптического масштаба (10-12 сут) обусловлена атмосферным давлением и ветром примерно в равной степени. На всех остальных диапазонах частот меньшего масштаба (3-4, 1,5--2 сут) преобладающим является вклад ветра.

Колебания уровня моря являются океанологическим процессом с широким спектром, имеющим пики на частотах сейшевых, инерционных, приливных, суточных, синоптических, сезонных, годовых и многолетних колебаний. Наибольший интерес представляет непериодическая часть колебаний уровня. Изучение статистической структуры непериодических колебаний уровня обычно производится в два этапа. На певом этапе осуществляется выделение непериодических колебаний уровня из суммарных. На втором изучается пространственно-временная структура колебаний уровня, обусловленных метеорологическими причинами. Исходными данными при этом служат временные ряды ежечасных значений уровня, регистрируемых в пунктах побережья моря.

Надежность метода прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня приливного моря зависит от того, насколько точно произведено исключение его периодической составляющей — прилива. Для этого может быть применено два способа. Первый основан на предварительном вычислении методом наименьших квадратов гармонических постоянных приливных колебаний за выбранный отрезок времени. Непериодические колебания получаются путем вычитания прилива из суммарного уровня. Второй способ состоит в применении математических линейных фильтров, позволяющих выделить непериодическую часть на приливных частотах. После выделения приливов выполняется корреляционно-спектральный анализ оставшейся части. Так, например Б. П. Фирсов, анализируя внутреннюю структуру нелериодических колебаний уровня в пунктах побережья Японского моря, показал наличие в спектрах уровня доминирующей составляющей на временных масштабах 7-10 сут. В отдельные годы в спектрах непериодических колебаний уровня отмечены гармоники с периодичностью, близкой к 4-5 и 2-3 сут. Установлено постоянство частоты максимумов спектра в каждом пункте побережья и аналогичных пиков в спектрах когерентности уровней между пунктами, что указывает на одни и те же причины, вызывающие штормовые колебания уровня: смешающиеся примерно с 4-5- и 7-10-суточной периодичностью пиклоны. Это обстоятельство было положено в основу метода прогноза штормовых колебаний уровня. Спектральный анализ также позволил установить основные зоны энергообмена атмосферных полей с колебаниями уровня на интервалах синоптической изменчивости в 4-5 и 7-10 сут и установить между ними количественную связь. Оценены вклады атмосферного давления и ветра в общую величину нагона для различных пунктов побережья. Так, на более южных участках побережья вклады ветра и атмосферного давления (барическая волна) в максимумы нагона примерно сравнимы, а в более северных районах ветровая составляющая нагона в среднем на 10-15 % превышает вклад вынужденной барической волны.

1.6.4. Оценка качества и эффективности метода прогнозов

Прогнозы морских гидрологических явлений относятся к разряду вероятностных прогнозов. Это связано с тем, что зависимости, по которым составляется прогноз, являются не функциональными, а статистическими, дающими определенную дисперсию погрешностей. В практике прогнозов часто приходится иметь дело со сравнительно короткими рядами наблюдений. Поэтому при решении многих практических задач пользуются теоретическими функциями распределения, а эмпирическое распределение служит лишь для установления принадлежности его к тому или иному типу теоретического распределения. Практика показывает, что погрещности морских прогнозов во многих случаях с достаточно большим приближением подчиняются закону нормального распределения (1.107). При таком предположении критериями качества и эффективности метода прогнозов могут служить такие статис-

тические характеристики, как средняя абсолютная (Δ) и средняя относительная (Q) погрешности прогнозов, коэффициент корреляции (R) или корреляционное отношение (ρ), отношение средней квадратической погрешности прогноза к среднему квадратическому отклонению прогнозируемой величины от среднего многолетнего значения (нормы) (S/σ_z). Каждый вид прогноза характеризуется своими значениями этих величин. Количественные критерии точности и эффективности метода должны правильно отражать вероятностный характер и природную изменчивость прогнозируемого явления.

Обычно при оценке статистического прогноза берется некоторый интервал, средним значением которого является величина, полученная по этому методу. Другими словами, этот интервал представляет собой допустимую погрешность δ в положительную $(Z_p + \delta)$ и отрицательную $(Z_p - \delta)$ стороны от прогнозируемой величины Z_p , внутри которого $(Z_p \pm \delta)$ в результате случайных отклонений может находиться с определенной достоверностью действительное значение прогнозируемого явления.

Качество метода оценивается положительно, если погрешности прогнозов не выходят за пределы этого интервала, т. е. за пределы допустимой погрешности. Границы этого интервала справа и слева можно определить следующим образом:

$$\delta_{n} = n_{0} t \sigma_{z} \left[-\rho r + \sqrt{1 + \rho^{2} (1 - r)^{2}} \right],$$

$$\delta_{\pi} = n_{0} t \sigma_{z} \left[-\rho r - \sqrt{1 - \rho^{2} (1 - r)^{2}} \right],$$
(1.148)

где $n_0 = \sqrt{(n+1)/n}$ (*n* — число членов ряда), *t* — параметр распределения Стьюдента, *r* — коэффициент корреляции между расчетными значениями прогнозируемого явления и соответствующими отклонениями расчетных значений от фактических, ρ — корреляционное отношение ($\rho = \sqrt{1 - S^2/\sigma^2}$).

Основываясь на большом опыте разработок статистических методов гидрометеорологических прогнозов, за допустимую погрешность краткосрочных прогнозов принимается вероятное отклонение от нормы ($\delta = \pm 0,674\sigma$) при числе членов ряда более 25; для долгосрочных прогнозов ($\delta = \pm 0,8\sigma$) также при числе членов ряда более 25.

Для оценки качества метода составляется серия проверочных прогнозов и подсчитывается обеспеченность метода, которая представляет отношение количества оправдавшихся прогнозов по критерию 0,674 о или 0,8 о к общему количеству проверочных прогнозов, составляемых по методу. Метод считается применимым для практики, если обеспеченность допустимой погрешности в по методу превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы, т. е. природную обеспеченность.

В качестве другого часто применяемого критерия практической применимости метода используется отношение S/σ_z . S и σ_z рассчитываются по формулам:

$$S = \sqrt{\sum_{1}^{n} (Z - Z_p)/(n - m)}; \qquad (1.149)$$

$$\sigma_{z} = \sqrt{\sum_{1}^{n} (Z - \overline{Z})/(n - 1)}, \qquad (1.159)$$

где Z — данное значение элемента в ряду наблюдений; Z_p — вычисленное значение прогнозируемого элемента; n — число членов ряда наблюдений; m — число степеней свободы, равное количеству постоянных величин в уравнении регрессии.

S/σ₂ является одновременно характеристикой надежности и эффективности, т. е. показывает выигрыш в распределении погрешностей, который дает метод прогноза по сравнению с распределением погрешностей в случае, когда прогнозируемая величина принимается по ее норме. Когда превышение обеспеченности метода над природной обеспеченностью незначительно, использоваиие метода не дает никакого эффекта по сравнению со средним многолетним значением, т. е. погрешности будут одинаково велики как в случае применения метода прогноза, так и тогда, когда вместо прогноза каждый раз будет приниматься норма.

В табл. 1.12 даны характерные значения отношения S/σ_z и соответствующие им значения коэффициентов корреляции R и обеспеченности допустимой погрешности для нормального распределения. Данные таблицы позволяют определить выигрыш в обеспеченности допустимой погрешности, который дает метод прогноза при данном значении отношения S/σ_z по сравнению с обеспеченностью, равной допустимой погрешности отклонений от нормы. Для этого из обеспеченности, указанной в табл. 1.12 при принятых значениях допустимой погрешности 0,674 σ ; 0,8 σ и σ необходимо вычесть 50, 58 и 68 соответственно. Следовательно, теоретический метод прогноза будет эффективным уже тогда, когда обеспеченность его при заданных допустимых погрешностях будет несколько больше обеспеченности прогноза нормы при тех же погрешностях.

Таблица 1.12

| Показатели точности метода | | Обе метода допустими | Показа точна мет | атели ости ода | Обеспеченность метода при заданных допустимых погрещност | | њ іных Костях | | |
|--|--|--|--|---|---|--|--|--|--|
| R | S/0 | ±0,674σ | ±0,8σ | ±σ | R | \$/o | ±0,6740 | ±0,8σ | ±σ |
| 0,995 0,993 0,99 0,98 0,97 0,95 0,94 0,92 0,90 0,87 0,84 | 0,05 0,10 0,15 0,20 0,25 0,30 0,35 0,40 0,45 0,50 0,55 | 100 100 100 100 95 94 91 87 83 79 | 100 100 100 100 99 98 96 93 90 86 | 100 100 100 100 100 100 100 99 98 96 94 | 0,80 0,76 0,74 0,72 0,67 0,60 0,54 0,45 0,32 0,0 | 0,60 0,65 0,67 0,70 0,75 0,80 0,85 0,90 0,95 1,00 | 74 70 68 67 64 60 58 55 55 52 50 | 82 78 77 75 72 68 66 63 60 58 | 90 88 86 85 82 79 77 74 71 68 |

Показатели точности метода и его обеспеченность при различных значениях допустимых погрешностей

Помимо сравнения обеспеченности метода прогнозов с природной обеспеченностью сравнивается обеспеченность метода с обеспеченностью так называемого инерционного прогноза, при котором в будущем ожидается сохранение неизменным наблюдаемого в момент составления прогноза того или иного гидрологического явления.

Обеспеченность инерционных прогнозов определяется по формуле

$$P_{\rm EB} = (m_{\rm EB}/n) \, 100 \, {}^{0}/_{\rm D}, \tag{1.151}$$

где *m*_{ин} — количество оправдавшихся прогнозов, *n* — общее число прогнозов.

Допустимая погрешность инерционного прогноза принимается равной допустимой погрешности данного метода.

Для более глубокой оценки качества метода прогноза проводится два этапа проверки. На первом этапе составляются проверочные прогнозы на том же ряде, по которому было построено уравнение регрессии. В этом случае говорят о проверке метода на зависимом ряде. Для проверки устойчивости прогностических уравнений во времени делаются прогнозы на так называемом независимом ряде, т. е. проверка уравнения на дополнительных данных, не использованных при установлении зависимостей. Если статистические оценки точности метода на зависимом и независимом рядах близки между собой, то есть основание говорить о временной устойчивости прогностической зависимости, а следовательно, и о целесообразности его применения в оперативной практике.

Решение о внедрении метода в практику принимается ЦМКП, Учеными советами институтов и техсоветами УГМ. После того как метод рекомендован к внедрению в оперативную практику, по нему составляются регулярные прогнозы и оценивается их оправдываемость. Оправдываемость прогнозов производится в соответствии с Наставлением по службе морских гидрологических прогнозов, разд. 3, ч. ПІ, 1982 г.

Систематическая количественная оценка оперативных прогнозов имеет следующие назначения:

 установление общего уровня успешности оперативной работы;

 определение эффективности различных уточнений гидродинамических моделей и прогностических уравнений и текущих усовершенствований технологии в целом;

— накопление средних за длительные периоды географических распределений погрешностей и иных показателей успешности прогноза для их использования при выборе способов корректировки данных, а также для выбора способов корректировки прогнозов на основе их статистических систематических погрешностей.

Оценки ежедневных прогнозов целесообразно накапливать на магнитных носителях для получения средних показателей за месяц, сезон, год или за какой-то другой период, а также для выдачи сводных таблиц успешности прогнозов на разные сроки. Наряду с этими данными следует рассчитывать и накапливать на магнитных носителях осредненные за различные периоды поля значений погрешностей прогнозов в узлах расчетной сетки. Такие сведения необходимы для выявления систематических погрешностей и для других работ по совершенствованию методики прогноза.

Разнообразие прогнозов по заблаговременности, технологии составления требует дифференцированного подхода к выбору критериев и оценке прогнозов.

Глава 2. МЕТОДЫ РАСЧЕТОВ И ПРОГНОЗОВ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

2.1. Основные факторы, обусловливающие колебания уровня моря

Положение уровня морей непрерывно изменяется. Основными причинами, вызывающими колебания уровня, являются:

— тектонические процессы в земной коре;

- приливообразующие силы Луны и Солнца;

— гидрометеорологические процессы (неравномерное распределение атмосферного давления над морем, изменение приходнорасходных составляющих водного баланса моря).

Действуя одновременно, все эти силы создают колебательные движения, которые накладываются одно на другое.

Колебания уровня можно подразделить на две большие группы: объемные и деформационные. Объемные колебания уровня обусловлены изменением составляющих водного баланса и связаны с изменением в бассейне количества воды. Все другие причины вызывают деформационные колебания уровня, когда при неизменном объеме воды происходит перераспределение массы воды в границах моря так, что уровень повышается в одних районах и понижается в других.

Тектонические процессы в земной коре проявляются в виде поднятий и опусканий либо отдельных участков берегов, либо обширных участков дна и в виде изменений емкости водных бассейнов. Такие процессы протекают медленно и вызывают так называемые вековые колебания уровня. Подводные землетрясения и внезапные сдвиги земной коры сопровождаются быстротечными изменениями уровня и иногда приводят к возникновению чрезвычайно опасных волн цунами.

Приливообразующие силы Луны и Солнца наиболее заметно проявляются у побережий окраинных морей, которые сообщаются с океанами. Колебания уровня носят периодический характер и могут достигать нескольких метров. В замкнутых или слабо связанных с океанами морях приливные колебания уровня незначительны и составляют всего несколько сантиметров.

Сгонно-нагонные колебания уровня, вызываемые непосредственно действием ветра, достигают подчас 2—3 м. В результате воздействия продолжительных ветров одного и того же направления на водную поверхность возникает ветровое течение, которое создает временное перемещение водных масс из одного района в другой. При незначительных размерах бассейна (типа Азовского моря) и при достаточно сильных, устойчивых ветрах будет наблюдаться значительный подъем уровня (нагон) у одного берега и его спад (сгон) у противоположного. Значения колебаний уровня под воздействием сгонно-нагонных ветров зависят от силы, продолжительности и направления ветра относительно береговой черты, глубины бассейна, рельефа дна, но особенно значительна в мелководных районах моря.

Хорошее согласие хода уровня моря с атмосферным давлением наблюдается при малоподвижных антициклонах со слабыми ветрами и при прохождении циклонов с сильными ветрами. Так, при повышении атмосферного давления уровень моря понижается, а при понижении давления — повышается.

Колебания уровия вследствие изменения водного баланса связаны с изменением его отдельных составляющих: поверхностного притока речных вод, количества осадков и испарения с поверхности водного бассейна, подземного притока вод, стока из моря или водообмена с океаном. Изменение значений составляющих водного баланса в течение года и от года к году в морях, свободно соединяющихся с океаном, не вызывает больших колебаний уровня. В морях, в которые впадает много рек и не имеющих связи с океаном или слабо связанных с ним, изменение приходно-расходных частей имеет большое влияние на колебания уровня моря.

Особое место занимают изменения речного стока для замкнутых морей, в которых изменения значений поверхностного стока являются основной причиной многолетних колебаний уровня моря.

2.2. Балансовый метод долгосрочных прогнозов уровня замкнутых морей (на примере Каспийского моря)

У Характерным примером зависимости изменения уровня моря от речного стока являются Каспийское и Аральское моря.

Эначительные колебания уровня самым неблагоприятным образом сказываются на развитии почти всех, связанных с морем, отраслей народного хозяйства. Поэтому необходимо знать ожидаемые изменения уровня моря, максимальные и минимальные значения. Для этого используется уравнение водного баланса.

Понятие водного баланса предполагает наличие состояния равновесия водоема: приходная часть должна уравновешиваться расходной частью. Однако такого «нормального» баланса ни для Каспийского, ни для Аральского морей не существует. Поэтому уравнение водного баланса для этих водоемов имеет вид

$$\Delta W = Q_{\text{nos}} - (E - P) S \pm Q_{\text{nogs}} \pm \Delta H \sigma S - Q_{\text{сток}}, \qquad (2.1)$$

где ΔW — изменение объема моря; $Q_{пов}$ — объем поверхностного притока; $Q_{под3}$ — объем подземного притока вследствие инфильтрации или объем потерь вследствие фильтрации воды в дно и берега моря; E - P — потери воды вследствие внутреннего влагооборота между морем и атмосферой в результате процессов испарения (E) и выпадения осадков (P); S — площадь моря; $\Delta H\sigma$ изменения объема моря, обусловленные колебаниями плотности воды; $Q_{сток}$ — для Каспийского моря: объем стока из моря в залив Кара-Богаз-Гол.

お子も小学を変換ないたいで

Изменение уровня замкнутого моря ΔH рассчитывается как отношение изменения объема моря ΔW к его площади S:

 $\Delta H = \Delta W/S = Q_{\text{nos}}/S - E + P \pm Q_{\text{nos}}/S \pm \Delta H\sigma - Q_{\text{cros}}/S.$ (2.2)

При наличии данных о приходе и расходе воды в море и их распределении во времени расчеты изменений уровня по уравнению (2.1) не представляют затруднений. Однако в настоящее время невозможно предвидеть изменения отдельных составляющих водного баланса. Поэтому уравнение (2.1) может быть использовано в практике прогнозов для непосредственных расчетов уровня только при условии некоторых предположений и допущений, опирающихся на основные закономерности годового хода уровня и соотношений между приходом и расходом воды в море.

Расчеты водного баланса являются основой долгосрочных прогнозов уровня моря. В условиях зарегулированного режима стока основных рек, питающих конкретное море, главная приходная часть водного баланса моря — суммарный поверхностный приток рек $Q_{\text{пов}}$ — известен заранее по планируемым сбросам воды в нижние бьефы ГЭС. При определении площади моря S по морфометрическим кривым учитываются средние многолетние закономерности ее внутригодового распределения. Из-за сравнительно малой изменчивости от года к году суммы $P - E \pm Q_{\text{подз}}/S \pm \Delta H \sigma$ — $-Q_{\text{сток}}/S$ по сравнению с изменчивостью поверхностного притока речных вод месячные значения этой суммы в практических расчетах принимаются средними многолетними.

Изменения значений уровня от года к году зависят от особенностей его годового хода. Положительное приращение уровня тем больше, чем выше в данном году был максимум и чем продолжительнее наблюдалось высокое стояние уровня.

2.2.1. Прогноз уровня Каснийского моря

Каким будет уровень Каспийского моря в данном году по сравнению с уровнем прошлого года? Этот вопрос имеет большое значение, так как резкие изменения стояния уровенной поверхности Каспийского моря являются одной из главных особенностей его гидрологического режима (рис. 2.1). Так, с 1900 по 1977 г. его уровень понизился почти на 300 см, причем с 1930 по 1977 г. падение составило 293 см, а с 1978 г. уровень моря непрерывно растет и к 1992 г. он повысился по отношению к уровню 1977 г. почти на 200 см. Однако интенсивность колебаний уровня в разные периоды и от года к году неодинакова. Например, понижение уровня от 1937 к 1938 г. составило 32 см, от 1967 к 1968 г. — 12 см, а повышение от 1977 к 1978 г. составило 5 см, а от 1978 к 1979 г. — 32 см. Значение среднего квадратического отклонения изменений уровня от года к году, равное 14 см, указывает на его большую изменчивость. Впервые возможность прогноза уровня Каспийского моря с годовой заблаговременностью была предложена Г. М. Калининым [11]. Анализ водного баланса Каспийского моря показал, что изменения уровня моря определяются главным образом суммарным притоком речных вод (приходная часть) и испарением (расходная часть). Подъем уровня зависит от количества воды, которое во время весеннего паводка поступает из рек и большей частью (до 85% суммарного речного притока) из Волги. Самый высокий уровень в течение года наблюдался на Каспийском море в июне—



Рис. 2.1. Годовые приращения уровня Касиийского моря.

июле, самый низкий — в феврале — марте, когда приток речных вод минимален. Испарение с поверхности моря происходит в течение всего года, причем оно максимально во второй половине лета — осенью, когда поверхностный сток резко уменьшается. В результате приток оказывается значительно меньше испарения и уровень начинает понижаться.

Минуя непосредственные водно-балансовые расчеты, в методе Г. П. Калинина прогноз весенне-летнего подъема уровня моря составлялся по данным о зимних осадках и температуре воздуха ассенью и весной в бассейне Волги, которые определяют объем весеннего половодья Волги, а следовательно, приток волжской воды в Каспийское море. Этот метод с успехом использовался в оперативной практике в условиях естественного режима стока рек.

В современных условиях в связи со строительством ГЭС и водохранилищ и сезонного регулирования стока основных рек, питающих море, естественное поступление речных вод в море нарушилось. Максимальные расходы воды стали зависеть не столько от водности рек, сколько от потребностей народного хозяйства. Поэтому прогноз уровня моря методом Калинина для естественного режима стока стал недостаточно надежен.
Г. П. Калининым, К. И. Смирновой и О. И. Шереметевской [12] был разработан метод прогноза месячных и годовых уровней Каспийского моря, основанный на приближенном решении уравнения водного баланса моря и являющийся единственно возможным способом долгосрочного прогноза при зарегулированном стоке. В условиях «векового» понижения уровня, наблюдавшегося с начала нынешнего столетия вплоть до 1978 г., этот метод давал хорошие прогнозы с достаточно высокой оправдываемостью.

Непрерывный рост уровня с 1978 г. и антропотенные вмешательства в гидрологический режим моря (отделение глухой дамбой от моря залива Кара-Богаз-Гол в 1980 г., установка в дамбе водопропускных сооружений и подача воды из моря в залив Кара-Богаз-Гол с 1983 г.) потребовали уточнения статистических характеристик гидрологического режима Каспийского моря и метода прогноза. В 1985—1987 гг. оперативный метод прогноза был усовершенствован О. И. Шереметевской и Л. Г. Луняковой [38]. Для практической деятельности были разработаны приемы учета составляющих водного баланса по имеющимся данным и предложена схема прогноза годового хода и среднего годового уровня Каспийского моря.

Прогноз годового хода уровня составляется ежегодно в конце апреля. К этому времени уже имеются данные об уровне за январь—апрель и стоке рек за первый квартал, получен прогноз ожидаемой водности рек во втором квартале и с апреля по декабрь текущего года, а также утвержденные графики планируемых лопусков воды в нижних бьефах ГЭС на второй квартал. Ожидаемый ход уровня рассчитывается по семи постам: Баку, Махачкала, Красноводск, Форт—Шевченко, Куули—Маяк, Кара-Богаз-Гол и о-в Жилой. Средний уровень моря берется как среднее арифметическое из уровенных данных перечисленных станций.

Уравнение водного баланса для Каспийского моря имеет вид

$$\Delta H_t = \sum Q_{\text{nob}}/S + Q_{\text{nob}}/S - Q_{\text{KBF}}/S + P - E \pm \Delta H_{\sigma}, \qquad (2.3)$$

где ΔH_t — изменение уровня моря, обусловленное изменением составляющих баланса за конкретный промежуток времени t; $\sum Q_{пов}, Q_{под}, Q_{кбг}$ — суммарный поверхностный приток речных вод Волги, Куры, Урала, Терека, Сулака, Самура с учетом объема стока рек иранского побережья и междуречий, подземный приток и сток в залив Кара-Богаз-Гол; P - E — высота слоя выпавших на поверхность моря осадков и испарения соответственно; ΔH_{σ} — плотностные изменения; S — площадь моря, определяемая в зависимости от уровня.

Уровень в заданный момент времени определяется как сумма известного начального значения уровня и его приращения за счет отдельных составляющих баланса за время t

$$H_t = H_0 + \Delta H_t. \tag{2.4}$$

Обозначим первое слагаемое правой части уравнения (2.3) как $\sum Q_{\text{пов}}/S = Q_{\text{B}} + Q_{\text{K}} + Q_{\text{ур}} + Q_{\text{I}} + Q_{\text{СУЛ}} + Q_{\text{САМ}} + Q_{\text{МЕЖ,Д}}/S =$ $= \sum \Delta H_{\text{сток}},$

а остальные слагаемые

$$P - E + Q_{\text{nods}}/S - Q_{\text{KBF}}/S \pm \Delta H_{\sigma} = \sum \Delta H'.$$

Тогда уравнение (2.3) можно записать в следующем виде:

$$\Delta H_t = \sum \Delta H_{\rm crog} + \sum \Delta H'. \qquad (2.5)$$

Для правильного представления о значении и внутригодовом распределении притока поверхностных вод в море необходимо учитывать время добегания паводочной волны и дальнейшего ее распространения на большие расстояния. Совместный анализ стоковых приращений уровня $\sum \Delta H_{\text{сток}}$ и фактических изменений уровня $\Delta H_{\phi a \kappa \tau}$ показал, что время добегания неодинаково для разных районов моря. Для пунктов, расположенных ближе к устью Волги (Махачкала и Форт—Шевченко), оно составляет около одного месяца. Для пунктов, более отдаленных от устья Волги (Баку, о-в Жилой, Куули—Маяк, Кара-Богаз-Гол, Красноводск), около двух месяцев.

Эту закономерность трансформации речного стока целесообразно учитывать при расчетах изменений уровня в отдельных пунктах по уравнению водного баланса. В первом приближении для изменений уровня в Махачкале и Форте—Шевченко от *i*-го к (*i*+1)-му месяцу значения стоковых изменений уровня могут быть рассчитаны как

$$\Delta H_{\text{cTOK}} \coloneqq [\Delta H_{\text{cTOK}}(i-1) + 2\Delta H_{\text{cTOK}}(i+1)]/4.$$
(2.6)

Для изменения уровня в пунктах Баку, о-в Жилой, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол и Красноводск от *i*-го к (*i*+1)-му месяцу нанбольший вес придается стоку с 2-месячным запаздыванием

$$\Delta H_{\text{сток}} = [2\Delta H_{\text{сток}(i-1)} + \Delta H_{\text{сток}i} + \Delta H_{\text{сток}(i+1)}]/4.$$
(2.7)

Такой прием расчета стоковых приращений уровня моря позволяет, сохраняя неизменной сумму годового поверхностного притока, учитывать особенности внутригодового распределения в разных районах моря.

В условиях зарегулирования стока рек значение поверхностного стока $\sum \Delta H_{\text{сток}}$ можно считать заранее заданным. По данным планируемых сбросов ГЭС на реках Волге и Куре и прогнозу объемов стока рек Урала, Терека, Аракса, Сулака и Самура с учетом среднего многолетнего стока рек иранского побережья и междуречий вычисляется объем поверхностного стока вод в море. В современных условиях внутригодовое распределение стока в среднем характеризуется тем, что в течение гидрологического года на период с апреля по июнь приходится 42 % годового стока, на июль--декабрь 38 %, январь--февраль -- 13 % и март -- 7 %, а по месяцам:

| Январь | | | | | | | | | | 7,0 | Июль . | | | | | | | | | | | | 6,5 |
|----------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|------|----------|---|--|---|---|---|---|---|---|---|---|---|-----|
| Февраль | | | | | | | | | | 6,5 | Август . | | | | | | | | | | | • | 6,5 |
| Март . | | | | | • | | | | | 7,0 | Сентябрь | | | | | | | | | | | | 6,0 |
| Апрель . | | | | | | | | | | 8,5 | Октябрь | | | | | | | | | , | | | 6,0 |
| Май, . | , | | | | | • | | | | 23,0 | Ноябрь . | | | | | | | ٠ | | • | | , | 6,0 |
| Июнь. | , | • | • | • | • | • | • | • | • | 10,5 | Декабрь | • | | ٠ | • | • | • | • | • | · | • | • | 6,5 |

Объем стока иранского побережья и междуречий принимается постоянным, равным 14 км³/год.

По суммарному объему притока поверхностных вод, отнесенному к площади моря, находят приращения уровня моря, обусловленные стоком $\sum \Delta H_{\rm сток}$. Значения площади моря и объема вод Каспийского моря при разных отметках уровня приведены в табл. 2.1. Амплитуда годового хода площади Каспийского моря составляет не более 2% ее годового значения, поэтому влияние площади моря на точность расчета годового хода уровня несущественно. Ее внутригодовые изменения учитываются с помощью коэффициентов: если принять площадь моря в марте за 1, то в апреле она составит 1,003, в мае 1,008, июне 1,012, июле 1,014, августе 1,011, сентябре 1,007, октябре—декабре 1,003, в остальные месяцы 1,000.

Таблица 2.1

| Уровень моря, м БС | Площадь, тыс. км ² | Объем воды, км ^в | Уровень моря, м БС | Площадь, тыс. км ² | Объем воды, км ³ |
|---|---|--|---|---|--|
| $\begin{array}{r} -24,0\\ -24,5\\ -25,0\\ -25,5\\ -26,0\end{array}$ | 433,9 426,7 419,5 412,4 405,1 | 79 883 79 667 79 457 79 250 79 045 | $\begin{array}{r} -26,5\\ -27,0\\ -27,5\\ -28,0\\ -29,0\end{array}$ | 398,6 392,6 386,4 376,3 356,2 | 78 845 78 648 78 454 78 081 77 698 |

Площадь и объем вод Каспийского моря при разных отметках уровня

По рассчитанным суммарным стоковым приращениям уровня можно определить внутригодовое распределение. трансформированных стоковых приращений для различных районов моря по формулам (2.6) и (2.7).

Суммируя стоковые приращения и средние многолетние значения по уравнению (2.5), находим приращения уровня моря от месяца к месяцу с апреля по декабрь текущего года и с января по март будущего года.

Месячные значения суммы испарения, осадков, подземного притока, стока в Кара-Богаз-Гол и плотностных изменений уровня вычисляются как остаточный член уравнения водного баланса по значениям фактических приращений уровня моря от месяца к месяцу $\Delta H_{\phi a \kappa r}$ и значениям трансформированных приращений уровня для каждого из семи пунктов (табл. 2.2).

Таблица 2.2

| Пункт | I | 11 | 111 | ıv | v | VI | VII | VIII | IX | x | XI | X11 |
|---|----------------------------------|---|---|--------------------------------------|--|--|--|--|---|--|--|---|
| Баку Махачкала Форт — Шевченко Куули — Маяк Кара-Богаз-Гол Красноводск Остров Жилой | 51 25 63 55 63 49 | -42 -71 -63 -46 -39 -46 -43 | $-28 \\ -21 \\ -11 \\ -18 \\ 4 \\ -20 \\ -29$ | 37 7 19 13 27 13 3 | -7 -24 -11 -14 -17 -5 -2 | -5 -58 -52 -16 -31 -22 -12 | 91 88 90 76 83 68 78 | -121 -102 -118 -108 -124 -117 -112 | 151 115 118 134 139 148 141 | -127 -110 -106 -128 -137 -137 -115 | -77 -58 -70 -62 -70 -60 -60 -66 | -49 -44 -37 -54 -61 -56 -64 |

Средние месячные значения суммы $P - E + Q_{\text{nogs}}/S - Q_{\text{K}} \text{ БГ}/S \pm \Delta H \sigma$, рассчитанные за 1978—1987 гг., ММ слоя

Дальнейшие этапы предвычисления годового хода уровня моря не представляют труда. Принимая за начало отсчета H_0 фактический уровень моря в апреле и зная приращения уровня от месяца к месяцу, по уравнению (2.4) определяем средние месячные значения уровня моря. Годовой ход среднего уровня моря вычисляется как среднее арифметическое из уровенных данных по семи пунктам.

Прогноз среднего уровня моря текущего года дается по фактическим значениям уровня моря за январь—апрель и предвычисленным значениям уровня за май—декабрь.

В первых числах августа по мере необходимости прогноз годового хода уровня моря может быть уточнен с учетом корректировки режима работы ГЭС и составления более надежных графиков попусков воды, уточнения прогноза водности рек на III квартал. За H₀ принимается уровень моря в июле.

Из схемы расчета уровня Каспийского моря видно, что определяющая роль в изменениях уровня моря отведена колебаниям значений поверхностного стока. Проведенный корреляционный анализ показал, что коэффициент корреляции между приращением уровня и поверхностным стоком в весение-летний период меняется от 0,80 до 0,88, а с августа по октябрь он уменьшается от 0,67 до 0,40. В это время года в период спада уровня решающая роль в изменении уровня моря принадлежит испарению. К сожалению, До настоящего времени несуществует надежных способов его расчета. Однако использование воднобалансового метода прогноза изменения уровня Каспийского моря позволяет ежегодно (с учетом условий прошедшего года) уточнять значение остаточного члена правой части уравнения $\Sigma \Delta H'$ и тем самым учитывать изменения в соотношении прихода и расхода воды в море. При изменении природных условий в бассейне Каспийского моря, вызывающих многолетнее изменение положения его уровенной поверх-

したというなななない。ない

のうちのないないの

ности (многолетний подъем уровня или «вековое» падение уровня) «нормы» $\sum \Delta H'$ и статистические характеристики уровня моря необходимо «обновлять».

2.2.2. Оценка метода прогноза

Оценка метода и эффективности прогнозов уровня Каспийского моря по значению среднего квадратического отклонения уровня в каждом месяце приводит к искусственному завышению допустимой погрешности. Это объясняется тем, что существование векового хода уровня моря не позволяет рассматривать колебания уровня как случайный процесс. Поэтому для оценки метода прогноза применяется иной путь.

По данным годового хода уровня моря за период современного подъема уровня (с 1978 по 1987 г.) была определена «норма» приращения уровня от месяца к месяцу, «норме» приращения уровня от каждого последующего месяца к уровню в апреле (принятого за начало отсчета) и вычислены средние квадратические отклонения ($\sigma_{\Delta H}$) от нормы.

Если принять в каждом году за начало отсчета средний уровень моря в апреле и вести расчет уровня по норме приращений, то полученные значения уровня будут соответствовать среднему многолетнему годовому ходу уровня.

Значение допустимой погрешности должно быть пропорционально среднему отклонению одн от нормы.

По разности между фактическим и предвычисленным значением уровня ($H_{\phi a \kappa r} - H_{\pi p}$) определяется погрешность проверочных прогнозов

$$S = \sqrt{\sum (H_{\text{факт}} - H_{\text{пр}})^2 / (n - m)},$$
 (2.8)

где n — число членов ряда; m = 2.

Характеристикой надежности и эффективности метода прогноза является отношение S/σ , чем меньше это отношение, тем надежнее метод, чем это отношение ближе к единице, тем хуже метод прогноза по сравнению с прогнозом по норме приращения.

В табл. 2.3 приведены значения нормы приращения от месяца к месяцу (ΔH) и средних квадратических отклонений ($\sigma_{\Delta H}$), вычисленных с учетом заблаговременности, значения погрешности проверочных прогнозов (S) и отношения S/G. Из данных табл. 2.3 видно, что отношение S/G в апреле—мае близко к единице. Метод прогноза не дает выигрыша по сравнению с прогнозом по норме; в остальные месяцы метод прогноза имеет явное преимущество по сравнению с прогнозом по норме.

За допустимую погрешность прогноза среднего уровня моря принималось: 0,67 σ — для прогноза с заблаговременностью один месяц (в мае и августе); 0,8 σ — для прогнозов с заблаговременностью от 2 до 6 месяцев (июнь—ноябрь и сентябрь—февраль) и σ — для прогнозов с заблаговременностью более 6 месяцев.

| | | | Характ | геристики | эффекти | вности м | етода | | | | Tab | ituța 2.3 |
|--|---------------------------|------------------------------|----------------------------------|--|--|--------------------------------------|--|--|--|-----------------------|----------------------------|-------------------|
| Критерий | н | и | Ξ | 2 | > | IA | ΝI | IIIA | ΙX | × | IX | XII |
| ΔH σ ΔH S/σ ctrmas norpell | 0 57,7 8,77 8,77 | ₩ 8,4,0 9,4,8 9,4,8 | ه ۍ ټې ه 8 ۍ ټې 4 8 ۍ ټې | 80,95 80,95 10,00 | 50,95 20,95 | 8 0,47 4,47 | 40 40 40 40 40 40 | 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 | 2,40 2,15 8,57 | -7,60 7,60 7,60 | | 9,55 9,55 |
| Значен | ия донуст | г гимых по | - прешност | ей прогно в августе | оза, соста (знаменя | авленного Авленного Атель), ст | B Mae | - тнелите. | ль) и ут | - очненног | - Lao 1 a | suya 2.4 |
| Пункт | | = | | IV | > | IN | 11A | | XI | x | x | XII |
| ічкала ов Жилой — Шевченко -Богаз-Гол и — Маяк | 2/6 9/6 1/6 1/6 | 10/6 10/7 10/6 10/6 | 9/6 10/6 9/6 9/6 9/6 | 00000000000000000000000000000000000000 | 00000000000000000000000000000000000000 | 4044044 | 6/9 6/6 6/6 6/6 6/6 6/6 | 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 2/3 | 00000000000000000000000000000000000000 | 00809/642 | 9/6 6/2 19/7 19/7 | 9/6 9/6 9/7 |

-

8

νĒ

7/01 10/0 9/A 0/1 0 e/e * 0/0 3/3 Ω/Ω 9/6 ĥ Красноводск 115 Значения допустимых погрешностей прогноза уровня в каждом пункте, определяемых в соответствии с заблаговременностью прогноза, составляемого в мае и уточненного в августе приведены в табл. 2.4.

2.3. Метод долгосрочного прогноза знака изменения уровня Каспийского моря с заблаговременностью около двух лет

В настоящее время выделяются две основные группы методов сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря. К первой группе относятся методы, в основе которых лежит уравнение водного баланса в совокупности с различными гипотезами о поведении входящих в него членов: отсутствие корреляции между суммарным притоком и видимым испарением, представление этих составляющих водного баланса в виде односвязной марковской последовательности, линейная зависимость между объемом и площадью зеркала моря и другие.

Предел статистической предсказуемости⁴, достигаемый с помощью этой группы методов, составляет, по оценкам В. Е. Привальского [26], около 30 лет. Но в первую очередь такая высокая предсказуемость объясняется свойствами самого ряда уровня, корреляция между соседними значениями которого превышает 0,9. Действительно, при переходе к годовым приращениям, которые характеризуются практическим отсутствием внутрирядной связанности, их статистическая предсказуемость оказывается низкой при любых упреждениях [26].

Другую большую группу методов прогноза составляют так называемые климатические прогнозы, которые основаны на эмпирических связях уровня моря с различными параметрами климатической системы, а также внешними по отношению к ней факторами, такими, например, как солнечная активность. К этой группе относится и рассматриваемый ниже метод. Метод построен на учете характера атмосферной циркуляции с помощью специального индекса и обнаруженной временной задержке в колебаниях уровня Каспийского моря относительно этого индекса.

Индекс атмосферной циркуляции был получен в работе [43], где исследовался характер крупномасштабных гидрометеорологических процессов, приводящих к изменению уровня Каспийского моря. Задача стояла следующим образом: выяснить, имеются ли такие районы на полушарии, в которых значения геопотенциала поверхности 700 гПа существенно различны при подъемах и понижениях уровня моря. Значения H_{700} были выбраны потому, что корреляционные связи между гидрометеорологическими характеристиками в удаленных друг от друга районах, как показано

¹ Такое предельное упреждение прогноза, при котором его средняя квадратическая погреплность становится соизмеримой с дисперсией самого прогнозируемого процесса.

в работе [43], лучше проявляются в средней тропосфере, чем у поверхности земли. Кроме того, поскольку считается, что значение стока волжских вод (составляющих 78 % суммарного речного стока в Каспийское море) определяется главным образом количеством осадков, выпадающим в холодное время года, то для анализа были использованы осредненные за зиму значения H₇₀₀.

Задача о значимости расхождения средних значений геопотенциала для двух выборок объемом n₁ (годы подъема уровня) и n₂ (годы понижения) решалась с помощью *t*-критерия Стьюдента

$$t = |\overline{H}^{*} - \overline{H}^{*}| / \sqrt{[(n_{1} + n_{2})/(n_{1}n_{2})]} [(n_{1} - 1) S_{1}^{2} + \frac{1}{(n_{2} - 1) S_{2}^{2}/(n_{1} + n_{2} - 2)}], \qquad (2.9).$$

где \overline{H}^{\dagger} и \overline{H}^{\dagger} — соответственно выборочные средние значения геопотенциала при подъеме и понижении уровня моря; S_1 и S_2 оценки дисперсии, полученные по тем же выборкам.

В качестве исходных данных использовались поля H_{700} с 1947 по 1978 г. Значение геопотенциала в момент времени t (точнее экмой t - 1/t-го года) относилось к первой выборке, если подъем уровня от t - 1-го к t-му году (использовались средние годовые значения уровня) был больше 1 см, т. е. $\Delta L_t = (L_t - L_{t-1}) > 1$ см. Если же выполнялось условие $\Delta L_t < -1$ см, то значения геопотенциала относились ко второй выборке. Аналогичные расчеты были проделаны для различных задержек во времени ($\tau = 1, 2, 3, 4$). В зависимости от знака и значения разности ΔL_t значения геопотенциала ($H_{t-\tau}$) относились либо к одной, либо к другой выборке,

для которых затем находились средние значения \vec{H}^{\dagger} и \vec{H}^{\dagger} и рассчитывался критерий Стьюдента.

Как показали расчеты, имеются хорошо выраженные различия в характере атмосферной циркуляции в годы перед подъемом и понижением уровня моря (при $\tau = 1$). Выделяются 4 района (рис. 2.2), в которых разности $H^{\dagger} - H^{\dagger}$ значимы (при 5 %-м уровне значимости). Два из них расположены в высоких и два —

т умеренных широтах. В первых двух районах разности $\overline{H}^{\dagger} - \overline{H}^{+}$ положительны, т. е. значения геопотенциала перед подъемом уровявя здесь существенно выше, чем перед его понижением. Для двух поругих районов отмечается обратное соотношение.

Превышение положительных аномалий H_{700} над отрицательных ными в высоких широтах (севернее 50° с. ш.) и отрицательных над положительными в умеренных широтах свидетельствует о преобладании меридиональной формы циркуляции, а при обратном соотношении аномалий господствующим является западный перенос воздуха. Поэтому подъему уровня Каспийского моря предшествует ослабление зональной циркуляции на полушарии и установление меридиональной ее формы и, наоборот, перед понижеием уровня моря зональная циркуляция чаще всего усиливается. Близость выделенных районов к четырем океаническим центрам действия атмосферы свидетельствует о том, что указанные закономерности в изменении характера атмосферной циркуляции от-



Рис. 2.2. Распределение разностей средвезимних значений геопотенциала поверхности 700 гПа в годы перед подъемом и понижением уровия моря,

носятся в первую очередь к северным частям Атлантического и Тихого океанов, т. е. океанической части полушария.

При ослаблении зональной циркуляции над океанами наблюдается увеличение амплитуды планетарных волн в атмосфере, и в частности, углубление восточно-европейской климатической ложбины [37]. Циклоны, перемещающиеся по восточной периферии ложбины, приносят в бассейн Волги большое количество осадков. Сток рек в Каспийское море увеличивается, и уровень его растет. В тех случаях, когда зональная циркуляция усиливается, перемещение циклонов происходит по более северным траекториям. Над бассейном Волги устанавливается антициклоническое поле давления с малым количеством осадков, что приводит к уменьшению стока рек и понижению уровня моря. В качестве индекса циркуляции, по которому можно с определенной заблаговременностью судить об изменениях уровня Каспийского моря, естественно взять некоторую комбинацию значе-



Рис. 2.3. Временной ход индексов атмосферной циркуляции ї в сопоставлении с изменением уровня моря.

100

a — восстановленные годовые приращения уровня (1) и индекс l_1 (2); b — восстановленный уровень моря (1) и индекс l^* (2); b — фактические годовые приращения уровня (1) и индекс l_1 (2).

ний *H*₇₀₀ в выделенных районах. С помощью дискриминантного анализа был получен следующий индекс:

$$I_{\rm t} = 0.57 A_{\rm c} - 0.40 A_{\rm io} + 0.57 T_{\rm c} - 0.43 T_{\rm io}, \qquad (2.10)$$

тде А_с, А_ю, Т_с и Т_ю — нормированные на среднее квадратическое отклонение аномалии *H*₇₀₀ в выделенных районах северной и южной части Северной Атлантики (А) и в северной части Тихого океана (Т).

Временной ход индекса I_1 совместно с приращениями уровня моря представлен на рис. 2.3 *а*. Приращения уровня от t - 1-го к *t*-му году и значения геопотенциала зимой t - 1/t-го года отнесены на графиках к *t*-му году. Если оценивать оправдываемость альтернативных прогнозов по формуле $F = N^+ | N \cdot 100 |$, где N^+ — количество оправдавшихся прогнозов, N — общее число прогнозов, то оправдываемость прогноза знака приращения уровня моря по индексу I₁ составит 87 %, в то время как оправдываемость случайных прогнозов будет 51 %, а инерционных — 61 %.

Поскольку уровень Каспийского моря можно представить как своего рода низкочастотный (суммирующий) фильтр, на рис. 2.3 б дано его сопоставление с последовательной суммой индексов *I*, т. е. в каждый момент времени *t* на график наносилось значение $I^* = \sum_{1947}^{t} I$. Изменения значения I^* хорошо отражают кривую восстановленного хода уровня как в периоды его роста, с 1956 по 1971 и с 1978 по 1979 г., так и в периоды его падения, с 1948 по 1955 и с 1972 по 1977 г.

Для того, чтобы оценить полученную связь на независимом материале, после 1978 г., был построен индекс I', аналогичный I, но по данным Н 500. В связи с тем, что надежные данные по Н 500 в центре Тихого океана до 1965 г. отсутствуют, они были заменены нормированными значениями Н₇₀₀ (см. рис. 2.3 в). Хотя восстановленный и фактический ход уровня моря сильно отличаются друг от друга, изменения приращений в том и другом случае практически идентичны. Очень хорошо совпадает и поведение индексов I и I'. За последние 10 лет (1979—1988 гг.) было три погрешности в оценке фазы изменения уровня моря. В 1984 и 1985 гг. ожидалось понижение уровня, так как индекс зимой 1982/83 и 1983/84 г. был соответственно —1,22 и —1,55, однако и в 1984 и в 1985 гг. уровень продолжал повышаться, хотя темпы его роста снизились. Еще одна погрешность прогноза знака приращения уровня моря относится к 1988 г., когда наблюдался подъем уровня, несмотря на то, что индекс І' зимой 1986/87 г. был отрицательным (-0,05). Отметим, что в связи с близостью индекса к нулю степень нашей уверенности в прогнозе понижения уровня в 1988 г. была невелика.

Алгоритм составления прогноза знака уровня моря весьма прост и состоит в следующем.

1. Рассчитываются средние за зиму (декабрь--февраль) значения H_{500} . В качестве исходных данных используются поля средних месячных значений H_{500} , имеющиеся в банке данных Гидрометцентра Российской Федерации «Прогноз». Значения геопотенциала задаются в узлах регулярной сетки 5° широты $\times 10^{\circ}$ долготы.

2. Рассчитываются средние значения H₅₀₀ по четырем выделенным районам (A_c, A_ю, T_c, T_ю) (см. рис. 2.2).

3. Используя табл. 2.5, рассчитываются нормированные аномалии в четырех выделенных районах, т. е. из полученных на предыдущем шаге значений вычитаются средние многолетние и делятся на средние квадратические отклонения.

4. Подставляя полученные значения в формулу (2.10), вычисляется индекс *I*₄. Если знак индекса положительный, то прогнозируется подъем уровня моря, если отрицательный — понижение.

Таблица 2.5

| | | Pai | юя | |
|---|----------------|-----------------|----------------|----------------|
| Характеристика | A _c | A _{to} | r _c | Т _ю |
| Среднее' арифметическое Среднее квадратическое отклонение | 521,2 5,0 | 564,5 2,5 | 523,9 3,4 | 562,4 3,9 |

Рассмотрим в качестве примера прогноз уровня моря на 1978 г., когда, как известно, начался продолжающийся до настоящего времени подъем уровня. Интересно посмотреть, можно ли было еще зимой 1976/77 г. предвидеть перелом в ходе уровня. Ниже приведены значения H_{500} в узлах регулярной сетки $5 \times 10^{\circ}$ зимой 1976/77 г. в отклонениях от 500 гПа:

| | | 60° | | 40° | | 20° | | 0° | | 20° | 180° | | 160° | | 140° | | 120° | | 100° | |
|-------------|---|-----|----|-----------|----|--------------|----|----|----|--------------|------|----|--------------|----|------|----|------|---|------|-----|
| 80° | | | | | | | | | | | , | | | | | | | | | 80° |
| | | | | 22 | | | | | | | | | | | | | | | - | |
| 70° | • | 17 | | 25 | | | | | | | | | 23 | | 22 | | | | - | 70° |
| | | 17 | 24 | 28 | 29 | 30 | 30 | • | | • | | 20 | 24 | 27 | 30 | 29 | 25 | | | |
| 6 0° | | | 25 | 30 | 30 | 31 | 31 | | | | | 16 | 22 | 29 | 36 | 38 | | - | - | 60° |
| | | | | • | 32 | | | • | • | , | | | | | | | | | | |
| 50° | | | | | ٠ | | | | 48 | | | ۰. | | • | • | • | | • | | 50° |
| | | • | | | • | • | 58 | 57 | 56 | | | 41 | 49 | 56 | | | • | | | |
| 40° | ٠ | | | • | | | 69 | 67 | 65 | • | • | 56 | 61 | 67 | • | | | | • | 40° |
| | | | | | | • | 75 | 74 | | | , | 70 | 73 | 75 | • | | | | • | |
| 3 0° | · | • | • | • | • | • | • | | - | | • | • | • | - | • | • | • | • | • | 30° |
| | | 60° | | 40° | | 20° | | ٥° | | 20° | 180° | | 1 60° | | 140° | | 120° | | 100° | |

Средние значения H₅₀₀ по четырем выделенным районам (A_c, A_ю, T_c, T_ю) будут соответственно 526,7; 563,2; 526,2; 560,9. Рассчитаем нормированные значения аномалий:

 $A_c: 1, 10; A_{io}: -0.52;$ $T_c: 0.68; T_{io}: -0.38.$

Подставив эти значения в формулу (2.10), получим $I'_1 = 0.57 \times 1.10 + 0.40 \times 0.52 + 0.57 \times 0.68 + 0.43 \times 0.38 = 1.39.$ Поскольку знак индекса I'_4 положителен, то можно предполо-

жить повышение уровня моря в 1978 г.

2.4. Физико-статистические методы краткосрочных прогнозов уровня моря

2.4.1. Методы эффективных градиентов и аналитического представления полей функцией координат x, y

Один из ранних методов краткосрочного прогноза непериодических колебаний уровня, основанный на учете эффективных градиентов атмосферного давления, который до сих пор используется в практике, был разработан Т. М. Марютиным [17]. Им было построено 32 уравнения для прогноза уровня в устьевой части Северной Двины при сгонных и нагонных ветрах с заблаговременностью 6 и 12 ч. В качестве аргументов в этих уравнениях использовались эффективные градиенты давления между пунктами Цып-Наволок и Канин Нос, Соловки и Маяк Зеленогорский. Направление эффективного градиента определялось по ветру, создающему нагонную волну, распространяющуюся из Баренцева моря при положительных значениях градиента давления, и сгонную волну ---при отрицательных. При расчете сгонно-нагонных колебаний уровня учитывался уровень при полной и малой воде, предшествующий моменту составления прогноза. Следует отметить, что при синоптических ситуациях, когда эффективные градиенты непоказательны, метод Марютина приводит к существенным погрешностям.

Позже метод Марютина был усовершенствован В. П. Поповым [25], который развил этот метод применительно к любым синоптическим ситуациям и увеличил заблаговременность прогноза до 36 ч. При построении прогностических зависимостей В. П. Попов использовал не только характеристики давления, но и непосредственно ветер. Прогностические уравнения имеют вид:

для полной воды

$$H_{\rm n, B} = H'_{\rm n, B} + h_{\rm pas} + 0.5h_{\rm cyr} + h_p; \qquad (2.11)$$

для малой воды

$$H_{\mathbf{M},\mathbf{B}} = (H'_{\mathbf{M},\mathbf{B}} + \Delta H) + h_p, \qquad (2.12)$$

где $H_{\text{п. в}}$ и $H_{\text{м. в}}$ — расчетная полная и малая вода; $H'_{\text{п. в}}$ и $H'_{\text{м. в}}$ измеренная полная и малая вода; $H'_{\text{п. в}}$ — полная вода; ΔH — поправка на ветер в Воронке Белого моря; $h_{\phi as}$ и $h_{\text{сут}}$ — фазовое и суточное неравенства на моменты наступления полной воды; h_p поправка на прогностическое давление воздуха в Архангельске на момент наступления полной воды.

Метод прогноза непериодических колебаний уровня, также основанный на учете градиента давления, был разработан С. И. Кан для ряда пунктов Каспийского, Азовского, Японского, Охотского морей и Авачинской бухты. Прогностические уравнения имеют вид

$$H = \overline{H} + a \left(H_{\text{сроч}} - \Delta \overline{H} \right) + b \left(\Delta P_{\text{прогн}} - \Delta \overline{P} \right), \qquad (2.13)$$

где H — прогнозируемый уровень; $H_{\rm сроч}$ — уровень, предшествующий моменту составления прогноза; \overline{H} — скользящий средний декадный уровень за предшествующую декаду; $\Delta P_{\rm прогн}$ — градиент давления, определяемый по прогнозируемой карте погоды на 12 ч вперед; $\Delta \overline{P}$ — скользящий среднедекадный градиент давления; aи b — эмпирические коэффициенты, определяемые для каждого пункта.

Метод суточных прогнозов уровня для морей Лаптевых, Восточно-Сибнрского и Чукотского, разработанный Н. В. Мустафиным [18—22], создан путем установления региональных закономерностей изменчивости уровня и определяющих их синоптических процессов. Прогностические уравнения выведены для каждого пункта в отдельности и учитывают направленность и интенсивность атмосферной циркуляции в виде сумм градиентов давления или проекций ветра на эффективное сгонно-нагонное направление, а также отклонения уровня от его среднего значения на станциях, расположенных на пути преобладающего движения барических систем. В момент составления прогноза осуществлялось совмещение предвычисленной по уравнению кривой уровня с предшествующим его фактическим ходом.

Разработан значительный набор формул и способов прогноза уровня, рассчитанный на возможно полный учет физико-географических условий отдельных районов и индивидуальных особенностей развивающихся синоптических условий. Например, для прогноза уровня у мыса Шмидта градиенты давления вычисляются не по постоянным направлениям, как обычно, а по переменным, что позволяет учесть места наибольшего сгущения изобар.

Большинство формул основаны на учете асинхронной связи между синоптическими процессами, с одной стороны, и вызываемыми ими колебаниями уровня — с другой. Этот сдвиг во времени составляет от нескольких часов до 2—3 сут и обусловлен не только инерцией в ходе уровня, но и преобладающим движением барических систем с запада на восток (80 % всех случаев). Последнее позволяет предвычислить ход уровня в пунктах, находящихся восточнее, по метеорологическим и уровенным данным на акваториях, расположенных западнее. Достигнуты полная сбъективность метода прогноза уровня с заблаговременностью 27 ч и независимость от синоптического прогноза. Предвычисление уровня выполнено на программно-управляемых настольных ЭВМ или с помощью специальных расчетных таблиц.

Наряду с прогностическими формулами, позволяющими предвычислять уровень независимо от синоптического прогноза, разработаны уравнения, рассчитанные на полное или частичное использование последнего. Так, для бухты Тикси, мыса Шмидта и баровых участков рек Яны и Индигирки составлены уравнения для прогноза уровня с различной заблаговременностью для разных синоптических условий, что позволяет приближенно учесть траекторию и интенсивность развития барических систем. Применяется в ряд простых, но удобных способов быстрой оценки ожидаемого положения уровня при данном прогнозе ветра. Например, диатрамма, составленная Н. В. Мустафиным для одного из мелководвых районов с интенсивным судоходством (рис. 2.4).

Таким образом, в зависимости от характера исходной информации в каждом конкретном году можно предвычислять уровень по разным формулам как на основе только фактических данных, так и с полным или частичным учетом синоптического прогноза. Кратко остановимся на основных положениях применяемого в настоящее время метода.

Анализ синоптических карт и наблюдений за уровнем в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря позволил



Направление ветра

Рис. 2.4. Диаграмма для прогноза уровня при заданной скорости и направления встра.

установить, что в навигационный период 80 % барических образований, вызывающих наиболее значительные колебания уровня, перемещаются в генеральном направлении с запада на восток. Поэтому в преобладающем числе случаев сгонно-нагонная волна проходит вдоль южного побережья упомянутых районов с запада на восток. Это обстоятельство, безусловно, имеет прогностическое значение и дает возможность предсказания уровня на восточных участках по колебаниям атмосферного давления и уровня на станциях, расположенных западнее.

В большинстве случаев одно и то же барическое образование вызывает колебания уровня по всему южному побережью моря

Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, но величина колебания и время разные. Следовательно, прогностические уравнения для ряда пунктов можно вывести по одним и тем же исходным факторам, прямо или косвенно отражающим интенсивность атмосферного образования. В ходе уровня наблюдается определенное, характерное для каждого пункта, запаздывание.

Интенсивность барических систем учитывается непосредственно по градиентам атмосферного давления или по данным о ветре, а косвенно — по изменениям уровня моря на станциях, расположенных на пути их движения.

Выявлен также ряд особенностей влияния атмосферных образований и скорости ветра на ход уровня моря. Например, важное прогностическое значение имеет влияние на уровень прохождения холодного фронта через пункт наблюдений [2, 14]. При движении циклона в генеральном направлении с запада на восток время наступления максимального значения сгона практически совпадает со временем прохождения через данную станцию холодного фронта. Наступлению максимального нагона, как правило, предшествует с определенной заблаговременностью наибольшее значечение скорости регионального ветра [14]. Таким образом, полученные по прогностическим уравнениям моменты наступления максимальных значений сгона и нагона можно откорректировать с учетом синоптического прогноза, в котором должны быть указаны время прохождения холодного фронта через данный пункт и момент наступления наибольшей скорости нагонного ветра.

Нашей задачей явилось исследование непериодических колебаний уровня, поэтому из фактических значений, полученных в пунктах Усть-Оленек, бухта Тикси, мыс Кигилях и на станциях Шалаурова и Земля Бунге, исключена приливоотливная часть. На остальных участках — о-в Малышева, станция Юэдей и о-в Немков — приливоотливные колебания уровня незначительны, вследствие чего при обработке большого количества данных ими можно пренебречь.

Исключение периодической части осуществлялось в основном по формуле

$$h_n = (h_{n-3} + h_{n+3})/2, \qquad (2.14)$$

тде h_n , h_{n-3} , h_{n+3} — соответственно непериодическая часть на n-й момент времени и фактические уровни за три водных часа до и после этого момента.

При выводе прогностических уравнений определялось отклонение уровня вверх (положительный) или вниз (отрицательный) от его среднего значения.

Кратковременные сгонно-нагонные колебания уровня происходят на фоне его сезонных изменений, наиболее значительных на устьевых участках рек. Поэтому на станциях Усть-Оленек, о-в Малышева, Юэдей и о-в Немков отклонения мгновенного уровня определялись относительно среднего уровня за предыдущие 30 сут, а на морских участках — бухта Тикси, мыс Кигилях, станции Шалаурова и Земля Бунге — относительно среднего многолетнего значения.

Вывод уравнений для предсказания уровней на о-ве Малышева, в бухте Тикси и на станции Юэдей осуществлен по сумме градиентов давления ($\sum \Delta p$), вычисленных на градус меридиана (на 111 км) по линиям о-в Преображения — ст. Котельный, о-в Дунай — ст. Санникова и о-в Муостах — мыс Кигилях, а также с учетом изменений уровня в Усть Оленьке.

Формулы для прогноза уровня в проливе Дм. Лаптева получены по значениям р и сумме разностей давления между станциями Котельный — о-в Жохова, мыс Буор-Хая — Табор, бухта Тикси — Земля Бунге и мыс Кигилях — о-в Жохова, а также с учетом изменений удовня в Усть-Оленьке; принимались во внимание колебания уровня в бухте Тикси и на станции Юэдей. При расчете градиентов и разностей из данных давления на станциях, расположенных ближе к западу, алгебраически вычиталось давление на участках, находящихся на востоке. При таком способе положительным градиентам или разностям атмосферного давления соответствует нагон, отрицательным — сгон, а нулевым значениям среднее или близкое к среднему положение уровня. Объясняется это тем, что положительным градиентам, направленным с запада на восток, соответствуют ветры северных румбов, т. е. нагонные, а отрицательным градиентам, ориентированным с востока на запад — ветры южной четверти, т. е. сгонные.

Прогностические уравнения приведены в табл. 2.6, где представлена одна треть всех формул, применяющихся в практике обслуживания флота в указанных районах.

Таблица 2.6

| Район | Формулы | Заблаго- временность, ч |
|---|---|-------------------------------|
| Бухта Тикси | $H_{\rm T} = a_{\rm s} p + a_{\rm s} h_{\rm y} + \Delta h_{\rm T} - c_{\rm s}$ | 18 |
| Пролив Дм. Лаптева (ст. Шалаурова) | $H_{\rm III} = a_3 p - a_4 \Delta p_1 + a_5 \Delta p_2 + a_6 h_{\rm T} + a_6 h_{\rm T} + a_6 h_{\rm C} + \Delta h_{\rm III} - c_9$ | 15 |
| Пролив Санникова (ст. Земля Бунге) | $H_{\rm E} = n_{\rm g} p + a_{\rm g} \Delta p_{\rm g} + a_{\rm in} h_{\rm E} + a_{\rm in} h_{\rm K} + a_{\rm in} h_{\rm K} + a_{\rm in} h_{\rm H} + a_{\rm in$ | 24 |
| Перекат Дашка (о-в Малышева в устье | $H_{\rm M} = a_{13}p + a_{14}h_{\rm y} + \Delta h_{\rm M} - c_4$ | 15- |
| р. лены) Бар главного русла | $H_{\rm IO} = a_{15}p + a_{16}h_{\rm Y} + \Delta h_{\rm IO}$ | 21 |
| р. яны (ст. юэдеи) Бар средней протоки р. Индигирки (о-в Нем- ков) | $H_{\rm H} = a_{17} \Delta p_1 + a_{18} \Delta p_2 + a_{19} h_{\rm HO} + A_{\rm H} - c_5$ | 21 |

Формулы, используемые для прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря В таблице приняты следующие обозначения: $H_{\rm T}$, $H_{\rm III}$, $H_{\rm B}$ — предвычисленные отклонения непериодической части уровня от его среднего значения на станциях Тикси, Шалаурова и Земля Бунге, см; $H_{\rm IO}$, $H_{\rm H}$ — предвычисленные отклонения уровня от его среднего значения за предыдущие 30 сут на о-ве Малышева, ст. Юэдей и о-ве Немков, см;

$$\rho = k_1 \Delta_1 + k_2 \Delta_2 + k_3 \Delta_3, \qquad (2.15)$$

где Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 — разности атмосферных давлений по линиям о-в Преображения — ст. Котельный, о-в Дунай — пролив Дм. Санникова и о-в Муостах — мыс Кигилях, k_1 , k_2 , k_3 — постоянные коэффициенты,

$$\Delta p_1 = (p_1 - p_2) + (p_3 - p_4), \quad \Delta p_2 = (p_5 - p_6) + (p_7 - p_2), \quad (2.16)$$

где p_1 , p_2 , p_3 , p_4 , p_5 , p_6 , p_7 — атмосферное давление (гПа) на станциях Котельный, Жохова, Буор-Хая, Табор, Тикси, Бунге и Кигилях соответственно; h_y , h_D — отклонения непериодической части уровня от среднего уровня на предыдущие 30 сут в пунктах Усть-Оленек, и Юэдей, см; h_b , h_K , h_{III} , h_T — отклонения непериодической части уровня относительно его среднего значения на станциях Земля Бунге, Кигилях, Шалаурова и Тикси, см (h_y h_{IO} , h_b , h_K , h_{III} , h_T определяются путем алгебраического вычитания средних уровней из непериодической части фактических);

$$\Delta h_{\rm III} = l_{\rm III} - (l_1 + H_{\rm III}); \quad \Delta h_{\rm M} = l_{\rm M} - (h_1 + H_{\rm M});$$

$$\Delta h_{\rm B} = l_{\rm B} - (l_2 + H_{\rm B}); \quad \Delta h_{\rm IO} = l_{\rm IO} - (h_2 + H_{\rm IO}); \quad (2.17)$$

$$\Delta h_{\rm T} = l_{\rm T} - (l_3 + H_{\rm T}); \quad \Delta h_{\rm H} = l_{\rm H} - (h_3 + H_{\rm H}),$$

где
$$l_{\rm III}$$
, $l_{\rm 5}$, $l_{\rm T}$ — непериодические части фактических уровней в мо-
мент составления прогноза на станциях Шалаурова, Земля Бунге
и Тикси; $l_{\rm M}$, $l_{\rm IO}$, $l_{\rm H}$ — фактические уровни во время расчета прог-
ноза на о-ве Малышева, ст. Юэдей и о-в Немков; $H_{\rm III}$, $H_{\rm B}$, $H_{\rm T}$ —
средние навигационные уровни на станциях Шалаурова, Земля
Бунге и Тикси; $H_{\rm III}$, $H_{\rm F}$, $H_{\rm T}$, $H_{\rm M}$, $H_{\rm IO}$, $H_{\rm H}$ — расчетные уровни на
момент составления прогноза, вычисленные по предшествующим
всходным данным по формулам (2.12)—(2.17), принимая $\Delta h_{\rm III}$,
 $\Delta h_{\rm E}$, $\Delta h_{\rm T}$, $\Delta h_{\rm M}$, $\Delta h_{\rm H}$, $\Delta h_{\rm H}$ равными нулю; h_1 , h_2 , h_3 — средние
уровни за предыдущие 30 сут на о-ве Малышева, ст. Юэдей и
о-в Немков; a_1 ... a_{19} — постоянные коэффициенты; c_1 ... c_5 — сво-
бодные члены уравнений.

Как видно из формулы (2.17), $\Delta h_{\rm III}$, $\Delta h_{\rm B}$, $\Delta h_{\rm T}$, $\Delta h_{\rm M}$, $\Delta h_{\rm M}$, $\Delta h_{\rm O}$ и $\Delta h_{\rm H}$ являются отклонениями предвычисленных уровней от фактических на момент прогноза, по этим невязкам корректируется прогностический уровень по фактическому. Такой способ применяется постический из предположения, что погрешность предвычисления по Формулам (2.12)—(2.17) остается постоянной по знаку и значению в течение периода заблаговременности прогноза.

Предвычисление по формулам, приведенным в табл. 2.6, производится по фактическим исходным данным, которые должны поступать в распоряжение прогнозиста регулярно через каждые 3 ч.

Для всех рассматриваемых участков трассы, за исключением о-ва Малышева, выведено по несколько прогностических уравнений с различной заблаговременностью. При этом прогнозы целесообразно составлять по каждой гидрометеорологической сводке.

Хотя предсказание по формулам не требует синоптического прогноза, пренебрегать последним не следует, особенно при сложных синоптических ситуациях.

При быстром передвижении над рассматриваемыми районами циклонов с востока на запад нужно воздерживаться от составления прогнозов уровня по формулам, приведенным в табл. 2.6. Для установления надежных прогностических связей при таких циклонах в настоящее время материалов недостаточно. В подобных случаях составляется ориентировочный прогноз с учетом особенностей режима колебаний уровня и опыта прогнозиста. В частности, для района бара р. Индигирки могут быть использованы зависимости между уровнем и региональным ветром (2.16).

Средняя оправдываемость прогнозов за 1971—1989 гг. представлена в табл. 2.7.

Таблица 2.7

| Район | Оправдываемость, % |
|----------------------------------|-----------------------|
| Бухта Тикси | 90 |
| Пролив Дм. Лаптева | 93 |
| Перекат Дашка (дельта р. Лены) | 93 |
| Бар р. Яны | 94 |
| Бар р. Индигирки (1960—1962 гг.) | 93 |

Средняя оправдываемость прогнозов уровня в пунктах моря Лаптевых за 1971—1989 гг.

Методы прогноза непериодических колебаний уровня, основанные на учете эффективных градиентов давления носят локальный характер, так как для каждого пункта необходимо отыскивать свои эффективные градиенты. В работах [10, 36, 37] было показано, что вместо граднентов давления лучше использовать непосредственно поля атмосферного давления над значительными районами, предварительно представленные аналитически в виде ряда разложения по функциям координат *x*, *y*. Тогда коэффициенты ряда можно использовать в качестве аргументов при построении прогностических зависимостей. По значению и знаку коэффициентов разложения A_{ij} можно оценить интенсивность и направление воздушных потоков, что позволяет косвенно учесть изменение полей скорости течений, а также статистический эффект в колебаниях уровня. Такой подход был использован О. И. Шереметевской [36, 37] при разработке метода краткосрочного прогноза уровня для ряда пунктов Каспийского, Азовского и Балтийского морей. Для кажного выбранного пункта устанавливались зависимости вида

$$\Delta H_{\Delta t} = f(\Delta h, \sum A_{ij}). \qquad (2.18)$$

где $\Delta H_{\Delta t} = H_i - H_{t-\Delta t}$ (H_t — прогнозируемый уровень; $\bar{H}_{t-\Delta t}$ — средний декадный уровень за предшествующую декаду); Δh — разность уровней в данном пункте и в пункте, принятом за опорный; A_{ij} — коэффициенты разложения полей атмосферного давления в ряд по функциям координат $x, y; \Delta t$ — заблаговременность прогноза ($\Delta t = 6, 12, 18$ и 24 ч). При построении уравнений исключался годовой ход уровня.

Наиболее точные результаты получаются при использовании. Правнений для заблаговременностей 6 и 12 ч.

Аналогичный подход использовала В. А. Зорина [10] для протноза уровня у юго-восточного побережья Балтийского моря (порты Балтийск, Клайпеда, Пионерск и Калининград). Были построены прогностические зависимости вида

$$H_{\Delta t} = f\left(H_0, \sum_{i=0}^{5} B_i\right), \qquad (2.19)$$

где $H_{\Delta t}$ — прогнозируемый уровень с заблаговременностью Δt ; H_0 — уровень в момент составления прогноза; B_i — коэффициенты разложения полей атмосферного давления по естественным составляющим в момент составления прогноза.

На основе анализа исходных данных об уровнях и атмосферном давлении все прогностические уравнения были разбиты на три группы в зависимости от сезона года и характера колебаний уровня.

Уравнения первой группы применяются для теплого периода года с заблаговременностью 24 ч. Для порта Балтийск уравнение меет вид

$$H = 2,38 + 0,55H_0 - 0,55B_0 - 0,62B_1 + 0,31B_2 - 0,78B_3 + 0,23B_4 + 0,75B_5.$$
(2.20)

Уравнения второй группы применяются для холодного периода года с заблаговременностью 48 ч. Для порта Балтийск уравнение имеет вид

$$H = 10,25 + 064H_0 - 0,30B_0 - 0,20B_1 + 1,1B_2 + 0,14B_3 - 0,69B_4 - 0,84B_5.$$
(2.20')

Уравнения третьей группы применяются для прогноза уровня при устойчивом сгоне, который наблюдается в южной части Балчиского моря обычно на фоне общего понижения уровня всего моря.

9 Заказ № 133

1

2.4.2. Расчет и прогноз опасных подъемов уровия методом спектральной регрессии

Теоретические основы метода

Непернодические колебания уровня моря представляют собой результат взаимодействия многих составляющих, которые различаются как по своему происхождению; так и по своим характерным временным масштабам. Зависимости отдельных составляющих от вынуждающих сил на разных частотах большей частью отличаются друг от друга. Это приводит к необходимости применения спектральных методов для исследования и расчета непериодических колебаний уровня моря [5, 6, 39].

Эти методы более перспективны по сравнению с обычным регрессионным методом, так как позволяют учесть сложную внутреннюю структуру процесса и определить связь между элементами в днапазоне частот, где она максимальна. Коэффициенты уравнения определяются по спектральным характеристикам процессов и представляют собой значения действительной части передаточной функции на частотах с максимальным отношением сигнал/шум и максимальными значениями функции множественной когерентности.

Для модели множественной линейной регрессии с двумя входными процессами вида

$$y(t) = a + b_{zy} z(t) + b_{yy} v(t), \qquad (2.21)$$

где z(t) и v(t) — значения входных процессов; b_{zy} и b_{vy} — угловые коэффициенты; a — свободный член.

Значения угловых коэффициентов могут быть получены на основе соотношений:

$$b_{zy} = (1/\Delta) \left(w_{zz} v_{vv} - w_{vv} v_{zv} \right); \tag{2.22}$$

$$b_{vy} = (1/\Delta) \left(w_{zz} v_{zv} + w_{vv} v_{zz} \right), \tag{2.23}$$

где Δ представляет собой следующее выражение:

$$\Delta = v_{zz} v_{ov} - v_{zv}^2. \tag{2.24}$$

В формулах (2.22)—(2.23) величины, стоящие справа, рассчитываются с помощью выражений:

$$\sigma_{zv} = \sum_{k=0}^{m} \delta(k) C_{zv}(k) / G_{e}(k); \qquad (2.25)$$

$$w_{zz} = \sum_{k=0}^{m} \delta(k) C_{zy}(k) / G_{e}(k); \qquad (2.26)$$

$$w_{ov} = \sum_{k=0}^{m} \delta(k) C_{vy}(k) / G_{e}(k); \qquad (2.27)$$

$$v_{zz} = \sum_{k=0}^{m} \delta(k) G_{z}(k) / G_{e}(k); \qquad (2.28)$$

$$v_{vv} = \sum_{k=0}^{m} \delta(k) G_{v}(k) / G_{e}(k), \qquad (2.29)$$

где k — порядковые номера ординат функций спектральной и взаимной спектральной плотности; m — максимальный сдвиг корреляционной функции; $\delta(k)$ — функция, равная 0,5 при k = 0 и k = m. и 1 во всех остальных случаях; C_{zv} , C_{xy} , C_{vy} — действительные части функции взаимной спектральной плотности; $G_z(k)$, $G_v(k)$ спектральные плотности входных процессов; $G_e(k)$ — спектр шума.

Спектр шума определяется на основе соотношения

$$G_{s}(k) = G_{y}(k) - b_{yzv}^{2}G_{z}(k) - b_{yvz}^{2}G_{v}(k) - 2b_{yzv}b_{yvz}G_{zy}(k), \quad (2.30)$$

где G_y — спектральная плотность исследуемого процесса y(t); b_{yzz} и b_{yzz} — коэффициенты регрессии, определяемые обычным методом наименьших квадратов:

$$b_{yzv} = (\sigma_y / \sigma_z) \left[(r_{zy} - r_{oy} r_{zv}) / (1 - r_{zv}^2) \right]; \qquad (2.31)$$

$$b_{yvz} = (\sigma_y / \sigma_v) \left[(r_{vy} - r_{zy} r_{zv}) / (1 - r_{zv}^2) \right], \qquad (2.32)$$

где σ_y , σ_z , σ_v — средние квадратические отклонения процессов; r_{zy} , r_{vy} , r_{zv} — парные коэффициенты корреляции.

Свободный член уравнения определяется по формуле

$$a = \bar{y} - b_{zy}\bar{z} - b_{oy}\bar{v}, \qquad (2.33)$$

где \overline{y} , \overline{z} , \overline{v} — средние значения процессов y(t), z(t), v(t).

Для определения коэффициентов уравнения регрессии предполагается использовать длинные ряды наблюдений, включающих в себя большое количество данных о штормах и позволяющих получить надежные спектральные характеристики.

Построение моделей расчета штормовых нагонов на основе метода спектральной регрессии

Вышеизложенный метод был практически реализован для расета колебаний уровня у северного побережья Охотского моря и Анадырском заливе. Для решения задачи использованы ряды кечасных значений уровня и срочных (с дискретностью 6 ч) знаний атмосферного давления и ветра, наблюденных на гидрометтанциях Нагаево, Охотск (Охотское море), а также Угольная, надырь, Эгвекинот (Анадырский залив). Характеристика испольчемых рядов наблюдений представлена в табл. 2.8.

Для задания исходной информации можно использовать даннае о ветре, наблюденном на гидрометстанции, но надо помнить том, что ветер в определенном районе не всегда адекватно отраает реальные ветровые условия в открытой части моря.

Для построения моделей штормовых нагонов использовался рфективный ветер, представляющий собой проекцию наблюдени на станции скорости ветра на такое направление, при котором нязь между уровнем моря и ветром наиболее выражена. Эффекивный ветер определялся по формуле

$$w_i = v_i \cos(\varphi_i - g)$$
 $i = 1, 2, ..., N,$ (2.34)

| Пункт | Пернод | Дискретность рядов гидр | (∆t) и длена (N) ометеоэлементов |
|-----------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|
| | | уровень | метеоданные |
| Oxotck | 1 февраля — 31 октября 1974 г. | $\Delta t = 1 q$ $N = 6552$ | $\Delta t = 6 \text{ y}$ $N = 1097$ |
| Нагаево | 1 февраля 31 октября 1974 г | $\Delta t = 1 \mathbf{y}$ $N = 6552$ | $\Delta t = 6 \text{ y}$ $N = 1097$ |
| Угольная | 1 июля — 31 декабря 1979 г | $\Delta t = 1 \text{ y}$ $N = 4416$ | $\Delta t = 6 $ |
| Эгвекинот | 15 августа 1968 — 15 марта 1969 г. | $\Delta t = 1 \text{u}$ $N = 5112$ | $\Delta t = 6 \text{ y}$ $N = 852$ |
| Анадырь | 1 октября — 31 декабря 1965 г. | $\Delta t = 1 \text{ y}$ $N = 2208$ | $\begin{array}{c} \Delta t = 6 \\ N = 368 \end{array}$ |

Характеристика рядов наблюдений за уровнем, атмосферным давлением и ветром в пунктах северной части Охотского моря и Анадырского залива

где w_i — скорость эффективного ветра; v_i — наблюденная скорость ветра; φ_i — направление наблюденного ветра; g — эффективное направление ветра; N — число членов ряда.

Эффективное направление ветра определялось по максимальным значениям взаимокорреляционных функций уровня с ветром при различных значениях ф.

На примере ряда пунктов Охотского и Берингова морей в синоптическом диапазоне частот были получены высокие значения функции когерентности между уровнем и метеоэлементами, достигающими 0,90.

Согласно выражениям (2.22) — (2.29), для каждого пункта были рассчитаны наборы коэффициентов, характеризующие влияние вынуждающих сил на колебания уровня моря на определенной частоте. Кривые, построенные по этим значениям, представляют собой действительные части передаточных функций системы «уровень моря — давление» и «уровень моря — ветер».

В качестве коэффициентов спектральной регрессии выбирались максимумы значений передаточных функций, периоды (частоты) которых, как правило, соответствуют периодам (частотам) максимумов функций множественной когерентности. Расчетные уравнения приведены в табл. 2.9.

Они проверялись на нескольких экстремальных для каждого пункта штормовых нагонах. Для сравнения с результатами расчета использовались фактические значения штормовых подъемов уровня, в которых приливы были отфильтрованы с помощью 25часового скользящего осреднения. Ввиду того, что указанный фильтр частично занижает и значения непериодических колебаний, максимумы нагонов восстанавливались по методике Баскакова [4] с помощью следующей формулы:

$$h''_{n} = 2h'_{n} - (h'_{n-12} + h'_{n+12})/2, \qquad (2.35)$$

Таблица 2.9

Расчетные уравнения спектральной регрессии для пунктов северного побережья Охотского моря и Анадырского залива

| Пункт | Уравнение спектральной регрессни |
|-----------|----------------------------------|
| Нагаево | y = -1,07P + 1,56w + 1070 |
| Охотск | y = -0.98P + 4,04w + 991 |
| Угольная | y = -0.88P + 3,11w + 872 |
| Анадырь | y = -0.88P + 4,5w + 205 |
| Эгвекинот | y = -1,46P + 4,81 |

Примечания. 1. В Эгвекиноте одним из предикторов является не абсолютное значение наблюденного на станции атмосферного давления, а его отклонение (ΔP) относительно среднего многолетнего P = 1015 гПа. 2. В формулах значения g даны в см, P - в гПа, w - в м/с.

где h'_{n-12} и h'_{n+12} — непериодические колебания уровня, наблюденные в моменты времени t_{n-12} и t_{n+12} , равноотстоящие относительно максимума на 12 ч; h'_n — значение максимума, полученное в результате фильтрации; h''_n — восстановленное значение максимума.

Необходимо напомнить, что для определения зависимостей между колебаниями уровня и вынуждающими силами использовались фильтрованные вышеупомянутым фильтром ряды непериодических колебаний уровня моря без восстановленных максимумов. Поэтому максимумы уровней, рассчитанные по полученным уравнениям, будут несколько меньше фактических. При выполнении расчетов, а тем более прогнозов штормовых нагонов, использовать формулу (2.35) для уточнения максимумов не представляется возможным, так как не известны расчетные отметки уровня спустя 12 ч после наступления максимума. Тем не менее рассчитанные жаксимумы можно уточнить, зная среднюю продолжительность наконов, от которой зависит занижение максимума. Анализ ряда штормовых нагонов в пунктах Охотского моря и в Анадырском аливе показал, что их средняя продолжительность равна 2,5 сут; и для нагонов такой продолжительности максимум рассчитанного пагона была меньше реального на 16 %.

В связи с этим для уточнения (восстановления) полученных максимумов нагонов был вычислен корректирующий множитель α, соответствующий определенному занижению, равному 1,33.

Сравнение рассчитанных и фактических значений нагона покавало вполне удовлетворительное их согласие (табл. 2.10, рис. 2.5). На рисунке наряду с рассчитанными по уравнениям спектральной регрессии нагонами приведены результаты расчетов штормовых нагонов по уравнениям обычной множественной линейной регрессни; вндно преимущество первых. Спектральная регрессия позволяет достаточно хорошо рассчитать как весь ход нагона в целом, так и его максимумы (см. табл. 2.10). Средняя абсолютная погрещность определения максимумов для 22 случаев расчета нагонов составила 11,1 см, максимальная погрешность при этом была равна 25 см при высоте нагона 118 см (Анадырь). В связи с боль-





а — Курильск (3—5 декабря 1969 г.), б — Крильон (16—20 сентября 1972 г.), в — Корсаков (31 января — 3 февраля 1970 г.), г — Поронайск (20—25 октября 1972 г.), д — Охотск (13—16 декабря 1972 г.). І — наблюденный подъем уровня моря; 2 — подъем уровня моря, расчитанный по методу спектральной регрессии; 3 — подъем уровня моря, рассчитанный по методу множественной линейной регрессии.

шими значениями коэффициентов регрессии, отражающих доминирующую роль ветра, во многих исследуемых пунктах могут возникнуть погрешности расчетов, связанные с погрешностями в определении его скоростей и направлений.

Таблица 2.10

Пункт Пернод Максимум, см 78/68 Угольная 8-14 октября 1978 г. 91/70 22-25 октября 1978 г. 78/66 8-11 ноября 1978 г. 19—22 января 1979 г. 17—20 сентября 1979 г. 94/91 57/48 75/81 24-26 сентября 1979 г. 118/93 12-14 ноября 1965 г. Анадырь 108/120 22-25 ноября 1965 г. 72/932—6 декабря 1965 г. 17-20 ноября 1982 г. 132/11422-27 января 1969 г. 124/108 Эгвекинот 88/82 17—20 марта 1971 г. 77/91 23-28 января 1975 г. 80/64 2—6 апреля 1975 г. 83/81 18-21 ноября 1975 г. 91/7817-20 ноября 1982 г. 64/61 Нагаево 3-6 декабря 1968 г. 21-24 октября 1972 г. 62/60 65/65 17-20 апреля 1973 г. 113/103 13-16 декабря 1972 г. Охотск 17-20 апреля 1973 г. 120/100 16-20 сентября 1974 г. 65/71

Сравнение фактических (числитель) и рассчитанных (знаменатель) с помощью уравнений спектральной регрессии максимумов нагонов в Анадырском заливе и в северной части Охотского моря

Оценка этих параметров показала, что при совпадении эффективного и фактического направлений ветра погрешность в опредедении его скорости всего лишь на 2 м/с может повлечь за собой когрешность при расчете уровня (Эгвекинот) порядка 10 см. Существенные погрешности расчетов могут быть при наличии погрешностей в определении направления ветра. Так, в Анадыре и Этвекиноте при скорости ветра 20 м/с погрешность в определении направления 40° может повлечь за собой погрешность определении направления 40° может повлечь за собой погрешность определения тиательного и критического подхода к использованию информации о ветре.

Рекомендации и указания по прогнозу штормовых нагонов По уравнениям спектральной регрессии (в отмеченных районах)

1. Необходимо иметь данные об ожидаемом атмосферном давлении, скорости и направлении ветра для конкретного пункта либо близлежащего района.

2. Надо рассчитать эффективный ветер по формуле (2.34). Эф-Фективное направление ветра для каждого пункта (g) указано в тексте.

3. Ожидаемую высоту нагона следует вычислить по уравнечиям, приведенным в табл. 2.9.

c = 1

10.2

4. Реальный максимум необходимо восстановить путем умножения рассчитанного на корректирующий множитель α.

Для сравнения рассчитанного значения нагона с фактическим в целях проверки точности прогноза необходимо выделить штормовой нагон из суммарных фактических за этот период ежечасных значений уровня при помощи 25-часового скользящего осреднения. При этом максимум фактического нагона восстановить по формуле (2.35).

Чтобы получить прогноз возможного суммарного значения подъема уровня, необходимо прибавить к прогностическому значению нагона, полученному по уравнению спектральной регресски, величину прилива, ожидаемую в этот период, которую можно взять из «таблиц приливов». Необходимо помнить, что в «таблицах приливов» приливные колебания уровня даются над теоретическим нулем глубин (ТНГ). Следовательно, и высота суммарного уровня будет относительно ТНГ. Однако, зная высоту среднего уровня данного пункта на ТНГ, легко рассчитать высоту полученного суммарного уровня над средним.

2.4.3. Прогнозы уровня в категорической и вероятностной форме

Прогнозы уровня в категорической форме

Ветровые поля, формирующие непериодические колебания уровня у побережья, в основном определяются полем давления над акваторией моря и примыкающей к ней узкой частью суши. Причем конкретному явлению сгон или нагон соответствуют характерные особенности барического рельефа, в силу чего каждая точка поля давления приобретает вполне определенный вес в условиях формирования сгонно-нагонных колебаний уровня. Это обстоятельство позволяет прогнозировать уровень непосредственно по полю давления. По сравнению с применявшимися ранее эффективными градиентами поля давления имеют ряд неоспоримых преимуществ, главные из которых состоят в следующем.

1. Поля давления информативны относительно барических образований любого масштаба. Как известно, с последними связана длина разгона ветра, от которой зависят сгонно-нагонные колебания уровня на шельфе. Градиенты давления не отражают масштаб барических образований.

2. Любая траектория перемещения барических образований определяется полем давления, чего нельзя сказать об эффективных градиентах, направление которых выбирают с учетом наиболее вероятных путей перемещения барических систем.

Прогноз уровня по полю давления осуществляется по формуле

$$H_{t+\tau} = k_0 + \sum_{j=1}^{m} k_j P_{tj}, \qquad (2.36)$$

где $H_{t+\tau}$ — прогностическое значение уровня с заблаговременностью τ ; k_0 — свободный член уравнения; k_i — весовые коэффици енты точек поля давления; P_{ij} — приземное давление (в отклонениях от 1000 гПа) в исходный момент времени t; m — количество точек давления.

Весовые коэффициенты точек поля давления вычисляются следующим образом:

1) выполняется разложение поля давления по естественным ортогональным составляющим;

2) находится оптимальное уравнение регрессии (например, методом шаговой регрессии), связывающее уровень с коэффициентами разложения поля давления. На этом этапе определяется оптимальное значение т;

3) весовые коэффициенты получаются как результат умножения справа вектора-строки коэффициентов регрессии на матрицу собственных векторов разложения поля давления.

В выражении (2.36) можно использовать как фактическое, так и прогностическое поле давления. В первом случае заблаговременность прогноза уровня равна т, во втором случае заблаговременность будет больше на Дт. Причем

$$\Delta \tau = \tau_P + t_P - t, \qquad (2.37)$$

где τ_P — заблаговременность прогностического поля давления; t_P — момент времени, от которого составлен прогноз поля давления; t — момент времени, от которого составляется прогноз уровня.

Прогнозы уровня в вероятностной форме

Если прогнозы полей давления ненадежны или почему-либо не составляются, то прогнозы непериодических колебаний уровня с заблаговременностью, превышающей временной интервал приянню-следственных связей можно составлять В вероятностной форме. Вопрос о целесообразности применения на практике вероятностной или категорической формы прогнозов пока еще оставтся дискуссионным, так как, с одной стороны, потребитель привык пользоваться категорическими прогнозами (они снимают с него некоторую долю ответственности), а с другой — вероятностная форма прогноза является более информативной и более обосвованной. Так, например, если прогнозировать три наиболее важных в практическом отношении градации: сгон, нагон, около среднего, то прогноз в категорической форме, содержащий конкретное Значение уровня, указывает на одну из этих градаций, хотя вероятность ее реализации может быть относительно невелика. В противоположность категорическому прогноз в вероятностной Форме всегда содержит указание на вероятность осуществления каждой из трех градаций уровня и стратегия потребителя. опирающегося на такой прогноз, будет более гибкой и эффек-ТИВНОЙ.

Основанием для составления вероятностных прогнозов являются многообразие и сложность (малоизученность) взаимодействия анемобарических, орографических и других факторов, определяющих процесс сгонно-нагонных колебаний уровня, трудность полного их учета, и, как следствие, стохастическая или вероятностная природа самих колебаний. В спектрах непериодических колебаний уровня, построенных по относительно коротким выборкам продолжительностью в одну арктическую навигацию, можно обнаружить набор самых различных энергонесущих частот синоптического масштаба. При этом локализация пиков спектральной плотности по частоте меняется от выборки к выборке, группируясь в относительно широком диапазоне частот. Обобщенный спектр сгонно-нагонных колебаний уровня, полученный по ансамблю реализаций, непрерывно и монотонно убывает с ростом частоты, не обнаруживая существенных отличий от спектра «красного шума». При одинаковых внешних условиях проявления процесса, сгоны и нагоны для конкретного пункта имеют разное значение и продолжительность, проявляя, однако, устойчивость в смысле подчинения некоторому закону распределения вероятностей. Естественной формой прогноза такого процесса является вероятностная форма, тем более, если прогноз дается с заблаговременностью, выходящей за пределы интервала причинно-следственных связей.

Границы градаций сгон, нагон, около среднего, удобно выбрать такими, чтобы сами градации были равновероятны. В дальнейшем это позволит упростить прогностический расчет. Если уровень подчиняется нормальному закону распределения, то равновероятными градациями будут такие: около среднего — $h = \pm 0,43\sigma$, сгон — $h < -0.43\sigma$, нагон — $h > 0.43\sigma$. Все возможные значения уровня, таким образом, оказываются охвачены фиксированным множеством градаций (несовместных гипотез), которые исключают друг друга. С каждой из гипотез H_i (i = 1, 2, 3) связана условная вероятность $\Phi(x_i/H_i)$ реализации какого-либо компонента x_i многомерного дискретного вектора-предиктора $X(x_j)$, где (j = 1, ..., m). Зная состояние вектора-предиктора на текущий момент времени t, условную вероятность реализации $\Phi(H_i/x)$ конкретной градации уровня или вероятностный прогноз с заблаговременностью т можно рассчитать по формуле Байеса, которая с учетом равновероятности трех градаций упрощается и принимает вид

$$\Phi(H_i/x) = \prod_{j=1}^m \Phi(x_j/H_i) / \sum_{l=1}^3 \prod_{j=1}^m \Phi(x_j/H_i), \qquad (2.38)$$

в предположении, что компоненты многомерного вектора-предиктора независимы.

Таким образом, задача вероятностного метода прогноза уровня сводится к определению компонентов вектора-предиктора и их условных вероятностей. Например, вероятностный метод прогноза уровня в пунктах Восточно-Сибирского моря, разработанный В. И. Андрющенко [1], в качестве компонентов многомерного вектора предиктора содержит три независимых компонента: 1) календарные особенности хода уровня в навигационный период; 2) внутренние закономерности уровенных рядов (скоррелирован-

ность); 3) связь колебаний уровня с характерными особенностями приземных анемобарических полей.

Раскроем содержание используемых компонентов.

Календарные особенности выражаются через календарные вероятности реализации заданных градаций уровня. В зависимости от даты, на которую составляется прогноз, эти вероятности могут существенно различаться.

Внутренние закономерности уровенных рядов проявляются через зависимость будущего положения уровня от его исходного положения. Иными словами, вероятность реализации заданных градаций уровня в прогностический период зависит от того, какое положение занимает уровень в момент составления прогноза.

Особенности приземного анемобарического поля могут быть учтены через его весовые коэффициенты либо с помощью разностей давления на фиксированных створах, т. е. вероятность реали-

зации заданных градаций уровня зависит от значения $\sum_{j=1}^{j} k_j P_{tj}$,

либо от значения ΔP на момент прогноза.

Технологию составления вероятностного прогноза уровня поясним на конкретном примере.

Исходный уровень моря на 1 сентября 1988 г. в районе мыса Шалаурова составил 19 см (в отклонениях от навигационной нормы). Суммарная разность давления на фиксированных створах составила 53,0 гПа. Требуется составить вероятностный прогноз уровня на 4, 5, 6 сентября.

Обозначим вероятность реализации трех градаций уровня в зависимости от значения ΔP через $\Phi_{\tau}(x_1/H_i)$ (i=1, 2, 3); аналогичную вероятность в зависимости от исходного уровня — через $\Phi_{\tau}(x_2/H_i)$; календарные вероятности — через $\Phi_{\tau}(x_3/H_i)$.

Предполагается, что веречисленные условные вероятности для конкретной заблаговременности т известны заранее и имеются у прогнозиста в виде таблиц или соответствующих номограмм.

Значения условных вероятностей для данного примера сведем в табл. 2.11.

Таблица 2.11

| | | | | | т сут | | | | |
|--|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| Градация | | 3 | ` | | 4 | | | 5 | |
| | H ₁ | H ₂ | Ha | H | H ₂ | Ha | H ₁ | H ₂ | H ₃ |
| x ₁ x ₂ x ₃ | 0,76 0,21 0,18 | 0,18 0,35 0,32 | 0,06 0,44 0,50 | 0,06 0,23 0,28 | 0,26 0,38 0,29 | 0,08 0,39 0,43 | 0,69 0,25 0,28 | 0,20 0,37 0,30 | 0,11 0,38 0,42 |

Условные вероятности реализации трех градаций уровня моря у мыса Шалаурова Воспользовавшись формулой (2.38) и данными табл. 2.11, получим вероятность реализации первой градации уровня (нагон) для заблаговременности $\tau = 3$ сут.

$$\Phi_{\tau=3}(H_1/x) = (0.76 \times 0.21 \times 0.18)/(0.76 \times 0.21 \times 0.18 + 0.18)$$

 $+0,18 \times 0,35 \times 0,32 + 0,06 \times 0,44 \times 0,50 = 0,46.$

Аналогично для других градаций и заблаговременностей. Общий результат сведем в табл. 2.12.

Таблица 2.12

Прогноз вероятности реализации трех градаций уровня у мыса Шалаурова

| Градация | $\frac{H_1}{h > l^2}$ | H_2 $12 \ge \hbar \ge -12$ | $\frac{H_3}{\hbar < -12}$ | Фактический уровень, см |
|----------|-----------------------|------------------------------|---------------------------|-------------------------------|
| на 4.09 | 0,46 | 0,33 | 0,21 | 35 |
| на 5.09 | 0,50 | 0,34 | 0,16 | 20 |
| на 6.09 | 0,55 | 0,25 | 0,20 | 30 |

Сравнение прогноза с фактическими значениями уровня показывает вполне удовлетворительное качество вероятностного прогноза.

Оправдываемость вероятностных прогнозов оценивается объективно по формуле, предложенной В. И. Андрющенко:

$$Q_{\rm np} \,{}^{\rm o}/_{\rm 0} = \left(1 + \sum_{i} \Phi_{i}/d_{i}\right) Q \cdot 100 \,\%, \qquad (2.39)$$

где Q — прогностическая вероятность реализовавшейся градации; Φ_i — прогностическая вероятность остальных градаций; d_i — номер градации, считая от реализовавшейся (нулевой).

Оправдываемость вероятностного прогноза, помещенного в табл. 2.12 с учетом предложенной оценки [см. форм. (2.39)], будет выглядеть следующим образом: на 4,09—66 %, на 5,09— 71 %, на 6,09 — 74 %.

Поскольку вероятностный прогноз отражает меру неопределенности будущего состояния прогнозируемого элемента, то качество прогноза будет тем выше, чем меньше в нем неопределенности. Наибольшую неопределенность прогноз будет иметь в том случае, когда все градации окажутся равновероятными. Естественно отсчитывать эффективность вероятностного прогноза именно от этого случая, средняя оценка которого по формуле (2.39) составляет 51,8 %. Это пороговое значение. Эффективность вероятностного прогноза определяется как разность между его оправдываемостью и пороговым значением.

2.5. Численные гидродинамические методы прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня

Модели прогноза основываются на гидродинамических уравнениях движения и уравнении неразрывности. В сравнительно мелководных морях используются двухмерные гидродинамические модели, в которых рассматриваются только горизонтальные движения воды. В глубоководных морях применяются трехмерные модели, описывающие также динамику движений по вертикали.

2.5.1. Двухмерные модели прогноза штормовых нагонов

Основные уравнения мелкой воды имеют вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g \left(h + \xi\right) \left\{ \left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right) - \left[\left(h + \xi\right)/\rho\right] \left(\frac{\partial P_a}{\partial x}\right) \right\} + fv + (1/\rho) \left(\tau_x^S - \tau_x^b\right) + A_t \Delta u, \qquad (2.40)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -g \left(h + \xi\right) \left\{ \left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right) - \left[\left(h + \xi\right)/\rho\right] \left(\frac{\partial P_a}{\partial y}\right) \right\} - -fu + (1/\rho) \left(\tau_y^s - \tau_y^b\right) + A_i \Delta v; \qquad (2.41)$$

$$\partial \xi / \partial t = - \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right), \qquad (2.42)$$

где $U = \int_{-h}^{} u \, dz$; $V = \int_{-h}^{} v \, dz$; x, y, z — прямоугольные координаты;

z=0 — невозмущенная поверхность моря; z=-h(x, y) — дно моря; z=-h(x, y, t) — уровень моря; u, v — составляющие горизонтальной скорости; U, V — составляющие полного потока; τ_x^s , τ_y^s — составляющие касательного напряжения ветра; τ_x^b, τ_y^b — составляющие касательного трения на дне; P_a — атмосферное давление на уровне моря; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность воды; f — параметр Кориолиса; A_i — коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости; $\Delta = \partial_2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$.

Касательные напряжения на поверхности моря в большинстве работ полагаются пропорциональными квадрату скорости ветра с коэффициентом пропорциональности либо постоянным, либо зависящим от скорости ветра

$$\tau^{S} = C W \mid W \mid, \qquad (2.43)$$

где $C = 3,2 \cdot 10^{-2}$; W — скорость ветра на высоте стандартных наблюдений над уровнем моря (10 м), м/с.

Придонное трение наиболее часто полагается пропорциональным полному потоку воды и_р

$$\mathbf{r}^b = k \boldsymbol{u}_p, \tag{2.44}$$

где

「「「「「「」」」、「「」」、「」、「」、「」、「」、「」、

$$k = (2, 6 \cdot 10^{-3})/(h + \xi)^2 |u_p|.$$

На контуре области, который в общем случае состоит из твердой и жидкой границы, задаются граничные условия. В рамках указанной постановки задачи используется условие

$$U = V = 0.$$
 (2.45)



Рис. 2.6. Область Белого моря и примыкающих морей. 1 — расчетная сетка, 2 — метеорологическая сетка.

В тех случаях, когда не учитываются члены, описывающие горизонтальный турбулентный обмен, ставится условие

$$U\cos\varphi + V\sin\varphi = 0, \qquad (2.46)$$

где ф — угол между осью x и направлением внешней нормали к береговой черте.

Жидкая граница, как правило, помещается в глубоководных районах, где часто используют условие

$$\xi = 0.$$
 (2.47)

В начальный момент используется состояние покоя для уровня и течений

$$U = V = \xi = 0. \tag{2.48}$$

Приведенные уравнения могут быть записаны относительно осредненных по глубине скоростей течений вместо полных потоков.

Следует отметить, что двухмерные модели, основанные на численном интегрировании уравнений мелкой воды, используемые для различных морей, весьма схожи. В основном они различаются представлением исходной информации для определения касательного напряжения на поверхности моря, способом учета донного



Рис. 2.7. Область Белого моря. Точками обозначена расчетная сегка.

трения и методом конечно-разностной аппроксимации уравнений модели. Подобные модели разработаны для ряда морей.

В качестве примера приведем двухмерную модель Белого моря без учета горизонтального турбулентного обмена [31]. Область расчета включает в себя Белое, Баренцево, Норвежское и Гренландское моря (рис. 2.6, 2.7). На открытых границах полагается неизменность уровня и равенство его нулю. Глубина воды берется реальная, но ограничена верхней границей сезонного термоклина, равного 200 м.

Уравнения мелкой воды решаются численным методом по явнонеявной конечно-разностной схеме. Пространственные производные аппроксимируются центральными разностями во внутренних узлах и односторонними в граничных узлах сетки. Для сохранения вычислительной устойчивости схемы удовлетворяется соотношение пространственных и временны́х шагов критерию устойчивости Куранта. Временны́й шаг равен 20 мин. Пространственный шаг переменный в различных районах и его значение изменяется от 18,5 до 296 км.

Приводный ветер для расчета касательного трения определяется по геострофическому ветру по градиентам атмосферного давления. Для этого берутся значения атмосферного давления в уз-



Рис. 2.8. Фактический (1) и расчетный (2) уровни моря 1—3 ноября 1963 г. в пунктах Архангельск (а) и Онега (б).

лах основной сетки, которые пересчитываются с узлов метеорологической сетки (см. рис. 2.6) при помощи интерполяции с использованием поверхности второго порядка. При расчетах данные о давлении снимаются с синоптических карт. В результате расчетов получаются поля уровней Белого, Баренцева, Норвежского и Гренландского морей. На рис. 2.8 приведен пример расчета непериодических изменений уровня. Использование известных методов предвычисления приливов позволяет получить суммарные уровни моря. Для прогноза уровня в любых пунктах указанной области расчета достаточно использовать прогностические карты приземного атмосферного давления.

Первые попытки моделирования сгонно-нагонных колебаний уровня в шельфовой зоне арктического бассейна были сделаны в работах [27, 28]. Непосредственное же применение численных методов прогноза долгое время сдерживалось отсутствием прогностической информации о полях атмосферного давления в Арктике достаточной точности. Сейчас, когда в распоряжении прогнозиста имеются прогностические поля приземного давления с недельной заблаговременностью, передаваемые Росгидрометцентром, появилась возможность внедрения численных методов прогноза в практику обеспечения мореплавания и других операций на трассе Северного морского пути.

Прогнозы с использованием численной гидродинамической модели составлялись по всей акватории Северного Ледовитого океана с июля по октябрь 1987 г. с заблаговременностью до 6 сут и передавались в качестве консультативных рекомендаций в научно-оперативные группы в Арктике.

Для прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня используется двумерная модель штормовых нагонов, верифицированная для условий арктических морей [27]:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + 2\mathbf{W}_{z}\mathbf{U} = -g\,\Delta\zeta - \left[(H+\zeta)/\rho\right]\Delta P_{a} + (1/\rho)\,(\tau^{S}-\tau^{b});$$
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\operatorname{div}\left(\mathbf{U}\right), \tag{2.49}$$

где t — время; $\mathbf{U} = \int_{0}^{\infty} \mathbf{u} \, dz$ — вектор полного потока; τ^{s} , τ^{b} — ган-

H+t

генциальное трение ветра на границах раздела атмосфера—вода и вода — дно соответственно; P_a — атмосферное давление; ζ — отклонение уровня от невозмущенного состояния; H — невозмущенная глубина моря.

$$\tau^{b} = k\rho \mathbf{U} |\mathbf{U}|; \ k = k_{w}/(H+\zeta)^{2}; \ k_{w} = 2.6 \times 10^{-3}; \qquad (2.50)$$

$$\tau^{s} = C_{\alpha} \rho_{s} \mathbf{W} | \mathbf{W} |; \ C_{\alpha} = (1, 10 + 0, 04 | \mathbf{W} |) \times 10^{-s}, \qquad (2.51)$$

где W — вектор скорости приводного ветра; C_{α} — коэффициент трения; ρ_{α} — плотность воздуха.

Скорость ветра у поверхности воды определяется из геострофических соотношений с учетом поправочного переходного коэффициента C^{s} и угла отклонения ветра от направления геострофического α^{s} . В диагностических и прогностических расчетах реализован алгоритм, в котором

$$C^{S} = 0,7;$$

 $\alpha^{S} = 30^{\circ};$ при $W < 15$ м/с;
 $C^{S} = 0,8;$
 $\alpha^{S} = 20^{\circ};$ при $W \ge 15$ м/с.
(2.52)

На твердых границах области принимается условие непротекания, т. е. равенство нулю нормальной к берегу составляющей полного потока. На жидких границах океана ставится условие излучения в традиционной форме. В качестве начальных условий принимается состояние покоя.

Для решения задачи акватория Северного Ледовитого океана аппроксимируется сеткой с пространственными шагами $\Delta x = \Delta y =$ = 55 555 м. Шаг во времени определяется в соответствии с критерием Куранта—Фридрихса—Леви и при расчетах с реальными глубинами составляет 150 с.

10 Заказ № 133

いななかっていたが、いたのできたというというというという
Сеточная область покрывает всю акваторию Северного Ледовитого океана от Берингова пролива до о-ва Исландия. Это позволяет учесть при расчетах внешние нагоны, генерируемые в открытом океане движущимися барическими образованиями.

Дрейфующий лед в модели не учитывается. Во внимание принимается лишь неподвижный ледяной покров — припай. В точках сетки, занятых припаем, касательные напряжения ветра полагаются равными нулю, а коэффициент придонного трения увеличивается в 2 раза для параметризации трения о нижнюю поверхность льда.

Конечно-разностная схема, аппроксимирующая исходную систему уравнений (2.49), явная. Горизонтальные производные заменяются центральными разностными отношениями, а члены трения берутся для середины временного шага.

Исходной информацией для расчетов по модели служат последовательности полей приземного атмосферного давления и сведения о распределении припая на акватории океана. Атмосферное давление снимается с синоптических карт в узлы сетки с шагом 400 км, а затем в процессе вычислений интерполируется в узлы основной сеточной области.

Многочисленные экспериментальные расчеты сгонно-нагонных колебаний уровня показывают, что модель описывает с достаточной точностью не только общую картину формирования сгоннонагонных явлений в Северном Ледовитом океане, но и целый ряд довольно тонких локальных эффектов в различных районах арктических морей при различных синоптических ситуациях. Результаты калибровки модели показали, что для пунктов с колебанием уровня более 100 см средняя квадратическая погрешность расчета составляет 19 см, параметр качества моделирования 0,20, коэффициент корреляции между ходом рассчитанного и фактического уровня 0,93. Качество моделирования определяется в основном точностью исходной метеорологической информации. Приведенные оценки качества справедливы для случаев, когда фактические барические поля вводятся в модель с дискретностью 6 ч. Увеличение дискретности во всех случаях влечет сглаживание результатов расчетов и ухудшение качества моделирования.

Проверка расчетов в июле-октябре 1987 г. (табл. 2.13, 2.14) проводилась по данным наблюдений на 11 уровенных постах. В июле прогностические расчеты проводились раз в неделю, а с августа, по просьбе потребителей, прогнозы давались 2 раза в неделю с перекрытием. Всего за период июль-октябрь было составлено 25 прогнозов.

Анализ качества моделирования показывает, что при небольших колебаниях уровня (до 50 см), расчеты дают завышение значений колебаний уровня, а при значительных колебаниях (более 100 см) — некоторое занижение. Эффективность расчетов колебаний уровня, амплитуда которых превышала 100 см всегда оказывалась выше эффективности расчетов и прогнозов колебаний уровня малой величины. Средняя погрешность расчета колебаний

Таблица 2.13

| Градации фактических колебаний уровня, см | Коли- чество реали- заций | Среднее фактиче- ское значение колеба- инй уробня, | Среднее расчетное эначение колеба- ний уровня, | ј <u>а</u> см | см СМ | e | R |
|---|------------------------------------|--|---|--|----------|------|------|
| 0—50 | 2 | 39 | 70 | 12 12 13 16 14 | 16 | 0,96 | 0,66 |
| 51—75 | 8 | 62 | 78 | | 16 | 0,88 | 0,63 |
| 76—100 | 6 | 86 | 87 | | 16 | 0,82 | 0,68 |
| более 100 | 13 | 157 | 152 | | 20 | 0,55 | 0,84 |
| среднее | 29 | 108 | 112 | | 17 | 0,72 | 0,73 |

Статистические оценки качества диагностических расчетов

Примечание. $|\Delta|$ — средняя абсолютная ногрешность расчета; σ — среднее квадратическое отклонение; ϵ — параметр качества; R — коэффициент корреляции.

уровня с размахом более 100 см равна 16 см при диагностических расчетах и 22 см при прогнозах. Обзор результатов применения численных методов для расчетов сгонно-нагонных колебаний уровня [15] показывает, что международным стандартом при таких вычислениях может служить погрешность 20—30 см. Таким образом, полученные результаты можно признать удовлетворительными.

Оценка оправдываемости и эффективности прогнозов проводилась в соответствии с Руководством... [30]. При анализе результатов появились общая тенденция ухудшения параметров качества и уменьшение оправдываемости прогнозов в течение трех первых суток прогноза и стабилизация этих характеристик на следующие трое суток. Заслуживает внимания и то, что погрешности и оправдываемость прогнозов изменяются от месяца к месяцу. Оправдываемость прогнозов постепенно падает от июля к октябрю. Очевидно, что указанные тенденции связаны как с общим ухудшением качества метеорологических прогнозов на 4—6-е сут, так и с падением качества прогнозов барических полей в переходные сезоны.

Анализ качества прогнозов для различных арктических морей показывает, что минимальные средние абсолютные погрешности имеют место для Чукотского и Карского морей, максимальные погрешности получены для моря Лаптевых. Однако из-за сравнительно небольшой изменчивости сгонно-нагонных колебаний уровня в Карском море в исследуемый период времени, допустимая погрешность в этом районе оказалась небольшой (±20 см), в то время, как для других морей она составила (±26—27 см), в результате чего оправдываемость прогнозов для пунктов Карского моря оказалась ниже, чем для других морей.

ļ

ľ 1

Tabhuya 2.14

Оценка оправдываемости прогнозов

| | Коли- | | l cyr | 61 | cyr | ŝ | cy r | 4 | cyT | ŝ | cyT | 9 | cyt | <u> </u> | 3 cyr | - | 6 cyr |
|----------------------------|------------|----------|---------------|----|-------|----|-------------|----|-------|-----|-------|-----|-------|----------|-------|----|-------|
| Район | TOB TOB | I ≥ | Д/3 | ₹ | Д/3 | | Д/3 | ٦ | Д/3 | 131 | Д/3 | [∑] | д/3 | ⊴ * | Д/3 | ₹ | Д/3 |
| Карское море | 4 | 10 | 98/93 | 13 | 82/86 | 18 | 64/78 | 24 | 52/66 | 26 | 48/63 | 24 | 52/66 | 12 | 81/86 | 18 | 67/76 |
| Море Лаптевых | ~~ | 80 | 96/93 | 19 | 80/77 | 24 | 62/75 | 30 | 51/72 | 29 | 46/66 | 38 | 53/75 | 17 | 79/82 | 23 | 66/76 |
| Восточно-Сибирское море | 4 | <u>ب</u> | 100/97 | 13 | 86/87 | 32 | 68/77 | 25 | 61/83 | 26 | 58/75 | 30 | 55/64 | 13 | 85/87 | 20 | 72/81 |
| Чукотское море | T | ю | 100/37 | 12 | 98/80 | 16 | 80/83 | 24 | 63/76 | 22 | 63/80 | 24 | 66/78 | 11 | 93/87 | 17 | 79/83 |
| По всем районам июль | 11 | 4 | 99/95 | 10 | 94/82 | 14 | 85/76 | 15 | 76/80 | 18 | 71/60 | 15 | 85/55 | 6 | 93/84 | 13 | 85/76 |
| asrycr | II | Ś | 97/95 | 13 | 85/88 | 16 | 81/81 | 21 | 64/74 | 21 | 63/73 | 23 | 58/71 | 11 | 88/88 | 16 | 75/80 |
| сентябрь | Ξ | ß | 100/93 | 14 | 83/82 | 24 | 53/78 | 28 | 47/75 | 28 | 46/72 | 33 | 44/70 | 14 | 81/84 | 22 | 63/79 |
| октябрь | 11 | 9 | 76/86 | 17 | 72/85 | 27 | 43/72 | 32 | 42/69 | 36 | 39/62 | ļ | I | 17 | 71/85 | 24 | 59/77 |
| Навигация | 11 | Q | 3 9/95 | 14 | 83/84 | 21 | 65/77 | 25 | 54/74 | 26 | 52/69 | 27 | 55/69 | 13 | 83/86 | 20 | 69/78 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. (Д)— средняя абсолютиая погрениюсть, см; Д— оправдываемость по допуску, %; З— оправдываемость по знаку, %.

.

Таким образом, с точки зрения оправдываемости, нанболее эффективными оказываются прогнозы колебания уровня морей Восточной Арктики: Восточно-Сибирское, Чукотское, где оправдываемость прогнозов по допуску и знаку равна соответственно 85—93 и 87 % — для 3-суточных прогнозов и 72—81 и 81—83 % — для 6-суточных. Оправдываемость 3-суточных прогнозов для Карского моря и моря Лаптевых соответственно по допуску и знаку составила 79—81 и 82—86 %.

Средняя оправдываемость всех прогнозов с заблаговременностью до 6 сут составила 69 % по допуску и 78 % по знаку. Эффективность прогнозов при этом равна соответственно 11 и 28 %. Таким образом, в соответствии с требованиями Наставления практическое применение численного метода прогноза является целесообразным. Однако, если рассматривать эффективность прогнозов дифференцированно, то придется отметить, что при оценке подопуску эффективность прогнозов оказывается ниже требуемой на 3-и сут для Карского моря и моря Лаптевых, а также для прогнозов, составленных в сентябре-октябре. В то же время эффективность прогнозов при оценке по знаку остается стабильной и достаточно высокой как для всех морей, так и для всех сезонов. Даже на 6 сут для прогнозов она составляет для различных арктических морей от 14 до 28 %. Таким образом, численные прогнозы колебаний уровня на 4-е сут, достаточно надежно отражающие положения уровня относительно его среднего стояния и тенденции его изменений, могут использоваться в качестве фоновых прогнозов. Оценка оправдываемости и эффективности прогнозов на первые З сут позволяют применять эти прогнозы непосредственно при обеспечении судоходства и других работ на шельфе арктических морей.

Дальнейшие работы по совершенствованию численных методов прогнозов колебаний уровня арктических морей предусматривают совершенствование модели с точки зрения более полного учета ледяного покрова. Моделирование непериодических колебаний уровня под действием анемобарических сил с учетом дрейфа и перераспределения льда дает возможность составлять комплексные ледовые гидрологические прогнозы по трассе Северного морского пути.

В связи с этим рассмотрим модель совместной динамики льда и воды, включающую в себя нелинейную двухмерную модель для воды:

$$d\mathbf{u}/dt + 2\mathbf{w}_{z}\mathbf{u} = -g\,\nabla\zeta - (1/\rho)\,(\Delta P_{a}) + A\nabla^{2}\mathbf{u} + [1/\rho\,(H+\zeta)]\,(\tau^{S} - \tau^{b});$$
(2.53)

$$\partial \zeta / \partial t = -\operatorname{div} (H_1 \mathbf{u}); \quad H_1 = H + \zeta.$$
 (2.54)

Соответствующую систему уравнений запишем для динамики ледяного покрова

$$d\mathbf{u}_{l}/dt + 2\mathbf{w}_{z}\mathbf{u}_{i} = -g\nabla\zeta + (1/\tilde{\rho})(\boldsymbol{\tau}^{\boldsymbol{w}_{l}} - \boldsymbol{\tau}^{i}) + F; \qquad (2.55)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\operatorname{div}\left(S\boldsymbol{\mathfrak{u}}_{i}\right),\tag{2.56}$$

где A — коэффициент горизонтального турбулентного трения для воды; и и u_i — средний по вертикали вектор скорости течения и вектор дрейфа льда соответственно; $\rho = \rho_n h_n S$ (ρ_n — плотность; S — сплоченность; h_n — толщина льда); F — силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

$$\boldsymbol{\tau}^{S} = \boldsymbol{\tau}^{w_{l}} (1 - S) + \boldsymbol{\tau}^{i} S; \quad \boldsymbol{\tau}^{i} = k_{i} (\mathbf{u}_{i} - \mathbf{u}) | \mathbf{u}_{i} - \mathbf{u} |; \qquad (2.57)$$

$$\mathbf{\tau}^b = k_\omega \mathbf{u} \,|\, \mathbf{u} \,|, \tag{2.58}$$

где k_i и k_w — коэффициенты трения на границах раздела лед-вода н вода-дно соответственно.

На твердых границах области принимается условие прилипа-

$$\mathbf{u}|_{g_1} = 0, \quad \mathbf{u}_{\ell}|_{g_1} = 0. \tag{2.59}$$

На жидкой границе для воды принимается условие излучения, а для дрейфа льда — условие свободного протекания, т. е.

$$\partial \mathbf{u}_i / \partial n |_{\mathcal{O}_s} = 0. \tag{2.60}$$

В качестве начальных условий для воды и льда принимается состояние покоя, а функция сплоченности считается заданной.

Для включения в модель сил внутреннего взаимодействия использовано приближение в форме, приведенной в работе [41], при этом

$$F_x = \eta \nabla^2 u_i + (\lambda \partial / \partial x) \operatorname{div} \mathbf{u}_i - \partial P / \partial x; \qquad (2.61)$$

$$F_y = \eta \nabla^2 v_i + (\lambda \partial/\partial y) \operatorname{div} \mathbf{u}_i - \partial P/\partial y; \qquad (2.62)$$

$$p = -k_p \operatorname{div} u_i \quad \operatorname{при} \operatorname{div} \mathbf{u}_i < 0; \tag{2.63}$$

$$p = 0$$
 при div $\mathbf{u}_i \ge 0$, (2.64)

где λ и η соответственно коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости.

В общем виде, в соответствии с данными работы [41], где представлены расчеты дрейфа льда в Арктическом бассейне и в море Уэдделла, можно принять, что $\eta = \lambda$, $k_p \approx 10$. Задача расчета колебаний уровня и дрейфа льда реализована для акватории Северного Ледовитого океана с пространственным шагом сеточной области 1° меридиана. Основные параметры модели, принятые в процессе численных экспериментов, имели следующие значения: $k_i = 5,5 \cdot 10^{-3}$; $k_w = 2,6 \cdot 10^{-3}$; $A = 10^{10}$ см²/с; $S_{1:=0} = 0,88$; $\Delta t = 300$ с.

Калибровка модели проводилась по материалам наблюдений за колебаниями уровня в 1979 г., когда на акватории Арктического бассейна дрейфовало около 20 автоматических буев. Таким образом, имелась возможность сравнения результатов моделирования не только колебаний уровня, но и движения льда с данными наблюдений. Оценки расчета направления и скорости дрейфа льда показали, что векторы рассчитанных скоростей дрейфа не отклонялись от фактических более чем на 45°, среднее абсолютное отклонение вектора рассчитанного дрейфа от фактического по-17 буям составило 16°, а средняя относительная погрешность скорости дрейфа (отношение разности фактической и рассчитанной скорости к фактической) составила 24 %. Нужно отметить, чтов данном варианте модели не производился учет постоянных термохалинных течений в Северном Ледовитом океане, которые, например, в проливе Фрама, по данным расчета на модели А. С. Саркисяна, могут достичь 10 см/с. Полученные результаты дают основание использовать предложенную модель для обеспечения навигации.

2.5.2. Трехмерные модели прогноза штормовых нагонов

Трехмерные модели основаны на уравнениях движения для горизонтальных скоростей и проинтегрированном по вертикали уравнении неразрывности

$$\partial u/\partial t = -g \partial \xi/\partial x + fv + (\partial/\partial z) (A_z \partial u/\partial z);$$
 (2.65)

$$\partial v/\partial t = -g\partial \xi/\partial y - fu + (\partial/\partial z) (A_z \partial v/\partial z);$$
 (2.66)

$$\partial \zeta / \partial t = -\left[\left(\partial / \partial x \right) \int_{0}^{h} u \, dz + \left(\partial / \partial y \right) \int_{0}^{h} v \, dz \right]. \tag{2.67}$$

Здесь A_z — коэффициент вертикального турбулентного обмена. Остальные обозначения прежние.

На поверхности задаются компоненты касательного напряжения ветра

$$-\left[A_z\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)\right]_0 = \tau_x^S; \tag{2.68}$$

$$-\left[A_{z}\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)\right]_{0}=\tau_{y}^{S}.$$
(2.69)

Трение на дне полагается пропорциональным придонной скорости, что приводит к условию

$$[A_z(\partial u/\partial z)]_n + ku_n = 0; \qquad (2.70)$$

$$A_z \partial v / \partial z + k v_h = 0. \tag{2.71}$$

Здесь K = 0.2 см/с.

Горизонтальные компоненты скорости ищутся в виде рядов по собственным функциям задачи

$$(\partial/\partial z) \left[A_z \gamma'(z) \right] = -\lambda_r \gamma_r(z) \tag{2.72}$$

с граничными условиями

$$\mathbf{y}_{c}^{\prime}(0) = 0;$$
 (2.73)

$$A_h \gamma_r(h) = -K \gamma_r(h) \tag{2.74}$$

и условием нормировки

$$\gamma_r(0) = 1.$$
 (2.75)

В этом случае система уравнений (2.65)—(2.67) сводится к последовательности двухмерных систем:

$$\partial u_r/\partial t = -ga_r\left(\partial_{\xi}/\partial x\right) + \tau_x^{S}/\rho h - \lambda_r u_r + fv_r; \qquad (2.76)$$

$$\partial v_r / \partial t = -g a_r \left(\partial \xi / \partial y \right) + \tau_y^S / \rho h - \lambda_r v_r - f u_r; \qquad (2.77)$$

$$\partial_{\xi}/\partial t = -\sum_{r=1}^{m} \left\{ (\partial/\partial x) \left(ha_r \varphi_r u_r \right) + (\partial/\partial y) \left(ha_r \varphi_r v_r \right) \right\}.$$
(2.78)

Для случая, когда коэффициент вертикальной турбулентной вязкости A_z постоянен по глубине

$$\gamma_r = \cos\left(\alpha_r \cdot z/h\right); \quad a_r = \sin\alpha_r/\alpha_r; \tag{2.79}$$

$$\varphi_r = 2/(1 + a_r \cos \alpha_r), \quad \lambda = A_2 \alpha^2/h^2,$$

скорость течения определяется по формулам:

$$u = \sum_{r=1}^{M} \varphi_r u_r \gamma_r(z); \quad v = \sum_{r=1}^{M} \varphi_r v_r \gamma_r(z).$$
(2.80)

При расчетах принято M = 3.

С использованием бокс-метода, где область расчета разбивается на ряд элементарных поверхностей, представленные уравнения сводятся к задаче, в которой используются члены уравнений, осредненные по поверхности боксов.

Примером использования этой модели служит гидродинамическая модель штормовых нагонов Балтийского моря [31]. Область расчета (рис. 2.9) занимает всю акваторию Балтийского моря и включает в себя Трансбалтику, Финский, Рижский и Ботнический заливы. Рассматриваемая область имеет произвольный рельеф дна. Вся область разбита на 370 боксов. Размеры боксов переменные в различных районах моря: в Невской губе выбраны наименьшие размеры $2,5 \times 2,5$ км, в Ботническом заливе наибольшие размеры: 74×74 км.

Для определения полей атмосферного давления используются 64 пункта, которые затем пересчитываются на 370 узлов расчетной сетки. Поля давления представляются с 3-часовым интервалом времени. Они используются для определения касательного напряжения трения на поверхности моря.

В качестве примера на рис. 2.10 приведены результаты расчета уровня в пунктах С.-Петербург, Гогланд, Нарва, Таллинн и Скулте 15—18 ноября 1974 г. Для прогноза уровня должны быть использованы прогностические карты приземного атмосферного давления над Балтийским морем.

Нагонные наводнения в вершине Финского залива обусловлены сочетанием трех основных факторов: сильных ветров западных направлений, длинной прогрессивной волны, возникающей в Балтийском море при прохождении интенсивных циклонов и при сейшах. Исследования показали, что наиболее сильные наводнения обусловлены вторжением в Невскую губу длинных волн. При этом показано (Н. И. Бельский, 1954), что высота волны при прохождении ее от Таллинна до Санкт-Петербурга (5—7 ч) увеличивается в среднем на 2,5 м. Эта закономерность была положена в основу прогноза высоты подъема воды в Санкт-Петербурге. Прогностическая формула имеет вид

$$H_{\rm CII6} = 2,5H_{\rm T} + \Delta H, \qquad (2.81)$$





Точками обозначены пункты, в которых снимаются данные атмосферного давления с синоптических карг.

где $H_{\rm CH6}$ — уровень в Санкт-Петербурге, $H_{\rm T}$ — уровень в Таллинне, ΔH — повышение уровня за счет действия ветра и сейш в Финском заливе.

Позднее [5] была создана гидродинамическая модель прогноза и расчета невских наводнений, в основу которой были положены уравнения мелкой воды вида (2.40)—(2.42). Неизвестной функцией в этой задаче является проинтегрированная по вертикали скорость, т. е.





а — С.-Петербург, *б* — Гогланд, *в* — Нарав, *з* — Таллинн, *д* — Скулте.

$$u(x, y, t) = \int_{h}^{b} u(x, y, z) dz, \qquad (2.82)$$

где h = h(x, y) — глубина моря, $\xi = \xi(x, y, t)$ — возвышение уровня воды над положением равновесия. В качестве исходных данных при составлении прогноза используются скорость течения и возвышение уровня к моменту составления прогноза, прогностические поля ветра и атмосферного давления, морфометрические данные бассейна.

2.6. Прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня в неисследованных морях Арктики

2.6.1. Тяпязация процессов

В отечественной практике для разработки методов прогноза широко применяются различные способы классификации гидрометеорологических процессов. Для прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня обычно используются либо показатели полей приземного атмосферного давления, либо показатели высотного барического поля.

В связи с этим Е. Н. Урановым в работе [35] сделана попытка классифицировать атмосферные процессы, происходящие в западной части Арктического бассейна, на основании комплексного использования трех взаимосвязанных синоптических полей (приземного атмосферного давления, температуры воздуха у поверхности земли, поля высот поверхности 500 гПа). Такой подход позволяет косвенно учесть процессы циклогенеза, изменчивости траекторий барических образований, влияние температуры на формирование полей приземного ветра.

Для классификации использовались методы факторного и кластерного анализа. Е. Н. Уранов с помощью этих методов разделил синоптические ситуации на группы однородных процессов. Анализ выделенных групп позволил для безледоставного периода с августа по октябрь выделить шесть типов основных процессов, ответственных за определённые типы колебаний уровня в Карском море. На рис. 2.11 представлены типовые нагонные колебания уровня на станции мыс Сопочная Карга, а на рис. 2.12 указана типовая синоптическая ситуация, вызывающая максимальные нагонные возмущения уровня.

2.6.2. Моделирование процессов

Для моделирования основных типов сгонно-нагонных колебаний уровня по данным наблюдений за уровнем и синоптическим картам с 1965 по 1975 г. для каждого типа отобрано от пяти до восьми характерных реальных ситуаций. Далее расчет для каждого типа проводился на двумерной модели [27]. В качестве граничных условий на жидком контуре моря использовались данные наблюдений за уровнем моря на станциях мыс Желания, о-в Исаченко, мыс Челюскин, мыс Болванский Нос, которые интерполировались в узлы жидкой границы области на каждом расчетном временном шаге.



Статистические оценки качества расчетов представлены в табл. 2.15. Анализ результатов моделирования показывает, что модель вполне удовлетворительно описывает изучаемое явление. Сравнение данных наблюдений с результатами моделирования проводилось в 20 точках, расположенных на побережье и островах Карского моря. Средняя квадратическая погрешность расчетов для станций с размахом колебаний уровня более 100 см составила 18,9 см, а для пунктов с размахом колебаний менее 50 см она соответственно равна 9,4 см.

Совместный корреляционный анализ колебаний уровня во всех исследуемых точках моря позволил разделить акваторию на участки по принципу однородной реакции свободной поверхности на внешнее воздействие ветра. Для нагонных 1—H, 2—H и 3—H и

「「「ないない」」というないで、「ない」」というというという」というというという

Таблица 2.15

| | - | | | | | |
|------------------------|-------------------------|------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----------------------|
| Дата | H | Р | ۱ <u>م</u> ۱ | σ | e | R |
| | Проце | ссы типа | 3-H | | | |
| 8-11 сентября 1967 г. | $\frac{113}{31}$ | $\frac{104}{66}$ | $\frac{10,0}{4,3}$ | <u>15,0</u> 5,6 | $\frac{0,17}{0,40}$ | $\frac{0,94}{0,82}$ |
| 8—11 октября 1967 г. | 102 | $\frac{120}{56}$ | $\frac{18,0}{11,2}$ | $\frac{23,0}{13,8}$ | 0,36 | $\frac{0,93}{0,79}$ |
| 9—12 сентября 1971 г. | $-\frac{140}{48}$ | <u>-148</u> | <u>20,0</u> 8,9 | 25,0 11,3 | 0,29 0,50 | $\frac{0,92}{0,82}$ |
| | Проце | есы типа | 3-C | | | |
| 26—29 сентября 1965 г. | $\frac{121}{51}$ | <u>133</u> 55 | <u>14,0</u> 6,9 | <u>17,5</u> 9,0 | $\frac{0,28}{0,44}$ | 0,9 <u>1</u> 0,81 |
| 11—14 сентября 1969 г. | <u>100</u> 44 | <u>99</u> 43 | 15,0 5,5 | <u>18,0</u> 8,0 | $\frac{0,30}{0,37}$ | 0,93 |
| 27—30 октября 1975 г. | <u>111</u> <u>46</u> | <u>120</u> 50 | <u>16,0</u> 6,0 | <u>20,1</u> 8,7 | 0,38 | 0,90 |
| | 1 | J |] | |] |] |

Статистические характеристики качества моделирования

Примечання. 1. *H*, *P* — средние фактическое и расчетное значения колебаний уровня, см; $|\overline{\Delta}|$ — средняя абсолютная погрешность, см; σ — средняя квадратическая погрешность, см; ε — параметр качества расчета; *R* — коэффициент корреляции между расчетным и фактическим ходом уровня.

2. В числителе — данные для станции мыс Сопочная Карга, в знаменателе — для других пунктов.

сгонных 1—С, 2—С, 3—С типов процессов эти районы оказались неизменными. Это обусловлено тем, что типы процессов отличаются друг от друга по интенсивности (внутри нагонных или сгонных типов) или по знаку (отличие нагонного от сгонного).

Анализ результатов районирования показывает, что преобладающую роль в формировании локальных особенностей колебаний уровня Карского моря играет рельеф дна и конфигурация береговой черты. Проведенное разграничение акватории моря соответствует данным работы Е. Н. Дворкина и др. [9], где районирование Карского моря осуществлено на основании статистического анализа отклонений средних месячных от средних годовых и средних многолетних значений уровня на полярных станциях. Соответствие данных результатам работы [9] свидетельствует, с одной стороны, о преобладании сгонно-нагонной составляющей колебаний уровня в суммарных колебаниях уровня Карского моря, а с другой — о достоверности результатов, полученных путем математического моделирования.

2.6.3. Построение и проверка прогностических уравнений

Проведенная классификация кратковременных локальных возмущений уровня и успешное моделирование выделенных типовых процессов дают возможность связать расчетный уровень в ранее неизученных районах с данными наблюдений на полярных стан-





циях и построить уравнения связи для использования их в оперативной работе.

На рис. 2.13 показан алгоритм формирования уравнений регрессии. Результаты первых двух этапов реализации алгоритма для Карского моря обсуждались выше. Рассмотрим более подробно дальнейший ход расчетов. После анализа соответствия расчетных данных результатам наблюдений (переход к следующему блоку возможен лишь при удовлетворительных оценках качества моделирования) для каждого типа производится расчет авто- и взаимнокорреляционных функций отклонений уровня от невозмущенного состояния между всеми точками.

Параллельно ведется расчет этих функций для пунктов наблюдений по результатам фактических исследований, а затем осуществляется сравнение вида функций, полученных по расчетным данным и путем анализа данных наблюдений. При удовлетворительных оцеиках проводится выборка экстремальных значений функций и соответствующих временных сдвигов, характеризующих время запаздывания (опережения) в ходе уровня. Восстановление значений уровня в нужной точке моря ведется по данным о колебаниях уровня на станциях того однородного района, к которому точка принадлежит, с помощью уравнения связи типа (2.81). В качестве предикторов используются данные только тех станций, где ведутся постоянные наблюдения.

Задав уровень значимости авто- и взаимнокорреляционных функций, например равным 0,60, для каждой точки моря по экстремумам функций можно найти ряд пунктов-предикторов с заданным опережением в ходе уровня равным, например, 12 ч. Все значения функций с экстремумами менее 0,60 и сдвигами менее 12 ч не считаются. Если необходимое число пунктов-предикторов не найдено (например 5), то подбирается возможное число таких пунктов. Если предикторы вообще не найдены, то соответствующее сообщение выдается ЭВМ на печать. Далее формируется система линейных уравнений для нахождения неизвестных коэффициентов и свободного члена зависимости типа (2.81). Вычисление коэффициентов производится методом наименьших квадратов. Весь процесс расчета автоматизирован.

Глава 3. МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА Статистических характеристик ветрового волнения

3.1. Общие положения

Практическая деятельность человека в открытых водах Мирового океана и вдоль его побережий в значительной степени зависит от погоды и состояния поверхности океана, особенно от условий волнения, которые часто являются решающим фактором, приводящим к ограничению или полному прекращению работ в море. В связи с этим надежная информация о фактических и ожидаемых условиях волнения приобретает большое практическое значение, так как она позволяет выбрать наиболее благоприятные пути плавания и рационально спланировать сроки и место проведения тех или иных морских операций и тем самым обеспечить не только безопасность работ в море, но и повысить их экономическую эф-фективность.

С этой целью разрабатываются практические методы прогнозов ветрового волнения и зыби в океанах и морях. Есть два пути решения этой проблемы. Первый путь — это реализация оптимизированных с учетом точности и полноты исходных данных математических моделей волнения как спектральных, так и неспектральных с помощью ЭВМ. Второй путь — разработка эмпирических формул и практических рекомендаций по прогнозу ветра и волн в различных условиях волнообразования, в том числе в областях тропических циклонов и атмосферных фронтов.

3.2. Основные соотношения классической теории волнового движения

В основе современного описания волнового движения, включая и ветровое волнение, лежит концепция простой гармонической прогрессивной волны (рис. 3.1). Профиль такой волны изменяется во времени по закону

$$\eta = h/2 \left[\cos 2\pi \left(x/L - t/T \right) \right], \tag{3.1}$$

где η — смещение уровня поверхности моря относительно его среднего положения; h — высота волны, представляющая собой удвоенную высоту волнового колебания волны a, L — длина волны, представляющая горизонтальное расстояние между фиксированными точками двух последовательных гребней (или подошв) волны); T — период волны, представляющий время прохождения двух последовательных гребней (или подошв) через фиксированную точку; x — координата, вдоль которой распространяется волна; t — время.

Для всех типов периодических прогрессивных волн можно записать

$$C = L/T, \tag{3.2}$$

где С — скорость, с которой фиксированная фаза волны, например, ее гребень или подошва перемещается в единицу времени.



Рис. 3.1. Гармоническая прогрессивная волна.

По этой причине часто употребляется термин «фазовая скорость». Целесообразно также ввести понятие волнового числа k и круговой частоты ω, определяемые как

$$k = 2\pi/L; \tag{3.3}$$

$$\omega = 2\pi/T. \tag{3.4}$$

С учетом k и ю формулу (3.1) можно записать в виде

$$\eta = h/2 \left[\cos \left(\omega t - kx \right) \right]. \tag{3.5}$$

В табл. 3.1 приведены основные характеристики периодической прогрессивной волны (в линейном приближении) для трех ситуаций: для глубокой воды, когда H/L > 0.5 (H -глубина моря), для мелководья (H/L < 0.05) и для промежуточных условий (0.5 > H/L > 0.05).

Термины «глубокая вода» и «мелководье» имеют относительное значение и зависят от соотношения глубины моря и длины волны H/L. Например, термин «глубокая вода» будет справедлив во всех случаях, когда H/L > 0.5.

Фазовая скорость волны в жидкой среде с глубиной H, движущейся с постоянной скоростью V_0 в общем виде записывается

$$C = U_0 \pm \sqrt{[gL/2\pi] \tanh \left(2\pi H/L\right)}.$$
(3.6)

Для случая глубокой воды (H > 0.5L) множитель tanh $(2\pi H/L) \approx 1$. Тогда формула (3.6) принимает вид

11 Заказ № 133

| | <u>لا الم</u> | | للمراكد الالتكالي والمراجع المراجع | فتكفن والكاف فالتقام والمتعالية والمتكر فتشفط وشكانا وتزار والترائي |
|--|---------------|--|------------------------------------|---|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |

ĺ

Таблица 3.1

Характеристики периодической прогрессивной волны

162

| | Глубокая вода | Промежуточная глубина | Мелководъе |
|--|--|--|--|
| Характеристика волны | H L>0,5 | 0,05 < H/L < 0,5 | H/L < 0.05 |
| Скорость волны | $C = \frac{gT}{2\pi} = \frac{g}{k}$ | $c = rac{gT}{2\pi} 	an h rac{2\pi H}{L}$ | $G = \sqrt{gH}$ |
| Дляна волям | $L = -\frac{gT^2}{2n}$ | l | l |
| Дисперсионное соотношение | ω ² — gk | $\omega^2 = gk \tan \ln kH$ | $\omega^2 = k^2 g H$ |
| Групповая ско- рость | $U_{ m rp} = rac{C}{2} = rac{gT}{4\pi}$ | $U_{\rm rp} = \frac{C}{2} \left[1 + \frac{2kH}{\sin h \ 2kH} \right]$ | $U_{\rm rp} = \sqrt{gH}$ |
| Потенциальная функция | $\Phi = -\frac{\hbar}{2} \frac{w}{k} t^{kz} \cos(\omega t - kx)$ | $\Phi = -\frac{\hbar}{2} \frac{\omega}{k} \frac{\cos k \left(H+z\right)}{\sin \ln kH} \cos \left(\omega t - kx\right)$ | $\Phi = -\frac{h}{2} \frac{gT}{2\pi} \cos\left(\omega t - hx\right)$ |
| Энергия на еди- вкиу длины волны и единицу длины гребня | $E = \frac{1}{2} \log L\left(\frac{\hbar}{2}\right)^2$ | $E = -\frac{1}{2} ho g L \left(\frac{h}{2} \right)^2$ | $E = \frac{1}{2} \rho g L \left(\frac{\hbar}{2} \right)^2$ |
| Средний поток энергии на еди- ницу длины гребня | $rac{1}{4}$ og $\left(rac{h}{2} ight)^2 rac{gT}{2\pi}$ | $\frac{1}{4} \operatorname{pg}\left(\frac{\hbar}{2}\right)^2 C + \left[1 + \frac{2kH}{\sin \ln 2kH}\right]$ | $rac{1}{2} ho g\left(rac{\hbar}{2} ight)^2\sqrt{gH}$ |
| | | | |

- -

$$C = U_0 \pm \sqrt{gL/(2\pi)}.$$
(3.7)

Формула (3.7) известна как формула Стокса для воли на глубокой воде. При $V_0 = 0$ формула (3.7) принимает вид

$$C^2 = gL/(2\pi).$$
 (3.8)

Поскольку C = L/T, то $L = gT^2/(2\pi)$. Учитывая, что $g = 9,81 \text{ м}^2/\text{с}$ и $\pi = 3,14$,

$$L \simeq 1,56T^2.$$
 (3.9)

Для случая мелководья (H > L/200) tanh $2\pi H/L \sim 2\pi H/L$. Поэтому формула (3.6) принимает вид

$$C = U_0 \pm \sqrt{gH}. \tag{3.10}$$

При $V_0 = 0$ $C = \sqrt{gH}$. Это хорошо известная формула Эри для гравитационных волн на мелководье.

Важной динамической характеристикой волны является ее энергия. Энергия волны складывается из двух равных частей: кинетической энергии, определяемой по движению частиц воды в горизонтальной плоскости, и потенциальной, определяемой работой, совершаемой при периодическом смещении центра тяжести вертикального столба воды. Для прогрессивной волны вида (3.5) потенциальная энергия на единицу длины волны выражается интегралом

$$E_{p} = (\rho_{w}g)/(2L) \int_{0}^{L} \eta^{2} dx. \qquad (3.11)$$

Если вместо у подставим выражение (3.5), то получим

$$E_p = (1/4) \,(\rho_w g a^2). \tag{3.12}$$

Средняя кинетическая энергия на единицу поверхности моря и на единицу длины волны записывается в виде

$$E_{h} = \rho_{w}/(2L) \int_{0}^{L} \int_{-h}^{h} (u^{2} + w^{2}) dr dz, \qquad (3.13)$$

где u и w — горизонтальная и вертикальная компоненты скорости, h — невозмущенная поверхность моря.

Если принять, что профиль волны имеет синусоидальную форму, и предположить, что движение невращательное, а жидкость несжимаема, то можно получить выражения для *и* и *w*, вклю-

教育となるとうないである。 こうしょう ちょうちょうかい うちょう

ショー しょうけん 御御書 たいしょうしょう

чающие в себя функции гиперболического синуса и косинуса. Подставляя их в формулу (3.11) и упрощая, получаем

$$E_k = (1/4) \, (\rho_w g a^2). \tag{3.14}$$

Учитывая, что h = 2a, полная энергия, приходящаяся на единицу длины волны, равна

$$E := E_{\rho} + E_{k} = (1/8) \left(\rho_{w} g h^{2} \right), \qquad (3.15)$$

где ρ_w — плотность воды.

Из теории вытекает, что энергия волны на глубокой воде переносится со скоростью, равной половине фазовой скорости волны

$$V_E = C/2 = (gT)/(4\pi), \qquad (3.16)$$

а на резко выраженном мелководье с фазовой скоростью

$$V_E = C = \sqrt{gH}.$$
 (3.17)

Из формулы (3.17) следует, что групповая скорость, так же как и фазовая, является функцией глубины моря *H*. Она уменьшается при уменьшении глубины, что приводит к изменению направления распространения луча волны и к уменьшению угла между гребнем волны и изобатами дна. Это явление называется рефракцией волн. Рефракция волн отчетливо проявляется вдоль берегов с пологим уклоном, где волны всегда обрушиваются параллельно береговой линии независимо от их направления в открытом море. В зоне рефракции период волн остается неизменным, но высота возрастает или уменьшается в зависимости от эффекта конвергенции или дивергенции волновых лучей и скорости волны, отвечающей данной глубине.

3.3. Спектральная структура волнового поля

Гармонические волны, описанные выше, можно представить в виде серии параллельных гребней волн с одинаковой высотой и на одинаковом расстоянии друг от друга, движущихся с постоянной скоростью в направлении, перпендикулярном гребням волн, без изменения формы. Конечно, в море таких волн нет, только мертвая зыбь может отдаленно походить на простые гармонические волны. Вместе с тем теория периодического волнового движения ведет к пониманию сложных волновых движений, в частности морского ветрового волнения. Сложная картина морского ветрового волнения в современном представлении рассматривается как линейная суперпозиция большого числа простых гармонических волн, имеющих различную высоту волнового колебания, частоту, направление распространения и случайные фазы. Такой подход к изучению процесса волнения основывается на комплексном использовании законов теории вероятностей и статистики, анализа рядов Фурье и выводов классической теорни волн. Законы статистики используются для определения устойчивости статистических характеристик при описании ветрового волнения как случайного процесса. Анализ Фурье используется для разложения случайного процесса на гармонические составляющие, поведение которых ана-



Рис. 3.2. Супернозиция простых синусоидальных волн.

лизируется путем применения выводов теории волнового движения в классической гидродинамике.

Линейные модели рассматривают случайный волновой процесс как линейную суперпозицию бесконечно большого числа синусондальных волн. Наглядное представление такой суперпозиции показано на рис. 3.2. Математически это можно записать в виде

$$\eta(x, y, t) = \lim \lim \sum \sum \sqrt{2S(\omega_m, \Theta_n) \Delta \omega \Delta \Theta} \times \\ \times \sin [k_m (x \cos \Theta_n + y \sin \Theta_n) - \omega_m t + \varepsilon_{mn}], \qquad (3.18)$$

где ω_m и Θ_n — некоторые фиксированные значения частоты ω и направления распространения спектральной составляющей Θ ; $\omega_m = (m - \frac{1}{2}) \Delta \omega, \Theta_n = (n - \frac{1}{2}) \Delta \Theta$. Функция $S(\omega, \Theta)$ называется двухмерной функцией спектральной плотности. Ее интеграл определяется равенством

$$\int_{0}^{\infty} \int_{0}^{2\pi} S(\omega, \Theta) \, d\omega \, d\Theta = E.$$
(3.19)

Волновой спектр измеряется в $(cm^2 \cdot c)/pad$. Интегрирование спектра в интервале частот от ω_1 до ω_2 и направлении от Θ_1 до Θ_2 дает спектральную высоту волны (в см²). Она пропорциональна энергии \sqrt{E} (с точностью до постоянного множителя), заключенной в принятом интервале частот и направлений. Поэтому выражение $S(\omega, \Theta)$ также называют энергетическим спектром. Некоторые статистические характеристики высот волн на участке квазистационарности связаны с \sqrt{E} следующими соотношениями: средняя высота волны равна $1,77\sqrt{E}$; значительная высота равна $2,83\sqrt{E}$; а средняя высота одной десятой наиболее высоких волн равна $3,60\sqrt{E}$; высота волн наибольшей повторяемости равна $1,41\sqrt{E}$.

Если двухмерный спектр проинтегрировать по всем углам Θ , то получим одномерный частотный спектр

$$S(\omega) = \int_{-\pi}^{+\pi} S(\omega, \Theta) d\Theta. \qquad (3.20)$$

А если его проинтегрировать по всем частотам ω, то получим одномерный угловой спектр

$$S(\Theta) = \int_{0}^{\infty} S(\omega, \Theta) d\omega. \qquad (3.21)^{\circ}$$

Средняя высота и средний период воли связан с энергетическим спектром следующими выражениями:

$$\bar{h} = \left(2\pi \int_{0}^{\infty} \int_{0}^{2\pi} S\left(\omega, \Theta\right) d\omega d\Theta\right)^{1/2}; \qquad (3.22)$$

$$\overline{T} = 2\pi \left[\left(\int_{0}^{\infty} \int_{0}^{2\pi} S(\omega, \Theta) \, d\omega \, d\Theta \right) / \left(\int_{0}^{\infty} \int_{0}^{2\pi} S(\omega, \Theta) \, \omega^{2} \, d\omega \, d\Theta \right) \right]^{1/2}.$$
 (3.23)

В общем случае энергетический спектр волн зависит от силы ветра W, продолжительности его действия t и длины разгона x. При неограниченном времени действия ветра и неограниченном разгоне спектр волн достигает своего полного развития. Это тот предел, при котором энергия, получаемая от ветра, полностью компенсируется энергией, теряемой в результате диссипации.

Аппроксимативные выражения для частотного и углового спектров обычно получаются на основе обобщения данных инструментальных наблюдений за волнением. Частотный спектр в общем виде аппроксимируется формулой

$$S(\omega) = A\omega^{-m} \exp\left(-B\omega^{-n}\right), \qquad (3.24)$$

где A, B, m и n — параметры аппроксимации.

Ниже приводятся наиболее известные аппроксимативные формулы для частотных свектров.

1. Нейман (1953)

この、「ないないない」で、「「「「ないない」」である」、「いいないない」で、

ł

$$S(\omega) = \operatorname{const} \omega^{-6} \exp\left[-2\omega^2 g^2 \boldsymbol{W}^2\right]. \tag{3.25}$$

2. Филлипс (1958)

$$S(\omega) \cong ag^2 \omega^{-5}. \tag{3.26}$$

3. Бретшнайдер (1959)

$$\mathcal{S}(\omega) = A\omega^{-5} \exp\left[-B\omega^{-4}\right]. \tag{3.27}$$

4. Пирсон-Московиц (1964)

$$S(\omega) = \alpha g^{2} (2\pi)^{-4} \omega^{-5} \exp\left[-B \left(g/\boldsymbol{\nabla}\omega\right)^{4}\right].$$
(3.28)

5. JONSWAP (Joinf Norfh Sea Wave Project, 1973)

$$S(\omega) = 0.78\omega^{-5} \exp\left[-5/4 \left(\omega/\omega_m\right)^4\right] \gamma \exp\left[-\left(\omega-\omega_m\right)^2/\left(2\sigma^2\omega_m^2\right)\right]$$
(3.29)

$$S(\omega) = \begin{cases} 6\omega_m^5 m_0(\omega_n) \omega^{-6} \exp\left\{-1, 2\left[(\omega_m/\omega)^5 - (\omega_m/\omega_n)^5\right]\right\} \\ \text{для } 0 < \omega < \omega_n;, \\ S(\omega_n) - \left\{\left[S(\omega_p) - S(\omega_n)\right]/(\omega_p - \omega_n)(\omega - \omega_n) \\ \text{для } \omega_n < \omega < \omega_p, \\ 7, 8 \cdot 1^{\alpha_3} g^2 \omega^{-5} \\ \text{для } \omega > \omega_p, \end{cases}$$
(3.30)

где

$$n_{0}(\omega_{n}) = (h^{2}\omega_{n}^{5} - 0.3\pi\omega_{n})/[2\pi(\omega_{n}^{5} + 0.3\omega_{m}^{5})];$$

$$\omega_{n} = 1.045 \ 2\pi/T \ (1 + 0.02\overline{T}); \quad \omega_{p} = 1.1\omega_{n};$$

$$\omega_{m} = 0.81\overline{\omega}/(1 + 0.006/\overline{\omega}).$$

Аппроксимативные выражения для двухмерного слектра записываются в виде произведения частотного спектра $S(\omega)$ на функцию углового распределения волновой энергии $Q(\Theta)$ (угловой спектр).

В общем случае функция углового распределения энергии пропорциональна косинусу угла в *n*-й степени $Q(\Theta) \sim \cos^n \Theta$. В большинстве случаев для открытых акваторий океанов и морей функция $Q(\Theta)$ принимается пропорциональной $\cos^2 \Theta$.

3.4. Статистика ветровых волн

Морские волны отличаются большим разнообразием [5, 6, 8— 10, 14, 19, 21, 25, 27, 32]. Это обстоятельство приводит к необходимости учитывать вероятность появления волн того или иного размера или, другими словами, к необходимости определения обеспеченности характерных волн из общей совокупности волн. Это делается с помощью функций распределения элементов волн.

Различают три вида функций распределения: функции первого вида описывают разнообразие элементов волн в случае квазистационарного волнения; функции второго вида описывают разнообразие волн за период действия шторма, и третий вид функций распределения характеризует разнообразие элементов волн за длительные промежутки времени, исчисляемые годами. Последние называются режимными функциями распределения.

Исследованиями последних лет показано, что все виды распределений принадлежат распределению Вейбулла

$$F(x) = \exp\left[-\alpha \left(x/\bar{x}\right)^{\beta}\right]. \tag{3.31}$$

где \overline{x} — среднее значение любого элемента волн; α и β — параметры, определяемые на основе обработки натурных данных. Значения этих параметров для распределений различных элементов волн приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

| Параметры функции рас | пределения В | ейбулла |
|---|---------------|-------------------------|
| Элементы волн | β | a |
| Высота Период Длина волн и длина гребня | 2 4 2,3 | 0,785 0,654 0,757 |

Функция распределения высот волн при квазистационарном волнении (Крылов Ю. М., 1954) для глубокого моря имеет вид





 $F(h) = \exp\left[-(\pi/4) (h/\hbar)^2\right],$ (3.32)

где ћ средняя высота волн.

Этот закон распределения известен как закон распределения Рэлея. Графически представлен на рис. 3.3 (кривая 1). В соот-

ветствии с выражением (3.32) обеспеченность средней высоты волны (\overline{h}) равна 46 %.

Пример

Средняя высота волны, определенная по волнографной записи, составила 4 м. Какова при этом обеспеченность волны высотой 6 м? Ответ:

$$F(x) = \exp\left[-(3,14/4)(6/4)^2\right] \cdot 100 = 17 \%.$$

Таким образом, обеспеченность волны высотой 6 составляет 17 %. Это легко проверить по рис. 3.3 (кривая 1). На левой вертикальной шкале находится значение hIh = 1,5. С этим значением перемещаемся по горизонтали до пересечения с кривой 1, соответствующей функции распределения высоты волны. От точки пересечения опускаемся вниз до горизонтальной шкалы, где и отсчитываем значение F(h) = 17 %.

Функция распределения высоты волны с учетом глубины моря была получена Я. Г. Виленским и Б. Х. Глуховским [8, 10] на основе обобщения большого материала наблюдений за волнением на мелководье. Она имеет вид

$$F(h) = \exp\left\{-\frac{\pi\left(\frac{h}{h}\right)^{2/(1-h/H)}}{4\left[1+\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\left(\frac{h}{H}\right)\right]}\right\},\tag{3.33}$$

где Н — глубина моря.

С ростом глубины моря отношение (h/H) уменьшается, стремясь к нулю и в пределе формула (3.33) переходит в формулу (3.32).

Функция распределения периодов волн не зависит от глубины моря и имеет вид

$$F(T) = \exp\left[-(\pi/4, 8) (T/T)^4\right], \qquad (3.34)$$

где \bar{T} — средний период волн.

Безразмерная функция распределения периода волн показана на рис. 3.3 (кривая 2). На рис. 3.4 показана зависимость безразмерной высоты волны (h/\bar{h}) различной обеспеченности от отношения средней высоты к глубине моря \bar{h}/H . По графикам (см. рис. 3.3, 3.4) можно определить высоту или период волны любой требуемой обеспеченности, зная, например, их среднее значение.

Разнообразие элементов волн в течение действия шторма изучалось Г. В. Матушевским [19, 21]. Полученная им функция распределения высот волн записывается в виде произведения функции распределения при квазистационарном волнении на плотностьраспределения средних высот волн в данном шторме

$$\Phi(h) = \int_{0}^{h_{\text{MAKC}}} F(h, \bar{h}, H) f(\bar{h}) d\bar{h}, \qquad (3.35)$$

где $h_{\text{макс}}$ — максимальная высота волны в шторме; H — глубина моря.

Практический расчет функции (3.35) производится по формуле $\Phi(h) = \sum F(h, h, H) P(h_i),$ (3.36)

где

State of the second second

あったなまであって、 やくしょうかん いままん

「日日本大学にいたのでは、「「「「「「「「「「「「「「「」」」」」

 $P(\bar{h}_i) = T_i (h_i, \Delta \bar{h})/T.$

Здесь T_j (\bar{h}_j , $\Delta \bar{h}$) — суммарная продолжительность нахождения средней высоты волны в интервале $\bar{h} - \Delta \bar{h}/2$, $\bar{h} + \Delta \bar{h}/2$ — за время T,





определяемой по кривой хода высот волн; $T = \sum T_j$ — продолжительность шторма; $J = (\bar{h}_{\text{макс}} - \bar{h}_{\text{мин}})/\Delta \bar{h}$, где $\bar{h}_{\text{макс}}$ и $\bar{h}_{\text{мин}}$ — максимальная и минимальная средние высоты волн в шторме.

При расчетах функция $\Phi(h)$ должна усекаться на максимальном значении высоты $h_{\text{макс}}$ в данном шторме. Усечение функции дает

$$\widehat{\Phi}(h) = [\Phi(h) - \Phi(h_{\text{MARC}})] / [1 - \Phi(h_{\text{MARC}})]. \qquad (3.37)$$

С помощью функции $\Phi(h)$ и $\widehat{\Phi}(h)$ можно решать следующие задачи.

1. Определить максимальную высоту волн в шторме по формуле

$$h_m = h_{0,5} \left[(1/\alpha) \ln 1,78N \right]^{1/\beta}, \qquad (3.38)$$

где α = 0,693; h_{0,5} — медианное значение высоты; N — число волн в шторме; β — показатель степени в распределении Вейбулла.

2. Найти число волн n в заданном интервале Δh по формуле

$$n = N \left[\Phi \left(h \right) - \tilde{\Phi} \left(h + \Delta h \right) \right]. \tag{3.39}$$

3. Определить высоту волн, наиболее часто встречающуюся в шторме по формуле

$$h_{\rm B, BCTP} = h_{0,5} \left[(\beta - 1) / (\alpha \beta) \right]^{1/\beta}$$
 (3.40)

4. Определить среднюю высоту волны в шторме по формуле $\hbar = a^{-1/\beta} \Gamma (1 + \beta^{-1}) h^{0,5},$ (3.41)

где $\Gamma(x)$ — гамма-функция.

5. Определить высоту волны, обладающую максимумом энергии в шторме по формуле

$$h_E = h_{0.5} \left(1/a \right)^{1/6}$$
 (3.42)

6. Определить доверительные (вероятностные) пределы по формулам:

$$h_{a} = h_{0,5} \left[(1/\alpha) \ln 62, 5N \right]^{1/\beta};$$

$$h_{l} = h_{0,5} \left[(1/\alpha) \ln 0, 253N \right]^{1/\beta}.$$
(3.43)

Пример расчета перечисленных характеристик для шторма в Каспийском море 13 января 1975 г.

Для этого шторма функция $\Phi(h)$ хорошо аппроксимируется распределением Вейбулла с параметрами $h_{0,5}=2,0$ м, $\beta=1,75$. Число волн в шторме N=23628. По формулам (3.38), (3.43) находим, что $h_m=8,5$, $h_u=11,1$; $h_l=7,0$ м. Средняя высота всех волн в шторме вычисляется по формуле (3.41). Она равна $\bar{h}=2,2$ м. По формуле (3.37) получаем усеченную функцию, равную

 $\Phi(h) = 1,000167 \, [\Phi(h) - 1,67 \cdot 10^{-4}].$

Число волн в интервале, например от 6 до 7 м, определяется по формуле (3.39). Оно равно n=23628 [$\Phi(6) - \Phi(7)$] = 17.

Высота волн, нанболее часто повторяющаяся в шторме, вычисляется по формуле (3.40). Она равна $h_{HB} = 1,5$ м. Наконец, высота волны, обладающая максимумом энергин в шторме, определяется по формуле (3.42). Она равна $h_E = 2,5$ м. Таким образом, в результате расчетов получили полную характеристику штормовой деятельности.

Режимные функции распределения играют большую роль при проектировании различного рода гидротехнических сооружений на шельфе или побережье моря. Для их построения требуются многолетние ряды наблюдений за волнением. Режимная функция рас-

пределения высот волн описывается универсальным нормальным логарифмическим законом

$$F(\ln h) = \{1/\sqrt{2\sigma} (\ln h)\} \exp\{[\ln h - M(\ln h)]^2/[2\sigma^2(\ln h)]\},$$
(3.44)

где $F(\ln h)$ — плотность вероятностей логарифмов высот волн; М $(\ln h)$ — математическое ожидание логарифмов высот волн; σ^2 $(\ln h)$ — дисперсия логарифмов.

Режимная функция (3.44), взятая в безразмерной форме с аргументом $(h/h_{50\%})$, оказывается единой для всего Мирового океана.

3.5. Физические основы методов прогноза ветрового волнения

Физической основой большинства методов расчета и прогноза элементов волн является уравнение баланса энергии волн, записанное либо в форме, предложенной В. М. Маккавеевым [18], применительно к единичной регулярной волне, либо применительно к спектру волнения. В первом случае оно имеет вид

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \left(\frac{\partial}{\partial x}\right) (EV_x) = E_{wx} - E_{\mu}, \qquad (3.45)$$

где E — энергия, заключенная в единичном объеме жидкости; V_x — скорость переноса волновой энергии, равная групповой скорости волн; E_w — количество энергии, поступающей от ветра к волнам; $E\mu$ — количество энергии, теряемой в результате процессов диссипации; t и x — время и расстояние вдоль распространения волны соответственно.

Во втором случае оно записывается в виде

ちょうちょうちょうないとないないできょうないできょう しょうちょう しょうしょう しょうしょう

$$\partial S/\partial t + V_x (\partial S/\partial x) + V_y (\partial S/\partial y) = G_i,$$
 (3.46)

где $S = S(\omega, \theta, x, y, i)$ — пространственно-временная спектральная плотность волнового процесса; V_x , V_y — проекции вектора групповой скорости на оси координат x и y; ω — круговая частота спектральной составляющей; θ — направление распространения спектральной составляющей; x и y — декартовы координаты; G_i функция источника, которая характеризует баланс энергии каждой спектральной составляющей; i — номер слагаемого функции источника.

Функция источника G_i описывает различные механизмы развития и затухания ветрового волнения. В общем виде функция G_i связана с самим спектром, поэтому уравнение (3.46) не имсет аналитического решения, за исключением некоторых частных случаев. В большинстве современных спектральных моделей волнения функция источника G_i представляет собой сумму трех слагаемых

$$G_l = G_{ln} + G_{nl} + G_{dS}, \tag{3.47}$$

где G_{in} — энергия, поступающая от ветра к поверхности моря; G_{nl} — перенос энергии, связанной со слабонелинейным взаимодей-

ствием волн и G_{ds} — энергия, теряемая в результате диссипации волн как на глубокой воде, так и на мелководье.

Основные усилия исследователей направлены на точное описание членов правой части уравнения (3.45) и уравнения (3.46). Если эти члены определены достаточно точно, то это дает возможность рассчитать статистические характеристики ветрового волнения с точностью, зависящей в основном от точности задания ветра.

• Механизм зарождения и роста волн под действием ветра впервые пытались теоретически объяснить Кельвин и Гельмгольц, идеи которых впоследствии были развиты в трудах Джеффриса, Маккавеева, Свердрупа, Манка, Неймана, Федяевского, Капицы, Успенского, Шулейкина и др. Эти исследователи, несмотря на различные подходы в описании механизма зарождения ветровых волн, указывали на существование нижнего предела скорости ветра, при котором могут возникать устойчивые гравитационные волны. Так, по Кельвину и Гельмгольцу эта скорость оказалась равной 6,5 м/с, по Джеффрису — 1,1 м/с, по Нейману — 0,7 м/с, по Капице — 0,85 мс, по Федяевскому — от 0,7 до 1,3 м/с.

С возникновением устойчивых гравитационных волн, дальнейший рост волн происходит за счет сил нормального или тангенсиального напряжения ветра, либо за счет того и другого вместе. Так, по Джеффрису, энергия передается волнам только за счет сил нормального давления ветра и исключается энергия, передаваемая волне за счет действия тагенсиальных сил, которые расходуются в основном на создание дрейфового течения. Нормальное давление ветра на волны синусоидальной формы по Джеффрису пропорционально наклону профиля волн и квадрату скорости ветра, взятой относительно фазовой скорости волны

$$E_{w} = Ka\beta\rho_{a} \left(W - C\right)^{2} \cos k \left(x - Ct\right), \qquad (3.48)$$

где W — скорость ветра; C — фазовая скорость волны; K — постоянная Кармана; β — безразмерная константа, называемая коэффициентом экранирования ($\beta \approx 0,28$); ρ_a — плотность воздуха, a высота волнового колебания.

По Свердрупу и Манку передача энергии от ветра волнам происходит за счет совместного действия сил нормального (R_N) и тангенсиального напряжения ветра (R_τ) . R_N и R_τ , включая и диссипативные силы R_{ds} на единицу длины волны, Свердруп и Манк записывают в следующем виде:

$$R_{N} = S\rho_{a} (W - C)^{2} C;$$

$$R_{\tau} = 2\rho_{a}C_{D}W^{2}C;$$

$$R_{dS} = 4\mu g,$$
(3.49)

где *С*_D — коэффициент сопротивления; µ — коэффициент вязкости воды; *g* — ускорение свободного падения.

Таким образом, условием роста волн является неравенство

$$R_N \pm R_\tau > R_{dS}. \tag{3.50}$$

С учетом выражений (3.49) условие (3.50) перепишется в виде $2\rho_a C_D W^2 C \pm S\rho_a (W-C)^2 C > 4\mu g.$ (3.51)

Знак (+) берется, когда W > C, а знак (--), когда W < C, т. е. когда волны движутся быстрее ветра.

Одно из наиболее полных исследований механизма питания волн энергией ветра выполнено В. В. Шулейкиным. По Шулей-



Рис. 3.5. Мехавизм питания волн ветром по Шулейкину.

кину, питание волн энергией ветра происходит только за счет сил нормального давления ветра. При этом механизм питания заключается в неравномерном распределении давления на наветренном и подветренном склоне волны (рис. 3.5). Частицы воды M_1 и M_2 находятся в нисходящей фазе; частицы N_1 и N_2 — в восходящей фазе. В результате этого при движении непотенциального потока слева направо на наветренной стороне волны давление воздуха будет больше, чем на подветренной. Если эти частицы переместить по вертикали на расстояние dy, то должен возникнуть прирост энергии, равный

$$(P''-P')\cos\varphi\,dy,\tag{3.52}$$

где ф — угол между элементами поверхности волны; *dy* — превышение вершины волны над спокойной поверхностью воды.

Полный прирост энергии на протяжении одного периода выражается интегралом

$$\Delta W_E = (1/T) \int_0^h (P'' - P') \cos \varphi \, dy. \qquad (3.53)$$

Полная энергия, передаваемая ветром волне на единицу взволнованной поверхности, пропорциональна высоте волны и скорости ветра, взятой относительно фазовой скорости волны

の行政になったので、「「ないないない」で、

$$E_{\mathbf{W}} = \varkappa \left(h^2 / T \right) \rho_a \left(\mathbf{W} - C \right)^2, \tag{3.54}$$

где κ — аэродинамический коэффициент, характеризующий асимметрию поля нормальных давлений при обтекании волн ветром; h — высота волны; ρ_a — плотность воздуха; T — период волны; W — скорость ветра; C — фазовая скорость волны.

Энергия, теряемая на внутреннее турбулентное трение, записывается в виде

$$E_{\mu} = (\pi/g) \, K \rho_{w} \, [h^{4}/(2L^{2}T)], \qquad (3.55)$$

где K — коэффициент Кармана (K = 0,1); ρ_w — плотность воды; g — ускорение свободного падения; L — длина волны.

Волны достигают своего предельного развития при $E_w = E\mu$, т. е. когда количество поступающей энергии от ветра компенсируется затратами энергии на внутреннее турбулентное трение. По Шулейкину равновесие поступающей и расходуемой энергии наступает при C/W = 0.82.

Рассмотренные выше оценки служат основой энергетических методов прогнозов волн, в которых используется уравнение (3.45). В спектральных методах прогноза, в которых применяется уравнение (3.46), для оценки энергии, переданной ветром волне, используются механизмы, предложенные Филлипсом и Майлзом, вытекающие из теории неустойчивости Кельвина—Геймгольца. Согласно теории Филлипса (1957) атмосферная турбулентность характеристическим радиусом r, временем их существования Δt , движущихся с конвективной скоростью V.

Эти турбулентные вихри, скользящие над водой, непрерывно развиваются, взаимодействуя друг с другом, усиливаясь и разрушаясь. Реакция водной поверхности на распределение поля давления зависит от значения этих флюктуаций, а также от времени, в течение которого флюктуации давления и волновые составляющие остаются когерентными, двигаясь вместе. Предполагается, что это время будет максимальным, когда конвективная скорость вихрей станет равной скорости волн с тем же волновым числом. При этих условиях вынуждающее возмущение давления достаточно продолжительное время находится в резонансе с вынужденным движением волн, пока взаимодействие между турбулентными вихрями не изменит распределение давления над водной поверхностью.

Для волновых составляющих, находящихся под углом ϕ к направлению ветра, условием резонанса является

$$C = W \cos \varphi, \tag{3.56}$$

где *С* — фазовая скорость волны, *W* — скорость ветра.

Если это условие выполняется, то передача энергии ветра волнам происходит наиболее эффективно. При этом энергия спектральных составляющих растет линейно во времени. Таким образом, по Филлипсу, волны растут в результате резонансного механизма, когда скорость и длина атмосферных флюктуаций совпадают по фазе с размерами волн. Предполагается, что волны непре-

рывно растут в результате этого механизма до тех пор, пока не станут существенно влиять нелинейные эффекты, обусловленные большой крутизной волн. Далее теория Филлипса не работает. Как только на поверхности моря возникли волны в соответствии с теорией Филлипса, сразу же проявляется обратная реакция волн на турбулентный поток воздуха, и в силу вступает механизм роста волн. Согласно теории Майлза (1962), давление ветра на поверхность воды пропорционально энергии волн, и рост волн происходит по экспоненциальному закону. Переход от линейного роста волн к экспоненциальному определяется отношением фазовой скорости волны к скорости ветра (C/W). Для объяснения роста волн Майлз использует понятие динамической неустойчивости движения воздуха. Он связывает рост данной спектральной составляющей с профилем ветра и показывает, что интенсивность роста волн зависит от профиля ветра на той высоте, на которой скорость ветра равна фазовой скорости спектральных составляющих. Другими словами, питание волн энергией ветра происходит из некоторого критического слоя, на котором средняя скорость ветра равна скорости распространения возмущений, вызванных волновыми движениями на поверхности моря. Для сравнительно медленно движущихся волн этот критический слой близок к поверхности воды, где кривизна профиля ветра большая, что определяет большую скорость передачи энергии волнам. Однако, когда $C \approx W$, критический слой будет располагаться достаточно высоко над поверхностью воды, где кривизна вертикального профиля ветра небольшая, что определяет меньшую скорость передачи энергии от ветра к волнам. Для определения высоты критического слоя можно использовать формулу

$$Z_{\mathbf{x}\mathbf{p}} = \ln\left[(gZ_{\mathbf{0}})/(\Omega V_{\mathbf{x}}^2)\right],\tag{3.57}$$

где Ω — параметр, определяющий профиль ветра ($\Omega = (gZ_0)/V_*^2 = 1,6 \cdot 10^{-2}$); V_* — скорость трения; Z_0 — параметр шероховатости, который связан с высотой волны соотношением

$$Z_{\bullet} = 0.075 h^{1/3} \exp\left[-(KC)/V_{*}\right], \qquad (3.58)$$

где h^{V_0} — высота значительных воли; \overline{C} — средняя фазовая скорость воли; K — параметр Кармана.

В большинстве современных спектральных моделей ветрового волнения вклад ветра описывается в виде суммы членов, описывающих механизмы линейного развития волн Филлипса и экспоненциального развития Майлза

$$dS/dt = A(f_i, W) + B(f_i, V_*) S(f_i), \qquad (3.59)$$

где V_* — скорость трения $(V_* = (\tau/\rho_a)^{\frac{1}{2}} = WC_D^{\frac{1}{2}}), \tau$ — касательное напряжение ветра, C_D — коэффициент сопротивления.

Эти механизмы записываются в виде уравнений.

механизм Филлипса

$$dS(k)/dt = [(\pi\omega^2)/(2\rho_w g) \Pi(k, -\omega); \qquad (3.60)$$

12 Заказ № 133

いたいとうとものないないないないできんでい

— механизм Майлза

$$dS(k)/dt = - \left[(\pi \omega \rho_a)/(2g\rho_w) \right] \left[(d^2 \overline{W}/dz^2)/(d\overline{W}/dz) \right] |V_z|^2 S(k),$$
(3.61)

где S(k) — плотность энергии, являющейся функцией волнового числа k; ω — угловая частота; ρ_w — плотность воды; $\Pi(k, -\omega)$ трехмерный спектр флюктуаций атмосферного давления; W — средняя скорость ветра; ρ_a — плотность воздуха; V_z — вертикальная скорость воды; производные $d\overline{W}/dz$ и d^2W/dz^2 определяют критический слой, на котором скорость ветра равна фазовой скорости волны.

Рост волн при заданной скорости ветра не может продолжаться бесконечно. Рано или поздно энергия волны достигает состояния насыщения, по крайней мере в определенной части спектра, получившего название участка равновесия. Физический механизм, ограничивающий рост волн на участке равновесия, заключается в том, что гравитационная неустойчивость частиц воды не может превышать ускорение свободного падения g. Если эта величина превышается, то гребни волн обрушиваются. Этот эффект проявляется в море в виде наличия пены («белых барашков») на гребне волн. При этом происходит диссипация энергии волн. Исследуя этот механизм, Филлипс на основе теории размерностей получил аналитическое выражение для равновесного участка спектра волн в виде

$$S_{\infty}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-s}, \qquad (3.62)$$

где g — ускорение свободного падения; ω — круговая частота; α — коэффициент, равный 7,8 · 10⁻³.

Линейные теории Филлипса и Майлза достаточно хорошо описывают физические механизмы развития волнения на ранних стадиях генерации волн. При дальнейшем росте воли сильно возрастает роль нелинейных эффектов, которые сводятся к двум независимым процессам: а) обрушение волн, обусловленное неустойчивостью вследствие превышения ускорения частиц воды над ускорением свободного падения и б) перенос энергии по спектру. Первый процесс рассмотрен выше, второй процесс является определяющим при распределении энергии по спектру, т. е. при формировании формы энергетического спектра.

Согласно исследованиям Филлипса существует такая совокулность трех основных систем волн с волновыми числами k_1 , k_2 , k_3 , взаимодействие которых может создавать непрерывную передачу энергии к четвертой системе волн с волновым числом k_4 , амплитуда которого линейно увеличивается со временем. При этом нелинейное взаимодействие интерпретируется как непрерывный поток энергии между четырьмя главными волнами, если удовлетворяется резонансное условие:

$$k_1 \pm k_2 \pm k_3 \pm k_4 = 0; \tag{3.63}$$

$$\omega_1 \pm \omega_2 \pm \omega_3 \pm \omega_4 = 0, \qquad (3.64)$$

где пары частот и волновых чисел (ω_i , k_i) являются теми свободными волнами, каждая из которых удовлетворяет дисперсионному соотношению ($\omega^2 = gk$). Эффект резонансного взаимодействия на полный энергетический снектр в случайном поле ветровых волн иодробно исследован Хассельманом (1978). Он рассматривал взаимодействие между тремя активными волновыми составляющими и четвертой «пассивной» волновой составляющей, которая получает энергию от первых трех, но не имеет никакого прямого влияния на взаимодействие. Взаимодействие между четырьмя волновыми числами может иметь место только в том случае, если они соединены попарно (k_1 , k_2) и (k_3 , k_4) и удовлетворяют условию резонанса:

$$k_1 + k_2 = k_3 + k_4; \tag{3.65}$$

$$\omega_1 + \omega_2 = \omega_3 + \omega_4. \tag{3.66}$$

Если удовлетворяются оба условия, то имеют место все взаимодействия, соответствующие четырем возможным сочетаниям волновых чисел, из которых всегда одно волновое число «активное», а три «пассивных». Характерный масштаб времени, в течение которого происходит передача энергии составляет

$$T \sim T_0 \delta^{-4}, \tag{3.67}$$

где δ — средняя крутизна волны; T_0 — характерный период волн. Если принять коэффициент пропорциональности равным 1, $T_0 = 10$, а $\delta = 0,1$, то T = 28 ч, что вполне сравнимо со временем развития спектра волнения.

Нелинейные взаимодействия могут также играть существенную роль в затухании зыби, распространяющейся через область ветрового волнения. При этом заметное ослабление энергии зыби происходит только для тех волн, частоты которых соизмеримы с частотами ветровых волн.

Роль нелинейного обмена энергией настолько велика, что его необходимо учитывать в спектральных моделях развития и распространения волн и при разработке методов расчета и прогноза спектральных характеристик волнения.

Выше шла речь о физических механизмах развития волн под действием ветра. Когда же ветер в шторме'ослабевает или полностью прекращается, ветровые волны переходят в волны зыби. При этом энергия волн гасится под действием внутреннего турбулентного трения и отчасти под действием обтекания волн воздухом, относительно которого зыбь движется с фазовой скоростью. Характерная особенность волн зыби состоит в том, что высота ее постепенно убывает за счет сил внутреннего турбулентного трения, но длина волны, а следовательно период и скорость, сохраняются практически неизменными, вплоть до их полного разрушения при подходе к берегу.

Из формулы (3.54) видно, что при обращении скорости ветра в нуль, поток энергии к волнам, становится не равным нулю. а отрицательным, т. е. при движении волны относительно спокойного воздуха также возникают аэродинамические силы, но в данном случае они направлены в обратную сторону и производят тормозящий эффект на частицы, находящиеся на восходящей фазе (см. рис. 3.5) и способствуют ускорению частиц, находящихся на нисходящей фазе. В результате совместного действия внутреннего турбулентного трения и внешних сил сопротивления воздуха высота зыби будет уменьшаться. Но при этом будет возрастать длина волны, а следовательно, и скорость. В свою очередь, при увеличении фазовой скорости волны возрастает аэродинамическое сопротивление воздуха, затрудняющее движение частиц по орбитам и, таким образом, не позволяет увеличиваться скорости и длине волн. В данном случае скорость волны играет роль регулятора, приводящего к существованию устойчивой длины зыби, к которой стремятся волны зыби, вышедшие из шторма. Если в шторме развилась волна, длина которой больше, чем длина устойчивой волны, то при переходе в зыбь ее длина будет уменьшаться, стремясь к указанному пределу, и, наоборот, если длина ветровой волны будет меньше устойчивой зыби, то при переходе в зыбь ее длина будет возрастать до соответствующего предела.

Уменьшение высоты мертвой зыби при ее распространении на расстояние *x*, согласно исследованиям В. В. Шулейкина, происходит по закону

$$h_{\rm H}/h_{\rm K} = \left[1 + M \left(h_{\rm H}^2 x / L_{\rm MAKC}^3\right)\right]^{1/2}, \qquad (3.68)$$

где $h_{\rm H}$ — высота волны на начальном этапе; $h_{\rm K}$ — высота волны на конечном этапе расчета; $L_{\rm макс}$ — максимальная длина волны в области шторма; M — безразмерный коэффициент, равный

$$M = \pi^3 K^2 / 18 \simeq 0.0172, \qquad (3.69)$$

где K — постоянная Кармана (K = 0,1).

Как видно из формулы (3.68), затухание зыби полностью определяется одним лишь внутренним турбулентным трением. Уменьшение высоты волны за счет внутреннего турбулентного трения, рассчитанное по формуле (3.68) при заданной начальной высоте волны, равной 11 м, следующее.

жкм..... 0 20 40 60 100 200 300 400 500 600 Ам..... 11 10,9 10,85 10,8 10,7 10,4 10,1 9,9 9,66 9,45

Как видно из этих данных, высота зыби через 600 км снизилась только на 14 %. Это хорошо согласуется с результатами натурных экспериментов.

Потери энергии зыби, обусловленные встречными ветрами, можно рассчитать по формуле

$$dS(\omega, \theta)/dt = \bar{G} \{1 - \exp\{-a [W \cos(\varphi - \pi/2))/C - b]\}\}, (3.70)$$

где \overline{G} — средняя скорость поступления энергии от ветра к волнам при попутном ветре; φ — угол между направлением ветра и волн; \overline{W} — скорость ветра; C — φ азовая скорость волны; a и b — эмпирические коэ φ фициенты (a = 5, b = 0.5).



Рис. 3.6. Распространение спектральных компонент из области шторма (показан эффект угловой дисперсии волновой энергии).

Рассмотрим механизмы распространения и затухания воли с позиций спектрального представления волнения. На рис. 3.6 схематически показано распространение конечного числа простых синусоидальных волн, распространяющихся от переднего края шторма шириной 1111 км. В табл. 3.3 приведены 33 синусоидальных волны с различной частотой, высотой волнового колебания, направлением распространения, к которым применимы классические формулы.

and the second of the second states to the second second second second second second second second second second

Предположим, что все 33 синусоидальные волны начинают движение от x=0, y=0, t=0. Каждая волна движется со своей групновой скоростью и в своем собственном направлении. На рис. 3.6 показано положение каждой волны в форме прямоугольников через 64 ч после того, как начался шторм. Очевидно, что более длинные волны пройдут за одно и тоже время большее расстояние, чем короткие. Как видно на рис. 3.6, различные синусоидальные волны распространяются под различными углами. Расчетную точку P достигают сначала 20-секундные волны, затем 15-секунд-
Таблица 3.3

| | Высота волеозого колебания, м | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Частота | | Направление | | | | | | | | | | | | | |
| | -22,5° | —15° | 7,5° | 0° | 7,5° | 15° | 22,5° | | | | | | | | |
| 1/20 1/15 1/12 1/10 1/6 | | 1/8 1/4 1/8 1/8 1/8 | 1/4 1/2 1/4 1/4 1/8 | 1/2 1 1/2 1/4 1/8 | 1/4 1/2 1/4 1/4 1/8 | 1/8 1/4 1/8 1/8 1/8 | 1/8 1/8 1/8 1/8 | | | | | | | | |

Частота, высота волнового колебания и направление отдельных составляющих суммы синусоидальных волн

ные, за ними 12-секундные и т. д. В каждый момент времени в точке *P* спектр зыби будет ограничен полосой частот (или периодов), которая будет постепенно смещаться к более высоким частотам по мере того, как в расчетную точку будут прибывать более медленные (короткие) волны. Ширина спектра зыби в точке *P* будет зависеть от продолжительности действия шторма, его размеров и расстояния от точки *P* до передней границы шторма.

Для того, чтобы рассчитать высоту зыби необходимо энать спектр волн в области шторма. Затем, учитывая эффект частотной дисперсии волн, можно определить энергию в расчетной точке. Для расчета высоты зыби кроме учета эффекта частотной дисперсии, необходимо учесть также и эффект угловой дисперсии, который представляет собой общее явление и проявляется как в области шторма, так и за его пределами. Этот эффект заключается в том, что волны в области шторма распространяются в различных направлениях. Они веером растекаются по очень большой площади. Поэтому отдельные синусоидальные волны никогда не попадут в расчетную точку. В нее попадут только волны, находящиеся в некотором угловом секторе $\Delta \theta = \theta_1 - \theta_2$. Этот сектор может оказаться весьма малым, если расчетная точка расположена далеко от шторма.

Энергия волн распространяется преимущественно в направлении ветра (точнее среднего направления ветра). При отклонении волн от этого направления энергия волн уменьшается и, когда это отклонение достигает 90°, энергия волн принимается равной нулю. Угловое рассеяние энергии в большинстве случаев принимается пропорциональным квадрату косинуса угла между средним направлением ветра и направлением распространения спектральной составляющей. Для расчета элементов волн разработаны различные фильтры, учитывающие эффекты частотной и угловой дисперсий.

Рассмотренный выше пример нереален, так как между различными волновыми группами оказывается пространство спокойной воды, и он приведен только для наглядности. На самом деле необходимо рассматривать бесконечное число синусоидальных волн, которые составляют непрерывный слектр.

3.6. Зависимость статистических характеристик волн от продолжительности действия ветра и разгона

Из описанных выше физических механизмов генерации волн очевидно, что рост воля зависит от силы ветра, причем, чем дольше будет действовать ветер, тем большее количество энергии будет передано волнам. Также очевидно, что чем больше площадь океана, над которым дует ветер, тем большее количество энергии передается волнам. Если предположить, что над безбрежным океаном внезапно возник ветер с постоянной скоростью и направлением, то он создаст поле волн, размеры которых в каждый момент времени и в любой точке океана будут зависеть только от времени действия ветра. При этом волны будут расти не беспредельно, со временем темп роста волн будет замедляться и их размеры будут приближаться к некоторому предельному значению. Это связано с тем, что по мере развития волн потери энергии на внутреннее турбулентное трение, которые пропорциональны квадрату скорости частиц воды, будут увеличиваться и наступит такой момент, когда эти потери будут равны притоку энергии из атмосферы. Этот момент называют стадией полностью развитоговолнения. Согласно теоретическим и эмпирическим исследованиям предельно возможная высота волны при полностью развитом волнении пропорциональна квадрату скорости ветра, а предельновозможный период — пропорционален скорости ветра.

のからのというできた

В действительности границы поля ветра никогда не бывают бесконечными. Горизонтальные размеры шторма, как правило, ограничены либо берегом, либо наветренной границей шторма. Область, над которой ветер постоянной силы и направления воздействует на водную поверхность, называют разгоном. Продолжительность действия ветра также ограничена. Вследствие этого размеры волн в расчетной точке будут зависеть либо от длины разгона, либо от времени, в течение которого ветер воздействует на водную поверхность. Влияние этих факторов на развитие волн показано на рис. 3.7. В начальный момент времени (t=0) высота волн повсюду равна нулю. Как только возникает ветер достаточной силы, на поверхности моря возникнут волны, которые будут распространяться от берега в сторону открытого моря. Несомненно, что вблизи берега размеры волн будут меньше, чем в удалении от берега. Причина этого кроется в том, что каждый единичный столб воды получает энергию двумя путями: непосредственно от ветра и в результате переноса энергии в воде в направлении распространения волн, который усиливается по мере удаления от берега. На начальной стадии возникновения ветровых волн вблизи берега еще не может сказаться неравенство потоков энергии, вносимой и выносимой из столба воды. Развиваясь с течением времени, волны на каком-то расстоянии Δx_1 от берега могут вырасти лишь до той высоты h, которая соответствует установившемуся волнению. Это произойдет по истечении времени Δt_1 . За следующий отрезок времени Δt_2 фронт установившегося волнения продвинется на расстояние Δx_2 и так далее. Таким образом, все дальше и дальше от берега станет наступать своего рода энер-



Рис. 3.7. Схема роста высоты волны в зависимости от разгона и времени действия ветра.

гетическое насыщение. Фронт установившегося волнения распространяется в открытое море со скоростью, равной групповой скорости волн, т. е. со скоростью переноса энергии. В результате статистические характеристики волн в пределах зоны установившегося волнения будут являться функцией только разгона, а за границей фронта — функцией только времени действия ветра. Разгон и время действия ветра связаны соотношением

$$gt/W = 17,3 (gx/W^2)^{4/5}$$
 (3.71)

В случае резко выраженного мелководного моря механизм развития волн в зависимости от разгона и времени действия ветра аналогичен, описанному выше. В практике обычно строятся зависимости параметров волн от волнообразующих факторов отдельно для установишегося и неустановившегося (развивающегося) волнения.

В реальных условиях поле ветра имеет неустановившийся характер, т. е. ветер непрерывно меняется как по разгону, так и во

.184

времени. Для того, чтобы рассчитать элементы волн в этих сложных условиях, непрерывное изменение скорости ветра во времени и по разгону заменяется ступенчатым так, чтобы в пределах каждой ступени, т. е. каждого участка разгона Δx_1 , Δx_2 , Δx_3 и т. д. или каждого интервала времени Δt_1 , Δt_2 , Δt_3 и т. д. ветер можно было бы считать постоянным по скорости и направлению. Расчет ведется последовательно, шагами. При этом рассчитанные значения элементов волн на каждом шаге принимаются в качестве ис- ` ходных для следующего шага, и т. д. Пошаговый расчет достаточно трудоемок, поэтому применяется более простой способ. когда переменную по разгону и во времени скорость ветра заменяют средневзвешенной (эквивалентной) скоростью ветра $\overline{W}_{x,n}$ и W_{i, n} (где индекс n обозначает число временных или пространственных шагов), которую можно рассчитать по формулам:

$$\overline{W}_{x,n} = \left[\left(\overline{W}_1^4 \Delta x_1 + \overline{W}_2^4 \Delta x_2 + \ldots + \overline{W}_n^4 \Delta x_n \right) / x \right]^{1/4}; \qquad (3.72)$$

$$\overline{\boldsymbol{W}}_{t_{n}n} = \left[\left(\overline{\boldsymbol{W}}_{1}^{3} \Delta t_{1} + \overline{\boldsymbol{W}}_{2}^{3} \Delta t_{2} + \ldots + \overline{\boldsymbol{W}}_{n}^{3} \Delta t_{n}\right) / (t_{n} - t_{0})\right]^{1/3} \cdot (3.73)$$

3.7. Поля водн и их связь с синоптическими условиями

Характер ветрового волнения в океанах и морях определяется анемобарическими условиями, главным образом интенсивностью, размерами и скоростью перемещения циклонов, а также положением ложбин, гребней, атмосферных фронтов, зон конвергенции. и дивергенции воздушных потоков. Существует довольно тесная связь между полями волнения и полями атмосферного давления [2]. Коэффициент корреляции такой связи достигает 0,8.

Наиболее устойчивое и сильное волнение наблюдается в ситуациях, когда над океаном происходят процессы формирования глубоких обширных центральных депрессий. Такие депрессии бывают иногда малоподвижными, они сохраняются до 5 сут и обусловливают сильные продолжительные ветры, охватывающие большие районы океана, что приводит к образованию волн высотой до 10 м и более.

На рис. 3.8 показано распределение экстремально возможных. высот волн в Мировом океане по данным атласов ветра и волнения. На рисунке видно, что максимально возможные высоты волн наблюдаются в Южном океане в районе о-ва Кергелен (30—35 м). Наибольшая высота волны, измеренная инструментально в районе Антарктиды составила 24,5 м. В районе Мексиканского залива была зарегистрирована высота волны 23 м. Статистика показывает, что высоты волн до 15 м в Мировом океане наблюдаются ежегодно. Необходимо отметить, что экстремальные значения высоты волн, приведенные на рис. 3.8, относятся к волнам, имеющим обеспеченность 0,1 %. Характерной особенностью распределения высоты волн, показанных на рис. 3.8, является то, что во всех океанах области максимальных высот волн совпадают с хорошо-



известными областями циклогенеза. В этих же областях наблюдается наибольшая изменчивость высот воли.

Обычно площадь, занятая чисто ветровым волнением, значительно меньше площади, занятой волнами зыби или смешанным волнением. Ветровое волнение преобладает там, где наблюдается большая повторяемость штормовых ветров (больше 15 м/с). При этом преобладающее направление ветровых волн совпадает с направлением преобладающих ветров.

Направление зыби редко совпадает с направлением ветровых. волн. Совпадение бывает только в тех случаях, когда ветры имеют либо большую скорость, либо устойчивое направление.

В северных частях Атлантического и Тихого океанов преобладающее направление зыби от северных широт. Наиболее велика вероятность крупной зыби в холодное время года (декабрь-март), когда ее высота может достигать 8-12 м. При этом наибольший вклад зыби в смешанном волнении наблюдается в восточных и южных районах океанов Северного полушария. Наибольшего развития зыбь достигает при последовательном прохождении серии циклонов с короткими интервалами времени между ними. Если направление зыби близко к направлению ветровых воли, то волнение развивается очень быстро и в течение нескольких часов достигает штормовой силы.

あるとうないないないないない ないれない たいできょう うち

Интенсивность штормового волнения связана с силой ветра, продолжительностью его действия и длиной разгона. Эти статистические характеристики в свою очередь зависят ог стадии развития циклонов, скорости и направления их перемещения. В различных частях циклона они различны. В циклоне можно выделить несколько областей по характеру воздействия ветра на волны. На рис. 3.9 показано различное положение полей ветра по отношениюк центру и направлению перемещения циклона. Поскольку расчетные точки могут находиться в любом секторе циклона, то для них. будут разные исходные значения скорости ветра, продолжительности его действия и разгона. В случае малоподвижных циклонов развитие волн определяется главным образом длиной разгона, в то время как в быстро движущемся циклоне важное значение. приобретает продолжительность действия ветра.

Расчетная точка, расположенная в том секторе циклона, где направление ветра совпадает с направлением его перемещения, будет иметь наибольшую продолжительность воздействия ветра на волны. Эта точка получит больше энергии по сравнению с другими, при прочих равных условиях и, следовательно, будет иметь наибольшую высоту волны. Исходя из этих рассуждений, в циклонах умеренных широт Северного полушария область с наиболее благоприятными условиями для роста волн расположена в южном и юго-западном секторе циклона. В переднем и северном секторах циклонов менее благоприятные условия для развития сильного волнения. В центральных частях циклонов, антициклонов и вдоль осей гребней, а иногда и ложбин, имеет место слабое волнение. Причем в центре циклонов волнение носит характер толчеи, вследствие интерференции волн разных направлений. Волны здесь, как правило, очень крутые и представляют собой серьезную опасность для судов. В тыловой части перемещающегося на восток циклона волны быстро оказываются в области слабых ветров, где затухают, превращаясь в зыбь. В передней части циклона перед теплым атмосферным фронтом формируется поле ветровых волн, а за фронтом преобладает смешанное волнение.

Расчетная точка, в каком бы секторе циклона не находилась, будет оставаться под действием ветра до тех пор, пока поле



Рис. 3.9. Положение полей ветра по отношению к центру и направлению перемещения циклона.

1 — область с нанболее благоприятными условиями развития нолн.

ветра с длиной разгона x полностью не пройдет ее. При этом продолжительность действия ветра t в этой точке определяется отношением длины разгона к скорости ветра x/w.

Вышеописанные особенности развития ветровых волн и зыби обусловливают сложность и специфичность проблемы прогнозирования волнения в океанах и морях. Роль волнообразующих факторов в формировании полей волнения в различных физико-географических условиях различна. Это обстоятельство указывает на то, что, несмотря на существование общих теоретических принципов развития и затухания волн в море, требуется необходимость анализа и проверки методов расчета элементов волн применительно к каждой конкретной акватории и конкретной синоптической ситуации. Во всех случаях составления прогнозов волнения, независимо от применяемых методов, прогнозист должен осмысленно относиться и к самим ĸ получаемым расчетам И результатам. Для этого он должен хорошо знать физические закономерности развития, распространения и затухания волн. а также

важнейщие черты режима ветра и волнения и свойства крупномасштабных полей волнения.

3.8. Методы прогноза волн, основанные на решении уравнения Маккавеева

В уравнении (3.45) неявно входят две нензвестные величины высота волны (h) и фазовая скорость волны (C), которые зависят от скорости ветра, разгона и продолжительности действия ветра. Следовательно, чтобы определить эти величины, необходимо ввести второе замыкающее уравнение. Во многих исследованиях в качестве замыкающего уравнения используется эмпирически установленная связь между крутизной волны $(\delta = h/L)$ и возрастом волны ($\beta = C/W$). Решив полученную систему относительно высоты волны и фазовой скорости, можно получить соотношения, связывающие эти элементы с волнообразующими факторами: скоростью ветра, продолжительностью его действия, разгоном и глубиной моря. Эти соотношения лежат в основе многих методов расчета и прогноза элементов ветровых волн. При построении расчетных методов всегда предполагается, что ветер в области генерации волн постоянен как во времени так и в пространстве.

Наиболее известным среди методов этой группы является метод В. В. Шулейкина [34, 35].

Полное уравнение энергетического баланса для двухмерной волны в глубоком море Шулейкин записывает в виде

$$\rho_{w}gr(\partial r/\partial t) = 2\pi (r/R) (r/T) \rho_{a} (W - C)^{2} - (2\pi/9) \rho_{w}g(K^{2}/T) (r/R)^{2} \times r^{2} - (5/8) \rho_{w}g(g)^{3/2} (R/r)^{1/2} (r)^{3/2} (\partial r/\partial x),$$
(3.74)

где r — полувысота волны (r=h/2); κ — аэродинамический коэффициент, характеризующий асимметрию поля нормальных давлений при обтекании волн ветром; R — радиус круга качения; T период волны; C — фазовая скорость волны; W — скорость ветра; K — постоянная Кармана; ρ_w и ρ_a — плотность воды и воздуха соответственно; g — ускорение свободного падения.

Второе замыкающее уравнение Шулейкин вывел теоретически, применив к частицам воды, движущимся по орбитам во время волнения, теорему о моменте количества движения. Это позволило ему найти причину и установить закон нарастания длины волны и уменьшения ее крутизны под действием ветра. Этот закон описывается формулой

$$h/L = 0, ^{\circ}4 + 0, 103 (L_0/L)^{2/3},$$
 (3.75)

где *h* — высота волны; *L* — длина волны; *L*₀ — длина волны, соответствующая наибольшей ее крутизне.

Довольно громоздкое уравнение (3.74) Шулейкин, перейдя к безразмерным величинам: расстояние ξ, время действия ветра т и высота волны η, записывает в виде простого дифференциального уравнения поля ветровых волн

$$\partial \eta / \partial \tau = 1 - \eta - \eta^{1/2} (\partial \eta / \partial \xi).$$
 (3.76)

Безразмерные величины η, т и ξ связаны с конкретными характеристиками h, t и x соотношениями:

$$\eta = h/h_{\infty}; \tag{3.77}$$

$$\tau = k_1 t / T_{m_1}; \tag{3.78}$$

$$\boldsymbol{\xi} = \boldsymbol{k}_2 \boldsymbol{v} / \boldsymbol{W} \boldsymbol{T}_{\infty}, \tag{3.79}$$

где h_{∞} и T_{∞} предельные высота и период волны при данной скорости ветра, соответствующие полностью развитому волнению; t продолжительность действия ветра, ч; x — длина разгона, км; k_1 и k_2 — переходные коэффициенты (k_1 =0,25, k_2 =0,65).

По Шулейкину, предельная высота и предельный период для волн 5 %-й обеспеченности рассчитываются по формулам:

$$h_{m} = 0.0206 W^{2}; \tag{3.80}$$

$$T_{\infty} = 0,526W.$$
 (3.81)

Интегрирование уравнения (3.76) для развивающегося волнения приводит к соотношению

$$\eta = 2 \arctan \eta^{1/2} - 2\eta^{1/2}, \qquad (3.82)$$

а для установившегося волнения --- к соотношению

$$\xi = 2 \arctan \eta^{1/2}. \tag{3.83}$$

Уравнение энергетического баланса волн на мелководье Шулейкин записывает в виде

$$p_{\infty}gr\left(\partial r/\partial t\right) = 2\varkappa\left(r/R\right)\left(r/T\right)\rho_{\alpha}\left(\Psi - C\right)^{2} - \pi/2 - \delta\left(g\right)^{1/3}\left(H\right)^{1/2}r\left(\partial r/\partial x\right),$$
(3.84)

где *H* — глубина моря.

При переходе к безразмерным величинам уравнение (3.84) преобразуется к простому виду

$$\partial \eta / \partial \tau = 1 - \eta^2 - \partial \eta / \partial \xi,$$
 (3.85)

описывающему поле ветровых волн на резко выраженном мелководье.

Интегрирование уравнения (3.85) для развивающихся волн приводит к соотношению

$$\eta = \tanh \tau, \qquad (3.86)$$

а для установившихся волн к соотношению

$$\eta = \tanh \xi. \tag{3.87}$$

Полученные теоретические соотношения были положены в основу метода расчета элементов волн на глубокой воде и на мел-

ководье. Для удобства расчетов все необходимые формулы представлены в виде номограмм (рис. 3.10).

Пример расчета.

Пусть в точке, для которой составляется прогноз, заданы: скорость ветра W = 20 м/с, время его действия t = 12 ч, разгон x =



Рис. 3.10. Номограммы для расчета статистических характеристик волн по методу Шулейкина.

a -расчет предельной высоты (1) и периода T_{∞} (2) волн по заданной скорости ветра; $\delta -$ срубежная» кривая, отделяющая область развивающегося волнення (1) от области установнышегося (11); расчет безразмерной высоты волны η в зависимости от продолжительности действия ветра (в) и разгона (г); $\partial -$ расчет высоты h, периода T и длины Lволны.

=210 км, глубина моря H=20 м. Найти в этой точке высоту, период и длину волны.

По номограмме рис. 3.10 *а* определяется предельная высота и предельный период волны. Они соответственно равны 8,2 м и 10,5 с. По известным значениям T_{∞} , *t*, *x* и *y* по формулам (3.78) и (3.79) определяются безразмерное время τ и безразмерное расстояние §. Они соответственно равны 1,0 и 1,14. С этими значениями входят в номограмму рис. 3.10 б и определяют стадию развития волнения. Если точка с координатами § и τ ложится ниже «рубежной кривой», то волнение развивающееся, если выше — вол-

нение установившееся. В данном случае характеристическая точка легла выше «рубежной кривой», следовательно, волнение установившееся, т. е. элементы волн зависят от длины разгона и не зависят от времени действия ветра. Поэтому со значением $\tau = 1$ необходимо войти в номограмму рис. 3.10 г, предварительно опреде-

лив параметр мелководья W/\sqrt{gH} . Он равен 1,43. После этого следует подняться до кривой, соответствующей найденному значению 1,43 и перемещаясь влево до вертикальной шкалы, определить безразмерную высоту волны. Она равна 0,4. Искомая высота волны определяется путем умножения найденной безразмерной высоты волны на предельную высоту волны, т. е.

$$h = \eta h_{\infty} = 0,4 \times 8,2 = 3,28.$$

Далее со значением $\eta = 0,4$ по номограмме рис. 3.10 ∂ определяется отношение L/h. Оно равно 18,0. По только что определенной высоте волны 3,28 м легко определяется длина волны $L = -h(h/L) = 3,28 \cdot 18 = 59$ м. По этой же номограмме определяется отношение $T/T_{\infty} = 0,58$. Тогда период волны будет равен

$$T = T_{\infty}(T/T_{\infty}) = 0.58 \times 10.5 = 6.1$$
 c.

Для расчетов элементов волн в глубоком море (H > 0,5) последовательность вычислений та же, только безразмерная высота волны η определяется по верхней кривой номограммы рис. 3.10*в* и *г*. При тех же исходных данных элементы волн для глубокого моря будут

$$\eta = 0.72; \quad h = 0.72 \times 8.2 = 5.9 \text{ M};$$

 $L/h = 20; \quad L = 5.9 \times 20 = 118 \text{ M};$
 $T/T_{\infty} = 0.81; \quad T = 10.5 \times 0.81 = 8.5 \text{ c}.$

Если бы характеристическая точка на номограмме рис. 3.10 б легла ниже «рубежной кривой», то в этом случае следовало бы пользоваться номограммой рис. 3.10 в.

Приведенные номограммы позволяют предвычислять элементы ветровых волн при усиливающемся ветре. Для этого кривая хода ветра во времени или по разгону разбивается на отрезки, в пределах которых средняя скорость и направление ветра считаются постоянными, т. е. непрерывная кривая заменяется ступенчатой. Расчет ведется шагами, последовательно от ступеньки к ступеньке. На каждом новом шаге учитывается рассчитанное значение элемента волны предыдущего шага.

Для построения метода расчета элементов волн при ослаблении скорости ветра Шулейкин записывает уравнение энергетического баланса волн в виде

$$\rho_{w}gr(dr/dt) = 2\varkappa (r/R_{0}) (r/T_{0}) \rho_{a} (W - C_{0})^{2} - (2\pi/9) K^{2} \rho_{w}g(r/R_{0})^{2} (r/T_{0})^{2}.$$
(3.88)

Решение этого уравнения в безразмерной форме имеет вид

$$\left[d\eta / d\tau = \pm \left[(W_{3} - C_{0}) / (W_{0} - C_{0}) \right]^{2} - \eta, \qquad (3.89)$$

где W_3 — скорость ветра на этапе ослабления; W_0 — максимальная скорость ветра в шторме; C_0 , T_0 и L_0 — фазовая скорость, период и длина волны, соответствующие скорости ветра W_0 ; τ — безразмерное время, в течение которого происходит затухание волн. Знак (+) принимается, когда $W_3 > C_0$, а знак (-), когда $W_3 < C_0$.

Формулу (3.89) можно записать в другом виде

$$d\tau = d\eta/(n^2 - \eta), \qquad (3.90)$$

где 🛛

$$n^{2} = \pm \left[(W_{3}/W_{0} - 0.82T_{0}/T_{\infty}) / (1 - 0.82T_{0}/T_{\infty}) \right]^{2}$$
(3.91)

Интервал времени (ч), в течение которого происходит затухание волн при ослаблении скорости ветра, можно определить по формуле

$$\Delta t = (T_0/47K^2) (L_0/L_{\infty})^2 \Delta \Psi, \qquad (3.92)$$

где

$$\Delta \Psi = \int_{\eta_1}^{\eta_2} d\eta / [\eta^2 (\pm n^2 - \eta)]. \qquad (3.93)$$

Здесь η_1 , η_2 — безразмерная высота волны в начале и в конце промежутка Δt соответственно.

На начальных этапах уменьшения скорости ветра интегрирование выражения (3.93) дает

$$\Delta \Psi = (1/n^4) \left[\ln \left(1 - n^2/\eta_1 \right) / (1 - n_2/\eta_2) - (n^2/\eta_2 - n^2/\eta_1) \right]. \quad (3.94)$$

На конечных этапах, когда $W_0 < C_0$

$$\Delta \Psi = (1/n^4) \left[(n^2/\eta_2 - n^2/\eta_1) - \ln \left(1 + n^2/\eta_2 \right) / (1 + n^2/\eta_1) \right]. \quad (3.95)$$

В частном случае n² может быть равно нулю. Тогда

$$\Delta \Psi = 1/2 \left(1/\eta_2^2 - 1/\eta_1^2 \right). \tag{3.96}$$

При очень больших значениях n^2

$$\Delta \Psi = (1/n^2) (1/\eta_2 - 1/\eta_1). \tag{3.97}$$

Эти формулы представлены в виде номограммы (рис. 3.11).

Пример расчета

Пусть в определенный момент времени наибольшая скорость ветра в шторме 20 м/с. При этом высота волны 5 м, а длина, период и фазовая скорость соответственно 100 м, 8 с и 12,5 м/с. После этого в течение 12 ч скорость ветра уменьшилась до 10 м/с. Какова высота волны в море через 12 ч?

13 Jakas M 133

По номограмме рис. 3.10 *а* определяется предельная высота и предельный период волн в начале промежутка затухания. Они равны соответственно 8,2 м и 10,5 с. Затем вычисляется безразмерная высота волны η . Она равна 0,6. По формуле (3.91) определяется значение параметра *n*. Оно равно 0,32. С полученными значениями η и *n* необходимо войти в номограмму рис. 3.11 и опре-



Рис. 3.11. Номограмма для расчета высоты воли при ослабевающей скорости ветра. На рисуние ФФ означает п.

делить значение Ψ в начале затухания. Оно равно 1,3. По формуле (3.92) найдем

 $\Delta \Psi = (47K^2)/T (L_m/L)^2 \Delta t = (47 \cdot 0.01)/8 (172/100) 12 = 2.08.$

Тогда Ψ_{κ} в конце промежутка затухания определяется как сумма Ψ и $\Delta \Psi$:

$$\Psi_{\rm x} = \Psi_{\rm g} + \Delta \Psi = 1.3 + 2.08 = 3.38.$$

С полученным значением $\Psi_{\mathbf{k}}$ и значением *n* необходимо снова войти в номограмму рис. 3.11 и найти значение η в конце промежутка затухания. Оно равно 0,42. В результате высота волны в конце отрезка времени Δt составит

 $h_{\rm K} = \eta h_{\infty} = 0.42 \times 2.05 = 0.86$ M.

Все расчетные формулы в методе Шулейкина позволяют рассчитывать волны 5 %-й обеспеченности. Для того, чтобы перейти от волн 5 %-й обеспеченности к волнам любой другой обеспеченности, следует использовать соответствующие функции распределения элементов волн. Описанный выше метод расчета элементов волн был реализован на ЭВМ З. К. Абузяровым с некоторыми модификациями [1]. Программа подключена к технологической линии автоматизированного сбора и обработки гидрометеорологической информации (АССОИ), функционирующей в Гидрометцентре Российской Федерации, что обеспечивает автоматизированный объективный анализ и прогноз полей волнения в океанах. При подготовке прогноза волнения в качестве исходных данных используются оперативный численный объективный анализ и прогноз полей приземного атмосферного давления над Северным полушарием, которые пересчитываются в поля ветра по методике, описанной в гл. 1.

Объективный анализ полей приземного атмосферного давления осуществляется по методике, разработанной в Росгидрометцентре А. Н. Багровым, а прогноз поля атмосферного давления по схеме, разработанной там же Л. В. Берковичем. В основу схемы Берковича положена полусферная десятиуровенная прогностическая модель по полным уравнениям термогидродинамики. Эта информация с интервалом 12 ч накапливается через систему банка данных в специальном 10-суточном архиве. Она используется для расчета полей ветра. Доступ к информации, находящейся в банке данных, осуществляется с помощью системы управления банком данных (СУБД) автоматизированной системы обработки оперативной гидрометеорологической информации (АСООИ).

Сеточная область, для которой составляется прогноз полей атмосферного давления, образует квадрат, вписанный в экватор на плоскости карты полярной стереографической проекции. Из этой области вырезаются акватории северной части Атлантического и Тихого океанов. Узлы сетки для прогноза волнения были выбраны таким образом, чтобы они точно совпадали с узлами сетки, в которых зафиксированы данные о прогнозе атмосферного давления. Это исключало применение процедур интерполяции.

При разработке алгоритма и программы для ЭВМ теоретическая формула Шулейкина (3.76) была преобразована к размерному виду, более удобному для программирования. При этом прогнозировались только высоты и направление волн, представляющие наибольший интерес для мореплавания. Задача решалась применительно к северной части Атлантического и Тихого океанов и только для условий глубокого моря, когда H/L > 0.5.

Высота волн для неустановившегося волнения рассчитывалась по формуле

$$h_t = h_{\infty} \{1 - \exp\left[-1,30 \left(t/T_{\infty}\right)^{3/5}\right]\}, \qquad (3.98)$$

а для установившегося волнения — по формуле

 $h_x = h_{\infty} \{ 1 - \exp\left[-1, 18 \left(x/WT_{\infty}\right)^{1/2}\right] \}, \qquad (3.99)$

где h_{∞} и T_{∞} — предельная высота и предельный период волн при полностью развитом волнении при данной скорости ветра соответ-

ственно; *t* — продолжительность действия ветра, ч; *x* — длина разгона, км.

Расчет высот воли с учетом уже существующего волнения производится по формулам (3.98) и (3.99), только в них вместо t и x подставляются так называемые эффективное время действия ветра $t_{\partial\Phi}$ и эффективный разгон $x_{\partial\Phi}$, которые определяются по формулам:

$$t_{\mathsf{p}\Phi} = t_{\mathsf{p}\mathsf{K}\mathsf{B}} + \Delta t; \qquad (3.100)$$

$$x_{\mathsf{s}\Phi} = x_{\mathsf{s}\mathsf{x}\mathsf{B}} + \Delta x, \qquad (3.101)$$

где

$$t_{\text{SKB}} = T_{\infty} [-0,769 \ln (1 - h_0/h_{\infty})]^2; \qquad (3.102)$$

$$x_{\text{SKB}} = T_{\infty} W \left[-0.847 \ln \left(1 - h_0 / h_\infty \right) \right]^2.$$
(3.103)

Здесь Δt и Δx расчетный шаг по времени и по расстоянию ($\Delta t = 12$ ч, $\Delta x = 300$ км); h_0 — начальная высота волны, соответствующая моменту составления прогноза; W — скорость ветра, м/с.

Высота волн при ослабевающем ветре рассчитывается по формулам:

— для случая $W_3 < C_0$

$$h = h_{\infty} \{ h_0 / h_{\infty} - [(W_3 - C_0) / (W_0 - C_0)] \exp(-t/T_{\infty}) + [(W_3 - C_0) / (W_0 - C_0)^2];$$
(3.104)

— для случая $W_3 > C_0$

$$h = h_{\infty} + \{h_0/h_{\infty} + [(W_3 - C_0)/(W_0 - C_0]^2 \exp(-t/T_{\infty}) + [(W_3 - C_0)/(W_0 - C_0)]^2\}.$$
(3.105)

Высота волн при их распространении в зоне «штиля» рассчитывалась по формуле (3.68).

Таким образом, в каждом узле сеточной области алгоритм предусматривает решение следующих задач:

 оценка эффекта ветра на уже существующие волны и расчет новой системы волн, соответствующей прогнозируемому ветру как усиливающемуся, так и ослабевающему;

2) расчет зыби, пришедшей в расчетную точку от удаленного шторма;

 определение результирующей высоты волны, т. е. высоты смешанного волнения по формуле

$$h_{\rm cB} = \sqrt{h_{\rm BB}^2 + h_{\rm S}^2}.$$
 (3.106)

Расчет высоты волн ведется шагами. Исходными данными для расчета волн на каждом шаге служат:

— скорость и направление ветра в начале и в конце расчетного шага ($W_{\rm H}\phi_{\rm H}$; $W_{\rm K}\phi_{\rm R}$);

— предельные высота и период волн, определенные на момент прогноза $(h_{\infty H}, T_{\infty K});$

— высота волны в момент составления прогноза $h_{\rm m}$ (на первом шаге используются данные объективного анализа высот волн).

Алгоритм численного прогноза высоты волн состоит в следующем.

Если $W_{\rm H} \ll W_{\rm H}$ (усиление ветра) и $\varphi_{\rm R} - \varphi_{\rm H} \ll 45^{\circ}$, то расчет высоты волны ведется с учетом влияния «старого» волнения. По формулам (3.100) и (3.101) рассчитываются эффективное время действия ветра и эффективный разгон, значения которых подставляются в формулы (3.98) и (3.99) вместо t и x и вычисляется высота волн, соответствующая установившемуся и неустановившемуся волнению.

Если $W_{\rm H} \ll W_{\rm R}$ и $\phi_{\rm R} - \phi_{\rm H} > 45^\circ$, то предполагается, что влияние «старого» волнения отсутствует и развивается новая система ветровых воли. В этом случае расчет осуществляется по формулам (3.98) и (3.99). В качестве t и x принимаются значения, соответствующие одному временному или пространственному шагу.

В обоих случаях в качестве прогнозируемой высоты волны принимается меньшее значение из двух рассчитанных.

Если $W_{\rm H} > W_{\rm K}$ (случай ослабевающего ветра), т. е. ветровые волны переходят в волны зыби, расчет высоты волны ведется по формуле (3.104) или (3.105) в зависимости от того: скорость ветра на этапе ослабления меньше или больше фазовой скорости волны на начальном этапе ослабления ветра.

Если $W_{\rm H}$ и $W_{\rm R}$ меньше 5 м/с а начальная высота волны превышает 1,5 м, то имеет место случай мертвой зыби, и расчет высоты волны в конце этапа затухания осуществляется по формуле (3.68).

3.8.2. Адаптивный метод численного прогноза полей ветра и волн

Численный автоматизированный прогноз ветра и волнения, описанный выше, был усовершенствован в Гидрометцентре России Б. Н. Ивановым [14]. Усовершенствование заключается в адаптации рассчитанных по моделям полей ветра и волнения с учетом таких факторов, как время года, протекающий синоптический процесс, географическое положение расчетной точки. В основу адаптивного метода численного расчета полей ветра, ветровых волн и зыби положен принцип согласованного расчета соответствующих полей с данными судовых наблюдений. Расчет статистических характеристик ветра и волн производится в узлах пятиградусной сетки. Выбор такой сетки определяется тем, что использовались поля атмосферного давления, которые поступают из Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды в коде GRID с шагом 5°×5°.

「「「「「「」」」」

Адаптация расчетов выполняется как по акватории в целом, так и в отдельных точках сеточной области.

Уточнение скорости ветра и высот волн осуществляется посред-«Ством коэффициента адаптации, которому придается определенный физический смысл. Так, например, при расчетах скорости ветра его можно рассматривать как коэффициент перехода от геострофического ветра к «приводному» ветру, непосредственно влияющему на развитие волн. Во всех случаях этот коэффициент является параметром адаптации и представляется в виде суммы трех составляющих: сезонной, синоптической и географической. Все составляющие в процессе адаптации выделяются автоматически, путем введения различных весовых коэффициентов, учитывающих предысторию значений соответствующих составляющих.

Адаптивный подход к решению задачи прогноза ветра и волн требует хранения предыстории состояния моделируемого объекта, судовых данных попутных наблюдений, фактических и прогностических полей атмосферного давления, рассчитанных полей ветра и волнения, а также данных, вырабатываемых моделью на промежуточных этапах счета. Все это обусловило необходимость создания базы данных. Необходимые параметры моделей выбираются из базы данных или заносятся в базу.

В основу численной схемы расчета элементов ветровых волн положены формулы (3.98), (3.99).

С учетом того, что угол отклонения направления ветра по разгону от направления ветра в расчетной точке не должен превышать заданного значения $\alpha_{\text{макс}}$, разгон ветра определялся по формуле

$$x = \alpha_{\text{marc}}/K, \qquad (3.107)$$

和愛いなどとなったいというというない

где x — длина разгона с учетом кривизны изобар; K — кривизна изобар в расчетной точке. В расчетах значение $\alpha_{\text{макс}}$ принято равным 22,5°.

Алгоритм расчета

Входными данными являются: время действия ветра t, длина разгона x, скорость ветра W, $\alpha_{\text{макс}}$, K — кривизна изобар в расчетной точке K, направление ветра γ , b_{ij} — признаки принадлежности узлов (i, j) сетки суше.

 $b_{ij}=0$ означает, что узел (i, j) лежит на суше, а $b_{ij}=1$ для узлов, лежащих в море. Выходными данными является высота ветровых волн. Расчет производится по широтам.

1-й шаг. Для очередной расчетной широты ф сеточной области из внешней памяти в оперативную считываются заранее подготовленные структуры S_k и ψ_k , характеризующие расстояния по локсодромии между узлами и соответствующий сектор расчета.

2-й шаг. Определяется длина разгона x в точке с координатами φ , λ с учетом возможного влияния береговой черты.

Последовательно для каждой точки сектора проверяются условия $b_{ij}=0$ и $S_k > D$. Выполнение хотя бы одного из этих условий является признаком конца просмотра данного сектора и перехода к просмотру очередного и т. д.

3-й шаг. Определяется длина разгона x в точке (φ , λ) с учетом кривизны изобар по формуле (3.107).

4-й шаг. По формулам (3.98) и (3.99) рассчитываются высоты волн h_t и h_x . В качестве прогнозируемой высоты волны в точке (φ , λ) принимается значение высоты, определяемое по формуле

$$h = a_{\text{MRH}}(h_t, h_x),$$
 (3.108)

где «— параметр адаптации.

В основу численного алгоритма расчета распространения и затухания зыби положены формулы, предложенные Свердрупом и Манком. Исходной информацией для расчета зыби являются поля ветровых волн, взятые на моменты времени t_{-24} , t_{-36} , t_{-48} , t_{-60} , t_{-72} ч. Ветровая волна, высотой более $h_{\rm Muh}$ рассматривается как потенциальная зыбь. В модели $h_{\rm Muh}=1,5$ м.

По мере удаления от источника образования период волн зыби увеличивается, а высота уменьшается согласно выражениям:

$$T_{3} = T_{B} + 2\pi r A t;$$
 (3.109)

$$T_{\rm B}^2 = T_{\rm B}^2 + 16\pi^2 r A(D/g); \qquad (3.110)$$

$$h_{\rm s} = h_{\rm B} (T_{\rm s}/T_{\rm B}) - (r + \varkappa)/(2r),$$
 (3.111)

где T_3 н T_8 — период зыби и исходного ветрового волнения соответственно; h_3 и h_8 — высота волн зыби и исходного ветрового волнения соответственно; t — время распространения зыби; D — расстояние от источника образования зыби до расчетной точки. Постоянные коэффициенты в этих формулах равны: $A = 6,35 \cdot 10^{-6}$; r = 0,580; $\kappa = 2,50$.

Расстояние, пройденное зыбью за промежуток времени Δt определяется по формуле

$$D = (g/4\pi) T_{\rm B} \Delta t + (grA/4) \Delta t^2. \tag{3.112}$$

Распространение волн зыби учитывается в секторе, угол которого равен 180°. В точках, попавших в сектор распространения зыби за период прогноза, высота волн рассчитывается по формуле

$$h_3 = h (2/\pi) \cos \beta,$$
 (3.113)

где где в — угол отклонения распространения зыби от генерального направления.

За расчетные значения в точке прогноза принимаются элементы преобладающей системы волн зыби.

Алеоритм расчета

Входными данными являются высота $h_{\text{мин}}$, $\alpha_{\text{макс}} = 90^\circ$, $h_{\text{в}}$, $\gamma_{\text{в}}$ — высота и направление ветровой волны соответственно. Выходными данными являются высота h_3 и направление γ_3 волн зыби.

1-й шаг. Для очередной расчетной широты φ сеточной области из внешней в оперативную память считываются структуры S_k и φ_k.

2-й шаг. Для точек (φ , λ) сеточной области на широте φ , в которых выполняется условие $h_{\rm B} > h_{\rm MHH}$, по формуле (3.111) определяется h_3 в конце периода прогноза. Если в данной точке уже есть волны зыби, то берется высота преобладающей системы. По формуле (3.112) определяется значение D за период прогноза. Генеральное направление зыби α_3 в этой точке определяется из условия

 $-5^{\circ} < \gamma_{\rm B} - a_{\rm S} \leqslant 5^{\circ}$.

3-й шаг. Для точек (φ , λ), являющихся источниками волн зыби, выделяются все узлы (φ_i , λ_i) сеточной области, попадающие в область распространения зыби. Высота волн зыби в точке (φ_i , λ_i) определяется по формуле (3.113). Угол отклонения зыби от генерального рассчитывается как $|g| \cdot 10^\circ$, где *g* меняется в пределах от — $[\alpha_{\text{макс}}/10] - 1$ до $[\alpha_{\text{макс}}/10] + 1$. Скобками [] принято обозначать целое число.

4-й шаг. Производится коррекция во всех узлах сеточной области расчетных значений высот волн зыби по формуле αh_3 , где: α — параметр адаптации.

Одной из главных задач предлагаемой модели адаптации расчетов скорости ветра, высот ветровых волн и зыби является выделение систематических погрешностей и их прогнозирование. Для этой цели применяется схема экспоненциального сглаживания. Суть ее заключается в том, чтобы заменить фактические значения рядов наблюдений расчетными, имеющими меньшую изменчивость. Подобного рода операция называется фильтрованием.

Расчет экспоненциальных средних y_t (сглаженных значений) на момент t выполняется по рекуррентной формуле

$$\hat{y}_t = \hat{y}_{t-1} + \varkappa (y_t - \hat{y}_{t-1}), \qquad (3.114)$$

где *и* — параметр сглаживания (*и* ∈ (0; 1).

Из формулы (3.114) видно, что ряд y_t с каждым шагом во времени обновляется, впитывая в себя новую информацию о фактическом реализуемом поле.

В предлагаемой схеме параметр сглаживания рассматривается как функция времени $\varkappa_t = \varkappa(t)$. Значение \varkappa_t определяется с учетом того, чтобы на расчетное значение $\hat{y_t}$ оказывали влияние только те y_t , которые отстоят от момента t не далее, чем на промежуток времени ΔT . Значение \varkappa_t определяется по формуле

 $\varkappa_t = 1 - (1 - E) \, (\Delta t / \Delta T), \tag{3.115}$

где Δt — интервал времени между наблюдениями y_t и y_{t-1} ; E — сумма весовых коэффициентов членов ряда y_t , находящихся в интервале влияния ΔT .

Неравномерность поступления информации для малых значений $\Delta T/\Delta t$ порядка 10 не позволяет достичь устойчивых результатов. Устранение этого недостатка производится посредством сглаживания параметра живо формуле

$$\widehat{\varkappa}_t = \widehat{\varkappa}_{t-1} + \mu \left(\varkappa_t - \widehat{\varkappa}_{t-1} \right), \qquad (3.116)$$

где µ — параметр сглаживания (µ ∈ (0; 1).

Коррекция расчетных полей скорости ветра, высот ветровых волн и зыби для момента *t* производится в каждом узле сетки по формуле

$$V_{f}^{t} = \left(\alpha_{\text{ces}}^{t} + \alpha_{\text{ces}, f}^{t} + \alpha_{r, i}^{t}\right) G_{p}^{t}$$

$$(3.117)$$

где α_{ces}^{t} — сезонная составляющая; α_{cun}^{t} — синоптическая составляющая и α_{r}^{t} — географическая составляющая; G^{t} — значение расчетного поля без учета адаптации.

Определение составляющих производится последовательно. Данные судовых наблюдений предварительно интерполируются в узлы сеточной области, которые находятся на минимальном расстоянии от точки наблюдения. Ввиду существующей погрешности измерений F_{j}^{t} коррекция осуществляется с учетом согласованных

данных \widehat{Ft}_{a} , значения которых определяются по формуле

$$\hat{F}_{I}^{t} = F_{I}^{t} + \mu_{F} (\hat{V}_{I}^{t} - F_{I}^{t}), \qquad (3.118)$$

где μ_F — параметр сглаживания ($\mu_F \in (0; 1)$); V_j^t — расчетное значение поля с учетом прогностических значений $\widehat{\alpha}_{ces}^t$, $\widehat{\alpha}_{cen}^t$, $\widehat{\alpha}_r^t$ составляющих параметра адаптации на момент t.

Значение сезонной составляющей вычисляется по формуле

$$\mathbf{a}_{ces}^{t} = \widehat{\mathbf{a}}_{ces}^{t} + \mathbf{x}_{ces}^{t} \Delta \mathbf{a}_{ces}^{t}, \qquad (3.119)$$

где κ_{ces}^{t} — параметр сглаживания, $\Delta \alpha_{ces}^{t}$ — поправка к сезонной составляющей, которая полагается равной значению, доставляющему минимум выражению

$$\min_{\Delta \alpha_{ces}} \sum_{j=1}^{n} (\hat{V}_j^t + \Delta \alpha_{ces}^t G_j^t - F_f^t)^2,$$

где n — числю узлов интерполяции данных судовых наблюдений.

Анализ точности расчетов полей ветра и волнения для акватории северной части Тихого океана с учетом адаптации и без нее производился для заблаговременности прогноза 0, 24, 48, 72, 96 и 120 ч с ноября 1986 по октябрь 1987 г. за срок 0 ч СГВ. В качестве фактических для сравнения использовались данные попутных судовых наблюдений за ветром и волнением. Результаты анализа осреднены по месяцам и за весь интервал времени и приведены в табл. 3.4, 3.5. Как видно из данных таблиц, предложенный адаптивный метод существенно повышает оправдываемость прогнозов волн, по крайней мере, для первых двух суток.

Таблица 3.4

Оправдываемость прогнозов скорости ветра с учетом (числитель) и без учета (знаменатель) адаптации

| | | Заблаговременность прогнозов, ч | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Месяц | 0 | 24 | 48 | 72 | 96 | 129 | | | | | | | |
| Ноябрь 1986 г. Цекабрь Январь 1987 г. Февраль Март Апрель Май Июнь Июнь Июль Август Сентябрь Октябрь Спедяее | 87/71 82/73 79/70 81/72 78/74 82/73 86/77 90/81 90/73 84/79 85/70 92/77 85/74 | 71/64 75/72 73/69 74/71 74/70 79/74 83/73 83/79 82/67 78/74 77/65 70/67 77/71 | 68/66 72/71 70/70 75/68 75/71 78/71 79/76 79/77 74/69 80/79 72/69 71/66 74/71 | 65/64 73/67 72/67 70/69 71/70 73/72 73/70 74/77 70/68 73/73 78/70 66/63 71/69 | 62/63 69/68 67/69 66/64 70/66 72/69 71/72 73/72 71/66 70/68 69/65 65/65 | 64/64 66/66 65/64 62/62 68/67 70/70 76/65 70/71 71/64 67/69 69/63 67/61 | | | | | | | |

Таблица 3.5

Оправдываемость прогнозов высот воли с учетом (числитель) и без учета (знаменатель) адаптации

| | Заблаговременность прогнозов, ч | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Месяц | 0 | 24 | 48 | 72 | 96 | 120 | | | | | | |
| Ноябрь 1986 г. Декабрь Январь 1987 г. Февраль Март Апрель Май Июнь Июнь Июль Август Сентябрь Октябрь | 93/85 89/77 86/78 87/74 88/80 87/79 92/82 94/84 94/88 97/94 96/83 98/96 | 81/78 79/75 79/70 74/73 84/77 86/76 90/83 87/85 88/86 90/88 84/77 84/79 | 80/73 76/76 81/72 73/70 77/73 80/74 86/79 86/82 86/88 92/87 85/85 84/79 | 75/74 74/72 77/67 68/69 80/74 75/73 77/75 85/80 85/84 88/90 83/77 80/75 | 71/71 68/70 78/62 69/65 76/70 71/69 75/73 82/78 86/77 84/80 84/79 79/77 | 71/69 68/66 69/64 66/63 71/72 72/71 76/72 79/77 80/77 81/78 82/74 77/72 | | | | | | |
| Среднее | 92/83 | 84/79 | 82/78 | 79/76 | 77/73 | 74/71 | | | | | | |

3.9. Прогноз волнения на основе численного решения уравнения баланса спектральной энергии волн

В основе большинства спектральных методов [3, 9, 11, 12, 31, 33] лежит уравнение (3.46), которое выражает физическую концепцию процессов, определяющих развитие и распространение волн. Спектральные методы позволяют наиболее полно описать процесс ветрового волнения. Однако практическая реализация этих методов встречает определенные трудности, связанные с тем, что компоненты, входящие в уравнение (3.46), содержат ряд параметров и функций, о виде и свойствах которых в настоящее время имеются лишь весьма приближенные представления.

При $G_i = 0$ уравнение (3.46) описывает распространение мертвой зыби с учетом эффекта частотной и угловой дисперсии. При этом V_x и V_y — составляющие вектора групповой скорости переноса волновой энергии определяются по формулам:

$$V_x = g \cos \theta / (2\omega); \quad V_y = g \sin \theta / (2\omega). \tag{3.120}$$

Наиболее важно в связи с решением уравнения (3.46), определение вида функции G, включающей в себя поступление энергии из атмосферы, ее диссипацию и перераспределение с помощью нелинейных взаимодействий. Если эта функция определена достаточно точно, то уравнение (3.46) может быть проинтегрировано при определенных начальных и граничных условиях, что дает возможность предвычислить спектральные характеристики волн с точностью, достаточной для многих практических задач.

Решение уравнения в частных производных (3.46), как правило, производится с применением конечно-разностных методов.

Однако для некоторых частных случаев развития волн: волн зыби, не подвергавшихся действию внешних сил (G=0) и ветрового волнения, когда потерь энергии не происходит ($G=\alpha+\beta S$) или происходит только за счет обрушения гребней волн [(G= $=(\alpha+\beta S) \cdot (1-S/S_{\infty})$], были получены аналитические решения. В следующем параграфе рассматривается способ задания исходного уравнения, позволяющий получить сравнительно простое аналитическое решение.

3.9.1. Метод прогноза волн, основанный на аналитическом решении уравжения баланса спектральной энергии

Исходное уравнение (3.46) С. Л. Дженюк [15] записывает в виде

$$\frac{\partial S}{\partial t} + V_x \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right) + V_y \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right) = (\alpha + \beta S) \left(1 - S/S_{\infty}\right), \quad (3.121)$$

где α и β — коэффициенты теории Филлипса—Майлза; S_{∞} — спектр полностью развитого волнения.

При решении выражения (3.121) в качестве начального условия задается поле спектральной плотности S_0 на начальный момент t_0 , а в качестве граничного — значения спектральной плотности $S_{\rm TP}$ на границе расчетной области. Аналитическое решение уравнения получено при постоянных α , β , ω , θ в виде

$$S(x, y, t) = [S_{\infty}(\alpha + \beta S') \exp(\alpha/S_{\infty} + \beta)(t - t_0) - \alpha(S_{\infty} - S')]/[\beta(S - S') + (\alpha + \beta S') \exp(\alpha/S_{\infty} + \beta)(t - t_0)],$$
(3.122)

где

$$S' = \begin{cases} S_0 \left[x - v_x \left(t - t_0 \right), \ y - v_y \left(t - t_0 \right), \ t_0 \right] \\ \text{для} \left[x - v_x \left(t - t_0 \right), \ y - v_y \left(t - t_0 \right) \right] \Subset Q \\ S_1 \left[x', \ y', \ (x - x') / v_x \equiv (y - y') / v_y \right] \\ \text{в остальных случаях.} \end{cases}$$
(3.123)

Ввиду того, что информация о спектральной плотности S_0 в начальный момент времени t_0 , как правило, отсутствует, в качестве начального условия задается спокойное состояние моря ($S_0=0$), а момент начала расчета выбирается таким образом, чтобы можно было учесть время добегания всех спектральных составляющих на интересующий срок из самых удаленных точек расчетной области. Задача существенно упрощается, если прогноз ведется в оперативном режиме. Тогда результаты предыдущего расчета запоминаются и используются в качестве исходных данных для следующего прогноза. На внешних узлах сеточной области, совпадающих с линией берега или границей распространения кромки льда на замерзающих морях, в качестве граничного условия принимается $S_{rp}=0$. Для расчета значения S_{rp} на жидкой границе используется аппроксимация частотного спектра, предложенная Ю. М. Крыловым:

$$S(\omega) = 30600\hbar^2 \overline{T}^{-6} \omega^{-7} \exp(1221\overline{T}^{-4} \omega^{-4}), \qquad (3.124)$$

дополненная функцией углового распределения вида

$$Q(\theta) = (2/\pi) \cos^2 \theta, \qquad (3.125)$$

где 6 — направление распространения спектральных составляющих.

Значения средней высоты \hbar и среднего периода \overline{T} рассчитываются по эмпирическим формулам, предложенным И. Н. Давиданом:

$$\bar{h}_{x} = 0.03 W^{2} \left(g x / W^{2} \right)^{0.43}; \qquad (3.126)$$

$$\overline{T} = 0.263 W \left(g x / W^2 \right)^{0.215} \tag{3.127}$$

при

$$x$$
 (KM) = 24 (W^2/g). (3.128)

Путем интегрирования двумерного спектра $S(\omega, \theta)$, рассчитанного по выражениям (3.122) и (3.123) для всех частот и направлений, можно перейти к частотному спектру $S(\omega)$, средней высоте волн и среднему периоду \overline{T} . При S'=0 решение уравнения (3.122) сводится к выражениям, зависящим только от времени действия ветра t и длины разгона:

$$S(t) = \alpha \left[\exp \left(\alpha / S_{\infty} + \beta \right) t - 1 \right] / \left[\beta + \left(\alpha / S_{\infty} \right) \exp \left(\alpha / S_{\infty} + \beta \right) t \right];$$
(3.129)

$$S(x) = \alpha \left[\exp\left(\alpha/S_{\infty} + \beta\right)(x/V_{x}) - 1 \right] / \left[\beta + (\alpha/S_{\infty})(\alpha/S_{\infty} + \beta)(x/V_{x})\right].$$
(3.130)

Эти формулы легли в основу расчетного метода. α, β и S_∞ задаются выражениями:

$$a = 4 \cdot 10^{-7} \omega^{3} W^{6} \{ m_{1} / [m_{1}^{2} + (\omega^{4}/g^{2}) \sin \varphi] \} \times \\ \times \{ m_{2} / [m_{2}^{2} + (\omega^{2} \cos \varphi/g - \omega/W)^{2}] \};$$
(3.131)

$$\beta = \begin{cases} 1,082 \cdot 10^{-3} (\omega^2 W \cos \varphi - 8,3\omega) & \text{для } \omega W \cos \varphi \ge 8,3 \\ 0 & \text{для } \omega W \cos \varphi < 8,3; \end{cases}$$
(3.132)

для $\omega W \cos \varphi < 8,3;$

$$S_{\infty} = 0,636\omega^{-5}\cos^4\varphi, \qquad (3.133)$$

где $m_1 = 0.52 (\omega/W)^{0.95}$; $m_2 = 0.33 (\omega/W)^{1.28}$; W — скорость ветра на высоте 10 м: ф — направление ветра относительно направления распространения спектральных составляющих.

При малых скоростях ветра (W < 5 м/с) $\alpha = \beta = 0$ и решение уравнения (3.122) сводится к виду S = S'. При $\beta \to \infty$, $S \to S_{\infty}$.

Для реализации решения уравнения баланса спектральной энергии на ЭВМ был разработан численный алгорим, в котором непрерывные поля всех величин заменяются дискретными, а некоторые аналитические выражения — их разностными аналогами. Поля ветра и волнения представляются набором дискретных значений в узлах прямоугольной сетки. В качестве исходных данных задаются скорость ветра W и направление ф на все расчетные сроки. Расчет выполняется шагами во времени, причем W и φ на каждом шаге считаются постоянными, а распределение спектральной плотности, полученное в результате предыдущего шага, служит начальным условием для последующего.

Значение S', которое, согласно выражению (3.123), в общем случае не совпадает с каким-либо узлом сетки, определяется путем билинейной интерполяции между значениями спектральной плотности в четырех ближайших узлах. Шаг расчета по горизонтальной координате Δx и времени Δt должен удовлетворять условию

$$\min(\Delta x, \Delta t) \ge (g \Delta t)/(2\omega_{\text{MBH}}), \qquad (3.134)$$

где омин — наименьшее значение частоты, для которого рассчитывается спектральная плотность.

Двумерный спектр волн представляется в виде набора дискретных составляющих $S(\omega_m, \theta_n)$, каждая из которых рассчитывается независимо друг от друга. Переход к средним значениям высот \hbar , периодов \overline{T} и направлений волн $\overline{\theta}$ осуществляется по формулам:

$$\hbar = \left[2\pi \sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} S(\omega_{m}, \Theta_{n}) \Delta \omega \Delta \Theta \right]^{1/2}; \qquad (3.135)$$

$$\overline{T} := 2\pi \left[\sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} S(\omega_{m}, \Theta_{n}) \Delta \omega \Delta \Theta / \sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} S(\omega_{m}, \Theta_{n}) \omega^{2} \Delta \omega \Delta \Theta \right]^{1/2}; \quad (3.136)$$

$$\bar{\Theta} = \left[\sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} S(\omega_{m}, \Theta_{n}) \Theta_{n} \Delta \omega \Delta \Theta / \sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} S(\omega_{m}, \Theta_{n}) \Delta \omega \Delta \Theta \right]^{1/2}.$$
 (3.137)

Данный численный алгоритм является достаточно общим и применим для расчета волн на любой глубоководной акватории. В частности, его практическая реализация была осуществлена для Баренцева, Норвежского и Гренландского морей. Для этих морей С. Л. Дженюком была разработана методика оперативного прогноза волнения.

Непрерывный спектр аппроксимировался набором спектральных составляющих: 16 по частоте (от 0,3 до 1,8 рад/с с шагом 0,1) и 16 по направлению (от 0 до 337,5° с шагом 22,5°). Всего было задано 256 дискретных составляющих. Шаг по расстоянию составлял 200 км, а шаг во времени 3 ч.

Численный расчет выполнялся на сеточной области, построенной на карте в конформной полярной проекции и насчитывающей 192 (16×12) узла. При расчете учитывалось переменное положение кромки льда. В точках, лежащих на кромке и за ней, как и в точках, лежащих на суше, спектральная плотность принималась равной нулю.

Расчет двумерного спектра волн осуществляется поэтапно шагами. Шаг во времени $\Delta t = t - t_0$ выбирается с учетом максимальной скорости распространения спектральной составляющей $V(v_x, v_y)$ таким образом, чтобы скорость и направление ветра за время Δt в окрестности расчетной точки с радиусом $r = \sqrt{v_x^2 + v_y^2} \Delta t$ можно было полагать неизменным. Исходные поля ветра рассчитываются по полям приземного атмосферного давления по методике А. И. Соркиной.

Для перевода направления ветра от прямоугольных координат к географическим, используется соотношение

$$\psi_1 = \psi - \delta, \tag{1.138}$$

где δ — угол отклонения ветра от направления север--юг по отношению направления ветра в узлах прямоугольной сетки.

В свою очередь направление ветра ϕ по отношению к направлению спектральных составляющих θ определяется по соотношению

$$\varphi = |\psi_1 - \Theta|. \tag{3.139}$$

Расчет прогноза волн состоит из следующих этапов.

1. Задается расчетная сеточная область с учетом положения береговой линии и границы распространения кромки льда.

2. Определяются значения скорости и направления ветра в узлах расчетной сетки на каждом временном шаге.

3. Задается исходное поле значений спектральной плотности в узлах расчетной сетки.

4. Для всех пар (ω_i , θ_i) в каждом узле сетки рассчитываются значения спектральной плотности $S(\omega_i, \theta_j)$ по формулам (3.129) и (3.130) и одновременно накапливаются суммы

$$\sum_{i=1}^{l}\sum_{j=1}^{S}S(\omega_{i}, \Theta_{j})\Delta\omega\Delta\Theta; \quad \sum_{i=1}^{l}\sum_{j=1}^{S}S(\omega_{i}, \Theta_{j})\omega^{2}\Delta\omega\Delta\Theta.$$

5. По формулам (3.135), (3.136) и (3.137) рассчитываются поля средних высот волн \hbar , средних периодов волн T и среднего направления распространения волн θ .

6. Если за время Δt поле ветра не изменилось, расчет продолжается с пункта 3.

3.9.2. Методы, основанные на численном решении уравнения баланса спектральной энергии волн

В Санкт-Петербургском отделении ГОИНа [11] было выполнено численное решение уравнения (3.46) с правой частью вида

$$G = (\alpha + \beta S) (1 - \mu) + (\Gamma - \tau S)$$
(3.140)

и предложен метод численного интегрирования этого уравнения путем его аппроксимации двухслойной разностной схемой с весами, которые выбираются (при конкретных граничных условиях) в зависимости от направления распространения спектральной составляющей θ , значения и знака V_x и V_y и условий устойчивости. Эта схема записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} G_{m,k}^{n} &= (S_{m,k}^{n+1} - S_{m,k}^{n})/\Delta t + C_{1}V_{x}(S_{m,k}^{n} - S_{m-1,k}^{n})/\Delta x + \\ &+ C_{2}V_{y}(S_{m,k}^{n} - S_{m,k-1}^{n})/\Delta y + C_{3}V_{x}(S_{m,k}^{n+1} - S_{m-1,k}^{n+1})/\Delta x + \\ &+ C_{4}V_{y}(S_{m,k}^{n+1} - S_{m,k}^{n+1})/\Delta x + C_{5}V_{x}(S_{m,k+1}^{n} - S_{m,k}^{n+1})/\Delta x + \\ &+ C_{6}V_{y}(S_{m,k+1}^{n} - S_{m,k}^{n})/\Delta y + C_{7}V_{x}(S_{m+1}^{n+1} - S_{m,k}^{n+1})/\Delta x + \\ &+ C_{8}V_{y}(S_{m,k+1}^{n+1} - S_{m,k}^{n+1})/\Delta y, \end{aligned}$$
(3.141)

где $C_1 + C_3 + C_5 + C_7 = 1$; $C_2 + C_4 + C_6 + C_8 = 0$.

Принятая разностная схема устойчива при выполнении условия (3.134).

При практических расчетах α записывается в виде (3.131), а β — по формуле

$$\beta = \begin{cases} 5 f \rho_a / \rho_w (W \cos \varphi / C - 0.9 \text{ для } W \cos \varphi > 0.9C \\ 0 & \text{в остальных случаях,} \end{cases}$$
(3.142)

где W — скорость ветра, м/с; ρ_w и ρ_a — плотность воды и воздуха; C — фазовая скорость волн.

Параметры Г и т в выражении (3.140), учитывающие нелинейные взаимодействия между спектральными составляющими, рассчитываются по формулам:

тде

$$E(x, y, t) = \int_{0}^{t} \int_{0}^{2\pi} S(f, \Theta, x, y, t) df d\Theta; \qquad (3.145)$$

$$f_0(x, y, t) = (1/E) \int_{1}^{t} \int_{0}^{2\pi} S(f, \Theta, x, y, t) df d\Theta; \qquad (3.146)$$

$$\Theta_0(x, y, t) = (1/E) \int_0^{L^{2\pi}} \int_0^{2\pi} S(f, \Theta, x, y, t) \, df \, d\Theta.$$
 (3.147)

Относительный вклад членов уравнения (3.140) зависит от стадии развития волнения. На начальной стадии развития волн основной вклад (80%) вносит первое слагаемое правой части уравнения (3.140), учитывающее механизмы Филлипса и Майлза и эффект обрушения волн при достижении равновесного участка спектра. Однако, по мере развития волн, как показали исследования последних лет, увеличивается роль второго слагаемого уравнения (3.140), определяющего перенос энергии по спектру.

c 0 -

Разработанная в СПО ГОИНа модель применялась для расчета полей волнения в Северной Атлантике [33]. Сеточная область, для которой производились расчеты, состояла из 130 точек (13× ×10). В каждом узле этой области пространственный спектр волн аппроксимировался набором дискретных спектральных составляющих $S(\omega_m \vartheta_n)$: 12 частотами (с переменными интервалами 0,251; 0,345; 0,440; 0,565; 0,691; 0,816; 0,942; 1,068; 1,256; 1,444; 1,663; 1,884) и 12 направлениями с интервалом 30°. Шаг по расстоянию был принят равным 300 км, а по времени — 3 ч. При этом данные о поле ветра вводились в ЭВМ через 12 ч.

В начальный момент времени t_0 поверхность океана принималась спокойной, т. е. $S(\omega, \theta, x, y, t) |_{t=t_0} = S_0(\omega, \theta, x, y, t) = 0$. Предполагалось, что адаптация модели к реальным условиям волнения наступает через 36—48 ч после начала счета. На границах области φ принималось условие $S_r(\omega, \theta, x, y, t)/x, y \in \varphi = 0$, т. е. предполагалось, что адвекция энергии извне отсутствует, однако локальный рост волн под действием ветра происходит.

Алгоритм задачи реализует следующие этапы решения.

1. Ввод данных о поле ветра (скорость и направление в узлах сеточной области). Эти данные получают путем пересчета полей приземного атмосферного давления в поле векторов ветра по методике А. И. Соркиной.

2. Расчет изменений энергии спектральных составляющих, обусловленных ростом, распространением, обрушением и нелинейными взаимодействиями между компонентами волн.

3. Суммирование рассчитанных компонентов спектра в узлах сетки по частотам и направлениям и расчет средней высоты, среднего периода и среднего направления распространения волн по формулам (3.135)—(3.137).

Оценка точности расчетов по методу СПО ГОИНа была проведена по нескольким штормовым ситуациям. Наиболее интересным случаем для проверки метода был шторм 15—18 декабря 1959 г. Он оказался «пробным камнем», на котором было испытано несколько методов как спектральных, так и неспектральных. Во время этого шторма в районе корабля погоды «Ј» производились инструментальные записи волнения бортовым волнографом системы Таккера через 6-часовые промежутки времени.

Типичная синоптическая ситуация для этого шторма показана на рис. 3.12.

Результаты сравнительной оценки точности расчетов высот волн по спектральной модели СПО ГОИНа при различных пространственном и временном шагах для судна погоды Ј приведены в табл. 3.6. Как видно на рис. 3.12 и из данных таблицы, наибольшие расхождения между моделями получились на стадии ослабления шторма 18 декабря 1959 г. Расчет при ослаблении скорости ветра по модели СПО ГОИНа дает более медленное затухание высоты волн, по сравнению с данными наблюдений. Анализ показал, что это связано главным образом со значительным пространственным и временным сглаживанием хода скорости и направления ветра, обусловленным достаточно большими шагами во времени и по расстоянию. Выполненные эксперименты показывают, что если уменьшать шаг во времени и по расстоянию, то результаты расчетов приближаются к данным наблюдений.

На рис. 3.13 показан пример расчета полей ветра и высот волн для другого шторма, наблюдавшегося 4—10 января 1959 г. На этом рисунке для сравнения приведены расчеты высот волн, выполненные в Нью-Йоркском университете. Рассчитанные поля высот волн по модели СПО ГОИНа достаточно хорошо согласуются с американскими расчетами и с данными визуальных наблюдений за волнением в области сильных ветров. Однако в области слабых ветров высоты волн по модели СПО ГОИНа оказались меньше высот волн, рассчитанных по модели США.

3.10. Параметрические модели численного прогноза ветрового волнения

Использование математических моделей для прогноза волнения, записанных в виде выражения (3.46), встречает ряд трудностей при их практической реализации, связанных главным образом со значительными затратами машинного времени. Поэтому в последние годы стали прибегать к упрощению сложных спектральных моделей и приспосабливать их к условиям оперативной работы. Путь такого упрощения впервые был предложен К. Хассельманом [38]. В результате анализа данных наблюдений за ветром и волнением по программе JONSWAP (Joint North Sea Wave Project) в Северном море Хассельман и др. установили, что при однородном поле ветра и ограниченном разгоне форма спектра

14 3akas M 133

Таблица 3.6

. Сопоставление фактических и вычисленных высот волн в районе корабля погоды «/» с различным разрешением сеточной области

| Характеристика | | 16 декаб | ря 1959 г | . | 17 декабря 1959 г. | | | | | | | | 18 декабря 1959 г. | | |
|---|------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|---------------------------|-------------------|------------------|---------------------|------------------|------------------|
| | 12 4 | (5 4 | 18 u | 21 y | 0 ч | 03 ч | 06 ч⊡ | 09 ч | 12 4 | 15 ч | (8 પ | 21 q | 0 | 03 ч | 6 |
| Скорость ветра, м/с Направление вет- ра, град Фактическая высо- та волны, м | 12 240 4,1 | 16 240 4,5 | 25 240 4,8 | 22 240 6,0 | 30,5 235 7,5 | 31 240 9,0 | 26 270 10,5 | 23 280 10,3 | 25,5 275 9,9 | 25 300 10 ,3 | 25 280 12,0 | 21 315 9,7 | 17,5 275 10,8 | 13 300 8,0 | 10 270 6,3 |

| Расчет волн пр | и ∆х == | 200 км, | t = | - 6 | đ |
|----------------|---------|---------|-----|----------------|---|
|----------------|---------|---------|-----|----------------|---|

| Высота волны, м | 1 | 4,2 | 5,0 | 5,6 | 7,0] | 8,5 | 10,0 | 11,2 | 11,5 | 11,9 | 11,9 | 11,8 | 11,5 | 11,2 | 10,4 | 9,8 |
|-----------------|----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Пернод волны, с | | 7,7 | 8,5 | 9,0 | 10,1 | 11,1 | 12,0 | 12,7 | 12,9 | 13,0 | 13,1 | 13,0 | 12,9 | 12,7 | 12,2 | 11,8 |
| Направление во | л- | 240 | 240 | 240 | 240 | 240 | 240 | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 |
| ны, град | l | I | l | . 1 | ļ | | | , I | I | i | • • | t I | | | | I |

| Decuer | BOILR | ппи А | x = 305 | ки | t = 12 g |
|--------|-------|-------|---------|-----|----------|
| Расчег | ROVIH | прв 2 | m = 000 | ьм, | i — 12 ч |

| Высота волны, м | 5,4 | 5,6 | 5,6(| 6,9 | 8,3 | 9,5 | 10,1 | 10,5 | 10,9 | 11,4 | 11,8 | 12,2 | 12,2 | 11,8 | 11,7 |
|------------------------------|-----|-----|------|------|---------------|-------------|------|------|-------------|------|------|------|------|------|------|
| Период волны, с | 8,8 | 9,0 | 9,0 | 10,0 | ≦ 11,0 | 11,6 | 12,2 | 12,3 | 12,5 | 12,8 | 13,0 | 13,3 | 13,5 | 13,1 | 13,1 |
| Направление вод- ны, град | 270 | 270 | 270 | 270 | 270 | 2 70 | 270 | 270 | 27 0 | 270 | 300 | 300 | 300 | 300 | 300 |



Рис. 3.12. Сипоптическая ситуация (a), фактические поля вегра (б) и рассчитанные поля воли (в) во время шторма 15-20 декабря 1959 г.

14*



остается неизменной вследствие стабилизирующего эффекта нелинейного обмена энергией между различными участками спектра. Тем же явлением объясняется сдвиг пика спектра в сторону низких частот. Было также установлено, что такой же стабилизирующий эффект наблюдается и для развивающегося волнения. Путем обобщения всех данных наблюдений были получены осредненные параметры для спектра JONSWAP (коэффициент усиления пика

спектра, ширина спектра в низкочастотном и высокочастотном диапазонах относительно частоты пика спектра ω_0 (рис. 3.14).

По отношению к перечисленным параметрам рассмотрено уравнение баланса спектральной энергии, представленное в виде

 $(1/\nu) (\partial \nu/\partial \tau + P_{\mathfrak{q}} \partial \nu/\partial \eta) =$ = $-N_{\mathfrak{q}} \nu^{7/3} + (1/\eta) (\partial \eta/\partial \tau +$ $+ \partial \nu/\partial \eta), \quad (3.148)$

Рис. 3.14. Параметризация частотного спектра.

きないないないまでの ちょうちょう こうこう



где v — параметр, зависящий от частоты максимума спектра и скорости ветра; $P_0 = 0.95$; $N_0 = 5.5 \times 10^{-4}$.

Рассматривались два крайних случая: слабого и сильного поступления энергии от ветрового потока. В обоих предельных случаях форма спектра мало зависит от функций, описывающих поступление энергии от ветра и диссипацию, и регулируется только внутренними процессами нелинейного обмена. При этом уравнение баланса параметризуется через общую энергию спектра E и частоту максимума ω_0 .

Стабилизирующий эффект обусловлен тем, что функция источника линейно связана со спектральной плотностью, а функция, описывающая нелинейный обмен, связана с ней кубической зависимостью. Поэтому при увеличении скорости ветра спектральная энергия в области максимума возрастает, но при этом сразу же усиливается и ее перекачка по спектру. Описываемый процесс протекает достаточно быстро. Поэтому между энергией, заключенной в спектре, частотой максимума ω_0 и скоростью ветра соблюдается однозначное соответствие. Уголовое распределение спектральной энергии также аппроксимируется функцией двух аргументов: ω/ω_0 и $v = W\omega_0/g$, где W — локальная скорость ветра.

Исходя из вышеизложенного, для прогностических целей, когда не требуется высокая точность, может быть использована параметрическая модель волнения, содержащая в себе всего несколько параметров. Существующие параметрические модели применимы только для ветрового волнения и не пригодны для расчета зыби.

3.10.1. Спектральная параметрическая модель ветрового волнения СПО ГОИНа

Для ветровых волн вместо уравнения (3.46) был использован его параметрический аналог, основывающийся на переходе от уравнения баланса для каждой спектральной составляющей к уравнениям для параметров спектра:

$$\partial a_i / \partial t + D_{ijk} \partial a_i / \partial x_k = G_i \tag{3.149}$$

где a_i, \ldots, a_n — независимые параметры спектра;

$$D_{ijk} = \Phi'_i (C_{gk} \partial S / \partial a_i),$$

где $\Phi' - \phi$ ункционал; $a_i = \Phi(S)$; G_{gk} — групповая скорость спектральных составляющих с волновым числом k.

Принципиальная возможность замены выражения (3.46) системой параметрических уравнений (3.149) обусловлена тем, что спектр ветровых волн сохраняет по мере развития и распространения волн универсальную форму под влиянием слаболинейного взаимодействия спектральных составляющих. В модели СПО ГОИНа в качестве исходной аппроксимации был выбран спектр, полученный на основе анализа большого количества данных натурных измерений:

$$S(\omega, \theta) = S(\omega, \omega_0, m_0) Q(\theta, \theta), \qquad (3.159)$$

где

 $S(\omega, \omega_0, m_0) = (n+1) m \omega^n \omega^{-(n+1)} \exp \left[-(n+1)/n (\omega_0/\omega)^n \right];$ $Q(\theta, \bar{\theta}) = (8/3\pi) \cos^4 (\theta - \bar{\theta}), \quad n = 5,5.$

Использование предположения об универсальности формы спектра позволяет избежать использование записи функции источника G в выражении (3.46) в явном виде. Тогда модель ветрового волнения можно выразить системой трех уравнений вида (3.149) для параметров ω_0 — частоты спектрального максимума,

 m_0 — нулевого момента спектра (дисперсии) и θ — среднего направления ветровых волн. При этом в правую часть уравнения (3.149) будет входить член, отвечающий за нелинейное перераспределение энергии, так как он является определяющим для эволюции ω_0 .

Таким образом, правая часть уравнения для дисперсии m_0 является функцией, описывающей совместное действие накачки ветра F_{in} и диссипации F_{ds} .

Учитывая тот факт, что для ветровых волн существует достаточно стабильная зависимость между m_0 и ω_0

$$\bar{\omega}_0 = 0,112\tilde{m}_0^{-0,34},$$
 (3.151)

можно воспользоваться более простой системой, состоящей издвух уравнений.

В равенстве (3.151) ño и юо — безразмерная дисперсия и частота спектрального максимума соответственно.

Появляющиеся неизвестные коэффициенты в системе уравнений (3.149) определяются, исходя из требований удовлетворения: решения следующему эмпирическому соотношению:

$$\hat{m}_0 = 4,44 \cdot 10^{-7} \tilde{x} \ 0,84, \qquad (3.152)$$

где \tilde{x} — безразмерная длина разгона.

Таким образом, окончательное выражение для системы двух: уравнений записывается в виде:

$$\frac{\partial m_{0}}{\partial t} + 0.676g\tilde{\omega}_{0}^{-1}\cos\theta(\partial m_{0}/\partial x) + 0.676g\tilde{\omega}_{0}^{-1}\sin\bar{\theta}(\partial m_{0}/\partial y) =$$

$$= 3.38 \cdot 10^{-5} \left[\tilde{\omega}_{0} \cdot W/g\right]^{1.51} \tilde{\omega}_{0} m_{0}\cos(\theta - \bar{\theta}); \qquad (3.153)^{4}$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + 0.447g\tilde{\omega}_{0}^{-1}\cos\bar{\theta}(\partial \theta/\partial x) + 0.447g\tilde{\omega}_{0}^{-1}\sin\bar{\theta}(\partial \bar{\theta}/\partial y) =$$

$$= 1.21 \cdot 10^{-5} \left[\tilde{\omega}_{0}W/g\right]^{1.51} \tilde{\omega}_{0}\sin(\theta - \bar{\theta}), \qquad (3.154)^{4}$$

где ω₀ определяется по формуле (3.151).

В результате в каждом узле сеточной области в последовательные моменты времени рассчитываются характеристики ветрового волнения: ω_0 , m_0 , θ , которые являются параметрами спектра $S(\omega, \theta)$.

Уравнение, описывающее эволюцию зыби решается численно, использованием конечно-разностного метода. При этом непрерывный спектр волн аппроксимируется дискретным спектром. $\sum_{i=1}^{9} \sum_{i=1}^{12} S(\overline{\omega}, \overline{\theta}) \Delta \omega \Delta \theta$: 9 частотами и 12 направлениями распространения спектральных составляющих. После отдельного расчета ветровых волн и зыби результаты суммируются.

При расчетах делаются допущения: a) обмен энергией между ветровыми волнами и зыбью возможен, если разность между генеральным направлением ветровых воли и зыби по абсолютному значению не превышает 30°; б) при любом взаимодействии полная энергия смешанного волнения сохраняется; в) нелинейное взаимодействие между зыбью и ветровым волнением пренебрежимо мало, если их энергонесущие частоты не перекрываются. В случае, когда частоты перекрываются, ветровые волны и зыбь обмениваются энергией быстро — в течение одного временного шага.

Схема расчета параметров волн сводится к следующему.

Расчет чисто ветрового волнения без учета зыби производится. но формулам (3.153), (3.154). Переход к средним высотам волн $h_{\rm B}(x, y, t)$ и средним периодам $T_{\rm B}(x, y, t)$ осуществляется по формулам:

$$\bar{h}_{\rm B} = \sqrt{2\pi \tilde{m}_{\rm 0}}; \quad \bar{T}_{\rm B} = 2\pi/\tilde{\omega}_{\rm 0}, \qquad (3.155)$$

где ω_0 и \tilde{m}_0 — безразмерные величины, вычисляемые по формулам (3.151), (3.152).

Таким образом, на выходе первой части задачи являются

$$\hat{h}_{B}(x, y, t), T_{B}(x, y, t), \bar{\theta}_{B}(x, y, t).$$

Для расчета зыби используется уравнение баланса волновой энергии относительно функции спектральной плотности S(x, y, t) $\partial S/\partial t + V_x \partial S/\partial x + V_y \partial S/\partial y = 0,$ (3.156)

где $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ — спектр зыби; V_x , V_y — проекции групповой скорости на направление θ в декартовой системе координат: нулевое направление совпадает с осью X, отсчет угла θ идет против часовой стрелки.

К уравнению (3.156) ставятся следующие начальные условия:

$$S(\omega, \theta, x, y, t)|_{t=t_0} = S_0(\omega, \theta, x, y, t).$$
 (3.157)

Уравнение (3.156) решается методом конечных разностей. Разностная схема, аппроксимирующая уравнение (3.156), записывается в виде:

$$\binom{n+\frac{1}{2}}{S_{ij}^{n+\frac{1}{2}} - S_{ij}^{n}} / (\Delta t/2) + C_{1}V_{x} \left(S_{ij}^{n+\frac{1}{2}} - S_{i-1,t}^{n+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x + + C_{2}V_{x} \left(S_{i+1,t}^{n+\frac{1}{2}} - S_{i,t}^{n+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x + C_{3}V_{y} \left(S_{ij}^{n} - S_{i,t-1}^{n} \right) / \Delta y + + C_{4}V_{y} \left(S_{i,t+1}^{n} - S_{ij}^{n} \right) / \Delta y = 0;$$
(3.158)
$$\left(S_{ij}^{n+1} - S_{ij}^{n+\frac{1}{2}} \right) / (\Delta t/2) + C_{1}V_{x} \left(S_{ij}^{n+\frac{1}{2}} - S_{i-1,t}^{n+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x + + C_{2}V_{x} \left(S_{i+1,t}^{n+\frac{1}{2}} - S_{it}^{n+\frac{1}{2}} \right) / \Delta x + C_{3}V_{y} \left(S_{ij}^{n+1} - S_{i,t-1}^{n+1} \right) / \Delta y + + C_{4}V_{y} \left(S_{i,t-1}^{n+1} - S_{it}^{n+1} \right) / \Delta y = 0;$$

$$+ C_{4}V_{y} \left(S_{i,t-1}^{n+1} - S_{it}^{n+1} \right) / \Delta y = 0;$$

 $C_1 + C_2 = 1$, $C_3 + C_4 = 1$, $(C_1 = 1$ при $V_x > 0$; $C_3 = 1$ при $V_y > 0$); i = 1, 2, ..., m; j = 1, 2, ..., k.

На выходе второй части задачи являются h_3 , \overline{T}_3 , $\overline{\theta}_3$ зыби. Средняя высота смешанного волнения вычисляется по формуле (3.106).

3.10.2. Интегральная параметрическая модель ветрового волнения ГОИНа

Концепция интегральной параметрической модели ветрового волнения в современной постановке была развита в работах голландских исследователей. Эта концепция заключается в интегрировании уравнения (3.46) по частоте

$$\partial S(\theta) / \partial t + \nabla \left[\langle \mathbf{C}_{\mathbf{g}} \rangle_{\omega} S(\theta) \right] = 2\pi \langle F \rangle_{\omega}, \qquad (3.159)$$

где средняя групповая скорость

$$\langle \mathbf{C}_{g} \rangle_{\omega} = (\langle \mathbf{C}_{g} S \rangle_{\omega} / \langle S \rangle_{\omega}) (\cos \theta, \sin \theta),$$
 (3.160)

а угловой спектр

$$S(\mathbf{\theta}) = 2\pi Q(\mathbf{\theta}) m_{\mathbf{\theta}}. \tag{3.161}$$

Здесь $m_0 = (\hbar)^2/2\pi$ — дисперсия волновых ординат; \hbar — средняя высота волн; $Q(\theta)$ — угловое распределение энергии, которое аппроксимируется функцией вида

$$Q(\theta) = (2/\pi) \cos^2(\theta - \theta_0), \qquad (3.162)$$

где $\theta - \theta_0 \in [-\pi/2, +\pi/2], \theta$ — генеральное направление распространения волн. Указанные функции зависят от координат x, y и времени t.

При простых условиях волнообразования (поле ветра однородно и стационарно, но влияет контур береговой черты) интегрирование уравнения (3.159) по переменной θ дает

$$\partial \tilde{e}/\partial t + \partial \left[\langle \tilde{C}_g \rangle_{\Theta}, \ \Theta_{\circ}, \ \tilde{e} \right] / \partial x = \tilde{B}, \qquad (3.163)$$

где интегральная накачка

$$\widetilde{B} = 2\pi \langle \widetilde{F} \rangle \omega, \theta = 2\pi g / W^3 \langle F \rangle \omega, \theta =$$

$$= \left[A \xi^{7/2} (1 - \xi^4) \right] / \left[\ln (1 + \xi^2) / (1 - \xi^2) \right]^{1/k - 1};$$

$$A = \beta k_a^{-11/4} (2b)^{1/k}; \quad \beta = (11/4) \beta^1; \quad \xi^4 = \overline{\xi} / a^2.$$

Здесь W — скорость ветра.

なないないないないないないないないないです。

Уравнение (3.159) при найденных значениях групповой скорости и накачки служит в конечно-разностной аппроксимации для расчетов и прогнозов ветрового волнения. Для расчета волн зыби применяется дискретная лучевая схема [4].

Для перехода от уравнения эволюции спектральной плотности (3.159) к эволюции энергии ветрового волнения необходимо задаться зависимостью энергии от разгона и априори задать спектр. В описываемой модели зависимость энергии от разгона представлена в виде

$$\tilde{h} = \sqrt{\tilde{e}} = a_x \operatorname{th} (b_x \tilde{x}^{0,45}), \qquad (3.164)$$

где $\tilde{x} = gx/W^2$ — безразмерный разгон; $a_x = 0,16$; $b_x = 1,25 \cdot 10^{-2}$.

Для определения средней групповой скорости был использован частотный спектр Круземана, близкий по форме к спектру JONSWAP:

$$S_{\mathrm{kp}}(\omega) = \begin{cases} \left(2\pi \alpha g^2/\omega_0^5\right) \left[\left(\omega - \omega_0\right)/(\omega_{\mathrm{g}} - \omega_0)\right] & \text{для } \omega_0 < \omega < \omega_{\mathrm{g}} \\ 2\pi \alpha g^2 \omega^{-5} & \text{для } \omega \geqslant \omega_0 \\ 0 & \text{для } \omega < \omega_0, \end{cases}$$
(3.165)

где α — коэффициент в равновесном спектре Филлипса; $\omega_{\rm H}$ — граница низкочастотного склона спектра; ω_0 — частота максимума спектра.

С учетом нормировки

$$(\hbar)^2 = (\pi/2) \left(\alpha / \tilde{\omega}_0^4 \right) (3 - 2\mu),$$
 (3.166)

где $\omega_0 = \omega_0 W/g$ — безразмерная частота максимума;

 $\mu = \omega_{\rm B}/\omega_{\rm 0} = 0.65 \div 0.75.$

При задании спектра (3.165) средняя групповая скорость определялась по формуле

$$\langle \tilde{C}_g \rangle = \beta' \bar{\epsilon}^{3/8},$$
 (3.167)

где $\beta' = 1,925$.

С учетом вышеизложенного уравнение (3.163) принимает вид $\partial \varepsilon / \partial t + \beta \tilde{\varepsilon}^{3/8} (\partial \tilde{\varepsilon} / \partial \tilde{x}) = \tilde{B}(\tilde{\varepsilon}),$ (3.168)

где β=11/8, β'=2,647.

Уравнение (3.168) решается численно методом расщепления по физическим процессам. На первом полушаге

$$\left(\langle S \rangle_{i\,i}^{n+0,5} - \langle S \rangle_{i\,i}^{n} \right) \middle| \Delta t = B\left(\langle S \rangle_{i\,i}^{n}\right) - A\left(\langle S \rangle_{i\,i}^{n}\right), \tag{3.169}$$

где $\langle S \rangle^n$ — значение $\langle S \rangle$ на шаге n; $\langle S \rangle^{n+1/2}$ — на следующем полушаге; Δt — шаг во времени; $A(\langle S \rangle_{ij}^n)$ — адвективный член; $B(\langle S \rangle_{ij}^n)$ — функция источников и стоков.

Чтобы получить исходные зависимости для накачки, уравнение (3.168) интегрируется по углу

$$\langle\!\langle S \rangle\!\rangle_{ij}^{n+\frac{1}{2}} - \langle\!\langle S \rangle\!\rangle_{ij}^{n} = \hat{B} \left(\langle\!\langle S \rangle\!\rangle_{ij}^{n} \right),$$
 (3.170)

где

$$\langle\!\langle S \rangle\!\rangle = \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{\infty} S(\omega, \theta) \, d\omega \, d\theta; \qquad (3.171)$$

$$\widehat{B}\left(\langle\!\langle S \rangle\!\rangle^n\right) = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \left(S\left(\omega, \ \theta\right)\right) d\omega d\theta = \left[W/(2\pi g)\right] \widetilde{B}.$$
(3.172)

Начальные и граничные условия задаются в виде:

 $S = S_0(t_0, x, y, \omega, \theta)$ $H = \Psi_0^{\prime}(t_0, x, y);$ (3.173)

 $S = S(t, x_0, y_0, \omega, \theta)$ и $\Psi = \Psi(t, x_0, y_0).$ (3.174)

Для определения θ было использовано уравнение, предложенное Холтиейсеном, Мунком и Моссельманом (1987).

$$\partial \theta / \partial t = -(1/\bar{\tau}) \sin(\theta - \varphi),$$
 (3.175)

где φ — направление ветра; $\tau = \left(\frac{1}{\tilde{\epsilon}} \frac{\partial \tilde{\epsilon}}{\partial \tilde{t}}\right)$; $\tilde{\epsilon}$ — безразмерная суммарная энергия.
Производная (3.168) также представлялась в виде направленных разностей

$$\left(\theta^{n+\frac{1}{2}}-\theta^{n}\right)/\tau=(1/\bar{\tau}^{n})\sin\left(\theta^{n}-\varphi^{n}\right).$$
 (3.176)

Энергия, переносимая в направлении θ на шаге n+0.5, определялась по формуле

$$\langle S \rangle^{n+0,5} = \frac{2}{\pi} \left\langle \langle S \rangle \right\rangle^{n+0,5} \cos^2(\theta^{n+0,5} - \theta_0). \tag{3.177}$$

На следующем полушаге для дискретных направлений (в модели их 12) учитывается адвекция

$$(\langle S \rangle_{ij}^{n+1} - \langle S \rangle_{ij}^{n+0,5})/\tau = -A(\langle S \rangle_{ij}^{n+0,5}).$$
 (3.178)

Численная схема представлена в следующем виде:

$$\langle S \rangle_{ij}^{n+1} = \langle S \rangle_{ij}^{n+1} - (\tau/\Delta x) \left[\hat{C}_{x_{ij}}^{n+0,5} \langle S \rangle_{ij}^{n+0,5} - \hat{C}_{x_{i-1,j}}^{n+0,5} \langle S \rangle_{i-1,i}^{n+0,5} \right] - \\ - (\tau/\Delta y) \left[\hat{C}_{y_{ij}}^{n+0,5} \langle S \rangle_{ij}^{n+0,5} - \hat{C}_{y_{i,j-1}}^{n+0,5} \langle S \rangle_{i,i-1}^{n+0,5} \right],$$
(3.179)

где Δx , Δy — шаги по пространству; $\widehat{C}_x = \langle C_g \rangle \omega \cos \theta$; $\widehat{C}_y = \langle C_g \rangle \omega \sin \theta$.

Генеральное направление распространения волн после этого полушага определяется по формуле

$$\theta^{n+1} = \arg\left\{\frac{\pi}{6}\sum_{k=0}^{12} \exp\left(\frac{i\pi k}{6}\right) \langle S \rangle_k^{n+1} \middle| \langle \langle S \rangle \rangle^{n+1}\right\}.$$
 (3.18)

Для определения той части волновой энергии, которая переходит в зыбь, спектр $S(\omega, \theta)$ на каждом шаге сравнивается со спектром Круземана (3.165), в котором

$$\omega_0 = 0.82g/W, \qquad (3.181)$$

где W — модуль скорости ветра (генеральное направление волнсовпадает с направлением ветра).

Тогда доля волновой энергии, переходящей в зыбь, составит

$$\Delta S_{z}(\omega, \theta) = \begin{cases} S(\omega, \theta) - S_{k}(\omega, \theta) & \text{для } S(\omega, \theta) > S_{k}(\omega, \theta) \\ 0 & \text{для } S(\omega, \theta) < S_{k}(\omega, \theta). \end{cases} (3.182)$$

В дальнейшем эволюция спектра зыби рассчитывается в рамках: спектральной дискретной модели для 5 частот и 12 направлений, т. е.

$$\partial S_z(\omega_i, \theta_i)/\partial t + \nabla C_g S_z(\omega_i, \theta_i) = B_z(S_z(\omega_i, \theta_i)), \qquad (3.183)$$

где с помощью члена B_z учитывается диссипация энергии вовстречных ветрах и вследствие турбулентной вязкости.

Описанный алгоритм является достаточно общим и может быть применен для расчета волн на любых акваториях, где выполняется условие глубоководности, т. е. когда H > L/2.

3.11. Эмпирические методы прогноза волнения

3.11.1. Эмпирические формулы

В практической работе океанологов-прогнозистов широкое применение находят так называемые физико-статистические методы расчета, в основе которых лежат эмпирические формулы, выражающие зависимость элементов ветрового волнения от волнообразующих факторов, прежде всего от таких, как скорость и направление ветра, продолжительность его действия, длина разгона и глубина моря [1, 3, 7, 13, 20, 24, 26, 28, 30, 31]. Для удобства расчетов они представляются в виде графиков, номограмм и таблиц. Так, группой исследователей ГОИНа и Союзморпроекта получены надежные зависимости элементов волн от волнообразующих факторов для глубоководных и мелководных бассейнов на основе теории размерностей, выводов выборочного метода математической статистики и других соображений, касающихся оценок точности исходных данных инструментальных наблюдений за волнением. Эти формулы имеют вид

для глубокого моря

$$g\bar{h}_x/W^2 = 0.0042 \, (gx/W^2)^{1/3},$$
 (3.184)

$$gh_t/W^2 = 0.0013 (gt/W)^{5/12},$$
 (3.185)

$$g\bar{T}_x/W = 0.70 \, (gx/W^2)^{1/5},$$
 (3.186)

$$g\overline{T}_t/W = 0.34 \left(gt/W\right)^{1/4},$$
 (3.187)

для мелкого моря

$$gh_H/W^2 = 0.07 (gH/W^2)^{3/5},$$
 (3.188)

$$g\bar{T}_{H}/W = 18,7 \left(g\bar{h}/W^{2}\right)^{3/5},$$
 (3.189)

тде \hbar — средняя высота волны, м; \overline{T} — средний период волны, с; W— скорость ветра, м/с; x— длина разгона, км; H— глубина моря, м; g— ускорение свободного падения.

Для удобства расчетов на рис. 3.15 приведен рабочий график. Верхняя огибающая кривая семейства *H/W²* соответствует условию глубокого моря. Кривые, лежащие ниже ее -- условию мелкого моря. Номограммой следует пользоваться следующим образом. По заданным значениям скорости ветра W, продолжительности его действия t и длины разгона x определяют значения параметров H/W^2 , t/W, x/W^2 и с ними входят в номограмму (см. рис. 3.15). Если точка, соответствующая значению t/W оказывается левее точки, соответствующей x/W^2 , то развитие волнения ограничивается временем действия ветра, тогда от точки пересечения линии t/W с кривой H/W² проводят горизонталь и с левых вертикальных шкал снимают значения h/W^2 и T/W. Если же точка. соответствующая значению оказывается правее точки, соответствующей t/W, то развитие волнения ограничивается разгоном. В этом случае искомые значения \hbar/W^2 и \overline{T}/W также снимаются





с левых вертикальных шкал, но для горизонтали, проведенной от точки пересечения линии x/W² с кривой H/W².

Разгон и время действия ветра связаны соотношением (3.71). Приведенные выше формулы были положены в основу практического пособия «Руководство по расчету параметров ветровых волн» [25] и действующего ГОСТа по расчету волновых нагрузок [30]. Этн формулы применимы к простым условиям волнообразования, когда скорость и направление ветрового потока на определенном отрезке времени и расстояния постоянны. При практических расчетах допускается изменение скорости ветра не более чем на 2,5 м/с, а изменение направления не более чем на 45° относительно генерального направления ветра.

Процедура расчета волн в определенной точке состоит из нескольких этапов. На первом этапе оценивается влияние прогнозируемого ветра на уже существующие волны («старые» волны); на втором этапе рассчитывается новая система волн, соответствующая прогнозируемому ветру; на третьем этапе определяется результирующая высота волны по оценкам первого и второго этапов; на четвертом этапе оцениваются элементы зыби, пришедшей из другого района; на пятом этапе осуществляется синтез ветрового волнения и зыби, т. е. определяются элементы смешанного волнения.

3.11.2. Физико-статистический метод прогноза волнения в Северной Атлантике

При разработке физико-статистического прогноза полей волнения в Северной Атлантике исходили из двух априорных представлений о развитии ветровых волн в океане. Во-первых, развитие волн в океане тесным образом связано с атмосферными процессами над ним. При этом интенсивность поступления энергии из атмосферы к волнам зависит не только от силы ветра, но и от стадии развития волнения, т. е. при разработке физико-статистического метода прогноза кроме ветра необходимо учитывать поле волн, сформировавшееся к моменту составления прогноза. Во-вторых, поля волн обладают свойством инерции, т. е. способностью сохранять некоторое время свои характеристики (положение очага шторма, его интенсивность). Так, например, если в океане устанавливается определенный режим волнения и, если не ожидается появления возмущающих сил, таких, как сильный ветер, то можно допустить относительную неизменность характеристик волновых полей в течение нескольких часов.

Чтобы оценить время, в течение которого поле волн можно считать неизменным, была проделана корреляция между высотами волн, взятыми со сдвигом во времени 6, 12, 18 и 24 ч. Коэффициенты корреляции оказались соответственно равны 0,87; 0,71; 0,35; 0,29. Этот результат свидетельствует о том, что инерция волн в среднем существенна в пределах первых 12 ч, а затем ее роль резко убывает и через 18—24 ч волновые поля почти полностью перестранваются в соответствие с новой синоптической обстановкой.

Таким образом, при построении зависимостей для прогноза поля волн в качестве одного из факторов использовалось атмосферное давление на уровне моря. Совокупность полей атмосферного давления, определяющих статистический ряд, представлялась аналитически функцией координат х, у, а в качестве другого фактора использовались высоты волн, предшествующие моменту прогноза. Учитывая свойство инерции волн, заблаговременность прогноза принималась равной 12 ч. Кроме того, на этом отрезке времени с достаточно большим приближением можно допустить линейный закон развития волн под действием ветра, что позволяет при отыскании прогностических связей применять методы линейной корреляции. Если применить для прогноза волн по установленным зависимостям шаговую процедуру, при которой на каждом последующем шаге используются результаты прогноза предыдущего шага, общую заблаговременность прогноза можно увеличить до 2 сут.

Исходные ряды наблюдений за высотами волн и полями атмосферного давления можно рассматривать как систему взаимосвязанных величин. Хорошую характеристику связей в таких системах дает нормированная корреляционная матрица, которая позволяет дать достаточно полную информацию о статистических связях в изучаемой системе величин. Наиболее простой путь реализации этой информации для прогноза заключается в составлении уравнений регрессии вида

$$y = a_0 + \sum_{k=1}^{n} a_k x_k, \qquad (3.190)$$

где a_k — коэффициенты регрессии уравнения (k = 1, 2, ..., n); a_0 — свободный член, определяемый по методу наименьших квадратов; x_k — известные переменные (предикторы); y — прогнозируемая величина.

Основываясь на изложенных выше положениях, в Гидрометцентре Российской Федерации был разработан физико-статистический метод оперативного прогноза полей высот и направлений распространения волн для северной части Атлантического океана [2].

В качестве исходных данных для построения прогностических зависимостей использовались тщательно проанализированные карты волнения, взятые с интервалом 12 ч за период, включающий в себя декабрь 1965 г. и январь—февраль 1966 г., и карты приземного атмосферного давления за тот же период времени.

Поля атмосферного давления на уровне моря представлялись аналитически функцией координат x, y.

С помощью естественных составляющих (табл. 3.7) для всей выбранной последовательности полей атмосферного давления были вычислены коэффициенты разложения A_{ij} , которые в дальнейщем были использованы в качестве предикторов при построении прогностических зависимостей. Для того, чтобы кроме высоты волны можно было прогнозировать и направление ее распространения, в каждом узле расчетной сетки (рис. 3.16) условно рассматривался вектор, откладываемый в направлении распространения волны. В качестве этого вектора



Рис. 3.16. Сеточная область для прогноза волн на основе физико-статистического метода.

Таблица 3.7

Собственные числа λ , λ' и собственные векторы (естественные составляющие $\phi_1 - \phi_3$, $\phi'_1 - \phi'_3$) ковариационных матриц атмосферного давления

| | На мери | ідийн | | На параллель | | | | |
|---|---|---|--|--|--|--|--|--|
| λ | φι | φ ₂ | Фв | ٨' | φ1 | φ ₂ | φ ₃ | |
| 1322,62 356,84 68,88 47,59 17,61 9,29 7,66 3,02 2,47 0,82 0,00 — | 0,284 0,448 0,440 0,298 0,074 -0,105 -0,260 -0,316 -0,325 -0,294 -0,244 | 0,446 0,281 0,017 0,310 0,510 0,436 0,158 0,041 0,193 0,232 0,238 | 0,244 0,237 -0,083 -0,412 -0,197 0,332 0,494 0,229 0,154 -0,322 -0,328 -0,368 - - | 622,27 367,12 83,48 44,83 9,80 5,57 2,75 1,39 0,95 0,64 0,61 0,50 0,82 0,00 | $\begin{array}{c} 0,243\\ 0,287\\ 0,336\\ 0,348\\ 0,291\\ 0,192\\ 0,069\\ -0,280\\ -0,280\\ -0,296\\ -0,335\\ -0,288\\ -0,205\\ \end{array}$ | $\begin{array}{c} -0,379\\ -0,300\\ -0,181\\ -0,011\\ 0,189\\ 0,347\\ 0,401\\ 0,365\\ 0,251\\ 0,111\\ -0,035\\ -0,163\\ -0,254\\ -0,340\\ \end{array}$ | 0,450 -0,290 -0,033 0,224 0,023 -0,221 -0,220 -0,256 -0,073 0,111 0,288 0,419 | |

бралось значение высоты волны *h*. Затем вычислялись проекции векторов на оси координат по формулам

$$h_x = h \sin a, \quad h_y = h \cos a, \tag{3.191}$$

где h_x и h_y — проекции векторов, с учетом направления распространения волны α , на оси координат x, y; h — высота волны.

Таким образом, для каждого узла расчетной сетки по способу наименьших квадратов с помощью ЭВМ были построены прогностические уравнения вида

$$h_{x,y}^{t} = a_{0} + \sum_{k=1}^{10} a_{k} (A_{ij})^{t} + a_{11} h_{x,y}^{t-\Delta t}, \qquad (3.192)$$

где $h_{x,y}^t$ — проекции высоты волны на момент прогноза t; $(A_{ij})^t$ — коэффициенты разложения на момент прогноза t; $h_{x,y}^{t-\Delta t}$ — проекции высоты волны, взятые за 12 ч, предшествующих моменту прогноза $(\Delta t = 12 \text{ ч})$; a_h — коэффициенты регрессии; a_{11} — коэффициент регрессии при $h_{x,y}^{t-\Delta t}$; a_0 — свободный член.

Значения коэффициентов корреляции изменялись от 0,70 до 0,85 почти на всей расчетной области и только для узлов сетки, лежащих в юго-западной части, значения их были меньше и колебались от 0,50 до 0,70.

Об устойчивости прогностических уравнений можно судить по характеру распределения коэффициентов регрессии (весов) по площади для соответствующих элементарных полей атмосферного давления. Карту, приведенную на рис. 3.17, можно рассматривать как своего рода функцию влияния. Как видно из рисунка, распределение результирующих коэффициентов регрессии имеет устойчивый характер и хорошо соответствует распределению потоков воздуха в элементарном поле. Аналогичное соответствие наблюдается и для других элементарных полей. Каждое из элементарных полей вносит определенный вклад энергии в том или ином районе океана в зависимости от характера атмосферных процессов над ним.

При построении прогностических зависимостей учитывалось 16 коэффициентов разложения поля атмосферного давления. Однако анализ результатов множественной корреляции показал, что достаточно надежные связи получаются и при учете меньшего числа коэффициентов разложения. Как видно из данных таблицы 3.8 учет числа коэффициентов A_{ij} более 10 практически не влияет на общий коэффициент корреляции. Поэтому в окончательном варианте в прогностических уравнениях учитывалось 10 коэффициентов A_{ij} .

Проверка прогностических зависимостей осуществлялась как на зависимом, так и независимом рядах. Независимый ряд охватывал период 1—15 января 1972 г. (табл. 3.9).

Прогноз высот волн и направлений их распространения выполняется следующим образом. По прогностическим уравнениям вида (3.192) в каждом узле расчетной сетки рассчитываются h_x и h_y



Таблица 3.8

Общие коэффициенты корреляции R уравнений при учете 16 и 10 коэффициентов разложения поля давления

| | Суда погоды | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|----------------|--------------|----------------|----------------|----------------|---------------------|----------------|----------------|--|--|--|
| Количество коэффи- циентов . | | 4 | В | | С | | D | | | | |
| Aij | ^h x | hy | h _x | hy | h _x | h _y | h _x | h _y | | | |
| 16 10 | 0,80 0,80 | 0,66 0,68 | 0,75 0,76 | 0,57 0,54 | 0,71 0,68 | 0,58 0,54 | 0,76 0,75 | 0,73 0,70 | | | |
| | | | | Суда г | погоды | | | | | | |
| Количество коэффи- пиентов | | | | | | | | | | | |
| коэффи- диентов | 1 | | L | r l | 1 | ĸ | 1 | И | | | |
| коэффи- циентов ^А іј | I | hy | h | h _y | | к h _y | | h _y | | | |

Таблица 3.9

Обеспеченность невыхода погрешностей расчета высот волн за допустимую для зависимого (числитель) и независимого (знаменатель) рядов, %

Суля поголы

| A | В | с | D | 1 | 1 | K | м | Средняя | | | |
|----------|----------|----------|----------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------------|--|--|--|
| 95 85 | 89 79 | 72 70 | 75 80 | <u>86</u> 83 | <u>84</u> 77 | <u>80</u> 85 | <u>79</u> 63 | <u>- 83</u> - 78 | | | |

по заданным значениям A_{ij} , вычисленным по данным прогностических карт давления и начальным значениям $h_x^{t-\Delta t}$ и $h_y^{t-\Delta t}$. Тогда прогнозируемая высота волны и направление ее распространения определяются по формулам:

$$h^{t} = \sqrt{h_{x}^{2} + h_{y}^{2}}; \qquad (3.193)$$

$$\alpha = \operatorname{arctg} \left(h_x / h_y \right), \tag{3.194}$$

где а — направление распространения волны, приведенное к первой четверти.

Фактическое направление распространения волны находится с учетом соотношений:

 $\begin{array}{ll} h_x > 0; & h_y > 0; & \psi = a; \\ h_x > 0; & h_y > 0; & \psi = 180^\circ - a; \\ h_x > 0; & h_y > 0; & \psi = 180^\circ + a; \\ h_x > 0; & h_y > 0; & \psi = 360^\circ - a. \end{array}$

15*

Рассчитанные таким образом высоты и направления распространения волн для всех узлов расчетной сетки наносятся на бланккарту, после чего проводятся изолинии равных высот волн через 1 м. Все расчеты выполняются на ЭВМ (рис. 3.18).

Точность прогноза волнения в значительной степени зависит от точности метеорологического прогноза. Хорошим показателем надежности прогностических уравнений служат коэффициенты корреляции между фактическими и рассчитанными высотами волн (табл. 3.10).

Таблица 3.10

| | Ко | эффициенты з | copp | еляции меж | кду фактически | ми высота | ми волн |
|---|-------|--------------|------|-------------|----------------|------------|---------------|
| | И | рассчитанным | ік п | о прогности | ческим уравне | ниям (числ | итель), |
| a | также | полученными | ₿ | результате | инерционного | прогноза | (знаменатель) |

| | Суда погоды | | | | | | | | | | |
|------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------|--------------|--------------|--|--|--|
| Å | ₿ | с | D | I | I | К | м | Среднее | | | |
| 0,87 | 0,85 0,69 | 0,81 0,57 | 0,72 0,65 | 0,81 0,70 | 0,89 0,69 | 0,82 | 0,92 0,76 | 0,84 0,66 | | | |

Несмотря на допущение линейности роста высот волн на отрезке времени 12 ч, при построении графиков связи между фактическими и вычисленными высотами волн обнаруживается незначительная нелинейность. При этом на малых высотах (менее 3 м) рассчитанные высоты волн оказываются заниженными, а в области больших волн (более 6 м) — завышенными. Для уточнения результатов прогноза была введена поправка, учитывающая эту нелинейность. Она имеет вид

$$h_{\rm yt} = k h_{\rm p}^{3/2},$$
 (3.195)

где h_{yr} — уточненная высота волны; h_p — высота волны, рассчитанная по уравнениям; k — коэффициент, изменяющийся от 0,4 до 0,5 для различных судов погоды.

3.12. Практические методы и приемы расчета и прогноза волн

3.12.1. Универсальная номограмма для расчета ветра и волн на глубокой воде и мелководье

В оперативной практике Росгидрометцентра и других прогностических подразделений Роскомгидромета используется универсальная номограмма для расчета ветра и волн, разработанная в Гидрометцентре Российской Федерации В. С. Красюком [15]. В основу номограммы положены формулы (3.184)—(3.189). Номограмма позволяет производить расчеты волн как для районов глубокого моря, так и для мелководья.





.1 — высота чисто ветрового волнения; фактическая (2) и рассчитанная (3) высота смещанного волнения. Номограмма состоит из четырех частей (квадрантов). Их нумерация ведется из правого верхнего угла против часовой стрелки. (рис. 3.19).



Рис. 3.19. Номограмма для расчета ветра и воли на глубокой воде и мелководье.

1 — километры, 2 — часы.

В первом квадранте находится градусная сетка, каждое деление которой (по горизонтали) соответствует одному градусу меридиана от 80 до 10° с. ш. для карт с масштабом 1:15 000 000. Эта сетка нужна для расчета скорости ветра по картам с другими масштабами. В этом же квадранте находятся кривые, выражающие зависимость скорости ветра от барического градиента и географической широты (от 10 до 80° с. ш.).

Учет влияния кривизны изобар производится во втором квадранте. Здесь даны кривые, соответствующие различным значениям радиуса кривизны (2, 5, 10 и 15 градусов меридиана). Для лета значения радиуса кривизны показаны вверху, а для зимы — внизу. Знак о означает, что изобары в районе расчета ветра и волнения прямолинейны. Значения скороста ветра определяются во втором квадранте по оси абсцисс (от центра номограммы влево). В этом же квадранте пунктиром проведено семейство кривых, выражающих зависимость предельных значений разгонов волн x в мелководных районах от скорости ветра W и глубины моря H.

В третьем квадранте находятся расчетные графики, позволяющие по скорости ветра, времени его действия (кривая 2) или разгону волн (кривая 1) определять высоты «значительных» волн 12 %-й обеспеченности для глубоководных районов моря. На этих графиках пунктирные кривые предназначены для расчета высот волн в зависимости от продолжительности действия ветра, а сплошные — для расчета волн в зависимости от разгона при известной скорости ветра. Отсчет значений высот волн (м) производится по оси ординат (от центра номограммы вниз).

Учет влияния глубины моря на высоту волны осуществляется в четвертом квадранте. Исходящие из центра номограммы кривые соответствуют различным глубинам. Отсчет рассчитанных значений высот волн с учетом глубины производится по той же вертикальной шкале (от центра номограммы вниз).

Определение скорости ветра

1. На карте приземного поля атмосферного давления (фактического или прогнозируемого) определяется радиус кривизны изобар для точки расчета. Делается это с помощью циркуля (измерителя) таким образом, чтобы одна его ножка скользила по изобаре, описывая ее кривизну. Полученный отрезок (градусы меридиана) и является радиусом кривизны изобар.

2. Измерителем измеряется расстояние h между изобарами, проведенными через 8 гПа на карте с масштабом 1:15 000 000. Если работа ведется с картой другого масштаба, то найденное расстояние в градусах мериднана этой карты с помощью шкалы a, расположенной в правой части первого квадранта, переводится в искомое расстояние n. Если изобары на рабочей карте проведены не через 8, а через 5 гПа, то необходимо сделать еще одну операцию. Найденный отрезок откладывается от начала координат в первом квадранте вдоль линии ОМ и берется значение его проекции на ось абсцисс. Это и есть искомое расстояние n.

3. Полученный отрезок *n* откладывается по горизонтали от оси абсцисс до кривой, соответствующей географической широте точки расчета (левая часть первого квадранта).

4. Продлив отрезок *n* до пересечения с кривой (второй квадрант), соответствующей найденному ранее радиусу кривизны и опустив перпендикуляр на ось абсцисс, находим скорость ветра.

Пример

На карте с неизвестным масштабом на широте 44° с. ш. в зимний период, т. е. когда температура воды выше температуры воздуха, определены: радиус кривизны изобары равной 15° и расстояние между изобарами, проведенными через 8 гПа, 2°. По шкале aв правой части первого квадранта находим отрезок n, равный 2° меридиана на широте 44° и откладываем его от оси абсцисс до кривой, соответствующей широте 44° (в левой части первого квадранта). Учтя радиус кривизны изобары (15°), найдем скорость ветра. Она равна 20 м/с.

Определение высоты волны

Если расчет высот волн производится для глубокого моря, то продлив вертикальную линию далее в третий квадрант до пересечения с кривой, соответствующей длине разгона волн (снятой с карты) или продолжительности действия ветра на вертикальной шкале найдем значение «значительной» высоты волны. Так, при разгоне 200 км высота волны будет равна 4,5 м.

Рассчитав высоту волны по длине разгона и продолжительности действия ветра, в качестве прогнозируемой высоты волны возьмем меньшее значение. При разгонах ветра 500 км и продолжительности действия ветра более 24 ч используется кривая, обозначенная знаком ∞, т. е. принимается предельная высота волны, соответствующая скорости ветра.

Для расчета высоты волны в мелководном районе моря (дно предполагается горизонтальным) необходимо сначала определить предельное значение разгона ветра x_{∞} , которое может оказаться меньше фактического разгона. По найденной скорости ветра (20 м/с) и заданной глубине моря (например, H = 15 м) во втором квадранте определяем $x_{\infty} = 39$ км. По заданной скорости ветра и полученному значению x_{∞} в третьем квадранте находим точку, через которую проводим горизонтальную линию до пересечения в четвертом квадранте с линией ОВ. Поднявшись вверх до кривой, соответствующей H = 15 м, на оси ординат находим искомую высоту волны, равную 1,8 м. В данном случае рассчитывается наиболее вероятная высота волны на мелководье. Высота «значительной» волны будет в 1,3—1,4 раза больше.

Следует отметить, что полученная по номограмме наиболее вероятностная высота волны в зоне обрушения всего на 3—4 %, превышает среднюю высоту волны.

Расчет элементов волн зыби предусматривает два случая: 1) расчет элементов волн зыби, образовавшихся вследствие резкого уменьшения ветра во времени, и 2) расчет элементов воли зыби, образовавшихся вследствие ослабления скорости ветра вдоль разгона.

Критерием наличия волн зыби в расчетной точке является неравенство

$$h_b/W^2 > 0,016.$$
 (3.196)

Если это неравенство соблюдается, то появляются условия для наличия волн зыби.

Рассмотрим процедуру расчета элементов воли зыби для первого случая, когда ветер ослабевает вдоль разгона. Длину разгона разбивают на участки $\Delta x_1, \Delta x_2, \ldots, \Delta x_m$ так, чтобы на каждом участке скорость ветра изменялась не более чем на 4 м/с. Для каждого участка определяются средние скорости ветра \overline{W}_1 , $\overline{W}_2, \ldots, \overline{W}_m$. Начало первого участка должно совпадать с расчетной точкой.

Итак, если выполняется неравенство (3.196) для расчетной точки, то находят высоту волны и скорость ветра на предыдущем участке Δx_2 и проверяют условие (3.196). Если оно удовлетворяется, то снова отступают на шаг назад к участку Δx_3 и снова проверяют выполнение условия (3.196) и так до тех пор, пока отношение (3.196) не станет меньше или равно 0,016. Эту точку разгона и принимают за источник волн зыби.

Далее входят в номограмму (рис. 3.20) с исходными значениями среднего периода \overline{T} и полученным расстоянием d и определяют значения элементов волн зыби. Для этого на номограмме (см. рис. 3.20) через точку \overline{T} на левой вертикальной оси проводят горизонтальную прямую, а через точку D на верхней горизонтальной оси — вертикальную прямую. Через точку их пересечения проводят наклонную прямую (как показано на номограмме) до пересечения с верхней горизонтальной осью и далее поднимаются вверх до пересечения с кривыми I и II. По кривой I находят коэффициент уменьшения высоты $\overline{h}/\overline{h_0}$, а по кривой II коэффициент увеличения периода $\overline{T}/\overline{T_0}$ (правая вертикальная ось). После чего легко определить для расчетной точки значения \overline{h} и \overline{T} .

Если скорость ветра в расчетной точке не нулевая, то там будет наблюдаться ветровое волнение, соответствующее локальному ветру. Для расчета элементов волн местного ветрового волнения можно использовать отношение

$$(\mathbf{x}/\boldsymbol{\mathcal{W}}^2) \cdot 10^3 = d/\boldsymbol{\mathcal{W}}_{\mathbf{x}}^2, \qquad (3.197)$$

где \overline{W}_x — эквивалентная скорость ветра для участка разгона *x*, которая определяется по формуле (3.72).

Тогда средняя высота смешанного волнения h_{cb} может быть определена по формуле (3.106).



Аналогичным образом проводятся расчеты элементов воли зыби и во втором случае, когда ветер уменьшается во времени.

Для удобства расчетов составлены таблицы 3.11, 3.12. По данным табл. 3.12, зная исходную высоту волны в источнике образования зыби, можно легко определить расстояние, пройденное зыбью за время *t*, и высоту зыби в конце этого расстояния. Зная путь, пройденный зыбью за время *t*, можно определить возможность ее прихода в расчетную точку.

Таблица 3.11

| Расстояние | (D мили, | чисянтель), | на которо | е распространяет | ся зыбь за | время t |
|------------|-----------|---------------------------|------------|------------------|------------|---------|
| H | высота зы | ю́н (h _э м, зя | аменатель) | в конце этого р | асстояния | |

| Начальная высота | tu | | | | | | | | |
|---------------------|---------|---------|---------|---------|---------|--|--|--|--|
| волн зыби. м | 6 | 12 | 18 | 24 | 30 | | | | |
| 10 | 110/8_0 | 220/6.4 | 350/5,2 | 475/4.4 | 600/4.0 | | | | |
| 9 | 100/7.2 | 200/5.8 | 310/4.9 | 430/4.1 | 560/3.4 | | | | |
| 8 | 90/6.4 | 180/5.2 | 275/4.6 | 380/3.8 | 495/3.3 | | | | |
| . 7 | 80/5.6 | 160/4.6 | 240/4.2 | 335/3.5 | 420/3.2 | | | | |
| 6 | 65/4.8 | 135/4.1 | 205/3.7 | 290/3.2 | 370/2.8 | | | | |
| 5 | 50/4.0 | 110/3.5 | 170/3.1 | 240/2.9 | 300/2.5 | | | | |
| Ă. | 40/3.2 | 90/2.8 | 140/2.6 | 190/2.3 | 240/1.9 | | | | |
| 3 | 30/2.3 | 70/2.0 | 110/1.7 | 150/1.5 | 180/1.3 | | | | |
| 2 | 20/1.5 | 50/1.3 | 75/0.8 | 100/0.7 | | | | | |

Таблица 3.12

Наиболее вероятные значения высоты затухающих воли h в точке через различные промежутки времени t, м

| Начальная | ź y | | | | | | | | |
|--|---|--|--|---|---|--|--|--|--|
| воля, М | 6 | 12 | 18 | 24 | 30 | | | | |
| 10 9 8 7 6 5 4 3 2 | 8,3 7,5 6,7 5,9 5,1 4,3 3,3 2,4 1,7 | 6,8 6,2 5,6 5,1 4,6 2,9 2,2 1,6 | 5,9 5,5 5,1 4,4 3,2 2,6 2,1 1,5 | 5,2 4,7 4,3 3,7 3,2 2,8 2,4 2,0 1,4 | 4,6 3,9 3,6 3,0 2,8 2,4 2,2 1,9 1,3 | | | | |

3.13. Расчет трансформации и рефракции волн на мелководье

При расчетах изменений статистических характеристик волн на мелководье следует различать два основных случая. Первый предполагает, что вся область развивающихся волн лежит в зоне мелководья. Это обычно полузакрытые бассейны, мелководные заливы или районы, где ледяной покров может ограничивать длину разгона в мелководной прибрежной части моря. Для расчета элементов волн, развившихся непосредственно в зоне мелководья с малыми уклонами дна (порядка 0,001 и менее) можно воспользоваться номограммой (см. рис. 3.15). Используя безразмерные значения gL/W и gH/W^2 , по номограмме определяют безразмерные значения gh/W^2 и gT/W, от которых затем можно перейти к значениям средней высоты \bar{h} и среднего периода \bar{T} . Среднюю длину волн при известном значении среднего периода можно определить по формуле

 $\bar{L} = g\bar{T}^2/(2\pi).$ (3.198)

Второй случай предполагает, что волны развиваются в открытом море на глубокой воде, а затем распространяются в зону мелководья. Это наиболее типичный случай. Волны глубокого моря, как только попадают в мелководную зону, начинают испытывать влияные дна и ряда других факторов, таких, как эффекты рефракции, отражение энергии от берега и вдольбереговые течения. Эти факторы обусловливают изменение характеристик волн при их распространении на мелководье. Только период остается постоянным, по крайней мере в тех случаях, когда дно моря представляет собой плоскую поверхность с малым уклоном. Поскольку фазовая скорость волны зависит от глубины, то в случае сложной топографии дна гребень волны будет деформироваться.

В общем случае волновые лучи будут сходиться или расходиться. Над подводными впадинами, волновые лучи будут расходиться, в то время как над подводной возвышенностью они будут сходиться. В более простых ситуациях с плоским незначительно наклоненным дном с изобатами, параллельными береговой линии, волновые фронты, распространяясь под косым углом к береговой линии, становятся почти параллельными, по мере того как волны подходят к берегу. Это явление называется рефракцией. Для того, чтобы вычислить изменение энергии вдоль волнового луча, полагаем, что энергия между двумя смежными волновыми лучами, при том, что фронт перемещается, сохраняется постоянной. Другими словами, энергия в открытом море, приходящаяся на одиночный отрезок гребня длиной b, после рефракции будет приходиться на отрезок гребня длиной b, который в случае расхождения волновых лучей будет больше, чем bo, а в случае схождения — меньше bo. Предполагая, что энергия не отражается в открытое море (уклоны дна достаточно малы), можно записать

$$EC_{g}b = E_{0}C_{g_{0}}b_{0}, \qquad (3.199)$$

где E — энергия волны на единицу поверхности моря между двумя смежными волновыми лучами; C_g — групповая скорость волн; b — расстояние между волновыми лучами; индекс 0 относится к глубокому морю.

Ся зависит от фазовой скорости волны С и глубины моря Н, которые обычно считаются заданными. Таким образом, для любой точки мелководья изменение энергии и, соответственно. высоты волны можно рассчитать по формуле

$$(E/E_0)^{\frac{1}{2}} = h/h_0 = (C_{g_0}/C_g)^{\frac{1}{2}} (b_0/b)^{\frac{1}{2}}.$$
 (3.200)

В этой формуле $K_r = (C_{g_a}/C_g)^{\prime h}$ характеризует трансформацию волн под влиянием дна, а $K_p = (b_0/b)^{\frac{1}{2}}$ — рефракцию волн. Если изобаты параллельны береговой линии, то фо

формулу (3.200) можно переписать в виде

$$h/h_0 = (C_{g_0}/C_g)^{\frac{1}{2}} (\cos \alpha_0/\cos \alpha)^{\frac{1}{2}}, \qquad (3.201)$$

где α_0 , α — угол между фронтом волны и изобатой на глубокой воде и на мелководье соответственно.

Согласно линейной теории волн,

$$C_{g_0} = (1/2) \left[g L_0 / (2\pi) \right]^{\frac{1}{2}}; \qquad (3.202)$$

$$C_{g} = (1/2) \left[gL/(2\pi) \lg 2\pi H/L \right]^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 + \frac{(4\pi H/L)}{\left[Sh \left(4\pi H/L \right) \right]} \right\}.$$
 (3.203)

где

$$L = L_{\theta} \left[\operatorname{th} \left(\frac{2\pi H}{L_0} \right) \right]^{1/2}; \qquad (3.204)$$

L и L₀ — длина волны в зоне мелководья и на глубоководье соответственно.

Формула (3.201) составляет основу методов расчета изменения высоты волны под влиянием трансформации и рефракции.

Исходя из условия постоянства переносимой энергии, можно проследить и за изменением крутизны волны ($\varepsilon = h/L$). Если известна предельная крутизна волны (€∞), при которой произойдет опрокидывание гребня волны, то можно оценить и высоту прибоя.

Влияние течений на рефракцию волн может быть существенным в тех прибрежных районах, где наблюдаются сильные приливные и вдольбереговые течения. Это влияние прежде всего сказывается на фазовой скорости волн. Поэтому абсолютную скорость Са, при наличии сильных течений, можно записать в виде

$$C_a = C + V_r \cos \theta, \qquad (3.205)$$

где V_r — скорость течения, θ — угол между направлением течения и направлением распространения волн.

Коэффициент трансформации волн (К₂) можно определить по графику (рис. 3.21). На этом графике по оси ординат отложены значения коэффициента трансформации (Кт), а по оси абсписс значения отношения глубины моря Н к средней длине волны на глубоком море (\overline{L}_0) .



Рис. 3.21. Завискмость коэффициента трансформации высоты воли К, от относительной глубины воды H/h₀.

1 — угол подхода волны в точке мелководья на глубние Н при задакном периоде волны 7; 2 — коэффициент рефракции при заданном Н/(g7²).

фракция волн.

A STATE AND A STAT

1. Sec. 1. Sec. 1. Sec. 1.

Пример

Заданы глубина моря 100, 50, 10, 5, 2 м, период волны T = 10 с, длина волны $L_0 = 156$ м. Определить значения коэффициентов трансформации волн K_T для заданных глубин моря.

Решение:

Вычисляются отношения H/L₀ для всех заданных глубин.
 С полученными значениями H/L₀ входим в график (см. рис. 3.21) и на оси ординат снимаем соответствующие значения K_T. Результаты расчетов приведены ниже.

| Ηм. | | | | | 100 | 50 | 10 | 5 | 2 |
|---------|---|---|--|---|------|------|-------|-------|-------|
| H/L_0 | • | | | | 0,64 | 0,32 | 0,064 | 0,032 | 0,013 |
| К.т. | | ٠ | | • | 1,00 | 0,96 | 0,99 | 1,12 | 0,136 |

Из этих данных видно, что высота волны при выходе в зону мелководья сначала уменьшается, а затем увеличивается, вплоть до глубины обрушения, которая зависит от значения начальной высоты волны на глубоком море.

Коэффициент трансформации $K_{\rm T}$, зависящий от H/L_0 и уклона дна можно определить по табл. 3.13. При уклонах дна 0,03 и более следует принимать значение $K_{\rm T}$ равным единице.

Таблица 3.13

| Относитель- | Укл | гон дна | Относитель- | Уклон дна | | |
|--|--|--|--|--------------------------------------|--------------------------------------|--|
| глубана <i>H/L</i> e | 0,025 | 0,02-0,002 | глубина И/L₀ | 0,025 | 0,02-0,002 | |
| 0,01 0,02 0,03 0,04 0,06 0,08 | 0,82 0,85 0,87 0,89 0,90 0,92 | 0,66 0,72 0,76 0,78 0,81 0,84 | 0,10 0,20 0,30 0,40 0,50 и более | 0,93 0,96 0,98 0,99 1,00 | 0,86 0,92 0,95 0,98 1,00 | |

Коэффициенты трансформации К, при различных уклонах дна

Изменение направления и высоты волны, обусловленное рефракцией, можно определить по графику (рис. 3.22), приведенному в работе [37]. В основе этого графика лежит уравнение (3.201). Этот график действителен для ситуаций, когда изобаты строго параллельны береговой линии.

Пример

Заданы: $\alpha_0 = 40^\circ$ (угол между гребнем волны на глубокой воде и изобатой в точке с глубиной H = 5 м. Период волны T = 10 с. Определить значение коэффициента рефракции в точке P.

Решение

1. Рассчитывается безразмерное значение $H/(gT^2)$. Оно равно 0,0051.

2. С $\alpha = 40^{\circ}$ и $H/(gT^2) = 0,0051$ входим в номограмму (см. рис. 3.22) и определяем угол подхода гребня волны в точке *P*. Он равен $\alpha = 16^{\circ}$. Коэффициент рефракции равен 0,89.

Согласно номограмме (см. рис. 3.22), рефракция ведет к уменьшению высоты волны. Однако, как уже упоминалось выше, вследствие сложной топографии дна, на мелководье появляются зоны конвергенции н дивергенции энергии волн. Один из ручных методов расчета изменения параметров волн в этих условиях был предложен Доррестейном (1960). Из расчетной точки *P* на мелководье проводится несколько волновых лучей в сторону открытого моря, с учетом всех возможных направлений распространения волн. При расчетах используется формула

$$h/h_0 = \{ [C_0(\alpha_l - \alpha_2)] / [C(\alpha_1' - \alpha_2')] \}, \qquad (3.206)$$

где C_0 и C — фазовые скорости волны на глубокой воде и на мелководье соответственно.

Эта формула позволяет учесть как увеличение, так и уменьшение высоты волны. В случае подводной возвышенности (зона конвергенции) значение $\alpha_1 - \alpha_2$ становится больше, вследствие сгущения волновых лучей, чем $\alpha'_1 - \alpha'_2$ на глубокой воде. В результате значение высоты волны в точке P может стать значительно больше высоты волны в открытом море. В случае подводной впадины возникает зона дивергенции, при которой волновые лучи расходятся, т. е. диапазон значений $|\alpha'_1 - \alpha'_2|$ становится больше, и высота волны существенно уменьшится по сравнению с высотой волны в открытом море.

Численный расчет рефракции волновых лучей

Предполагается, что волны глубокого моря, выходящие на мелководье, имеют синусоидальную форму и фиксированное направление распространения. Расчет ведется для узлов сеточной области прямоугольной формы, включающей в себя интересующий район побережья моря. Сеточная область выбирается таким образом, чтобы ось x была направлена на восток, а ось y на север (рис. 3.23). Вертикальная координата z от уровня моря (z=0) направлена вниз. При этом z > 0. Направление распространения волны на глубокой воде (α) выражается в градусах и отсчитывается от оси x против часовой стрелки.

Заданными являются массив глубин, период и направление распространения волны на глубокой воде, координаты начальной точки (*x*₀, *y*₀) каждого волнового луча.

Значения глубин снимаются с морской карты в соответствующих узлах сетки. В узлах, оказавшихся на суше, глубинам присваивают отрицательные значения. Значения исходного периода волны и направления ее распространения на глубокой воде рассчитываются на основе метеорологических данных по одному из методов, описанных выше.

Для определения формы луча данной синусоиды должны быть заданы координаты начальной точки фазового луча. Если возникает необходимость расчета группы лучей, сходящихся в точке мелководья от нескольких направлений, то удобно использовать процедуру так называемого обратного расчета. Для интересующей точки с периодом T и углами β_i фазовые лучи расходятся веером (см. рис. 3.23) и, когда они достигают границы расчетной области, их направления (α_i) соответствуют выбранным углам (β_i).



Рис. 3.23. Сеточная область для расчета волновых лучей.

1 — изобаты; 2 — береговая ливня; 3 — направление волн на глубоком море.

Таким образом, для расчета последовательности точек, аппроксимирующих волновой луч, в память ЭВМ необходимо ввести массив значений глубин, период волны T, направление ее распространения α и координаты начальной точки волнового луча. По этим данным определяется значение изменения глубины моря в направлении, перпендикулярном волновому лучу, по формуле

$$\partial H/\partial h = -(\partial H/\partial x) \sin \alpha + (\partial H/\partial y) \cos \alpha,$$
 (3.207)

где $\partial H/\partial x$ и $\partial H/\partial y$ — изменение глубины вдоль координатных осей x, y.

В основе расчета волнового луча лежит формула

$$C' = gT/(2\pi) \text{ th } [2\pi H/(CT)],$$
 (3.208)

16 Заказ № 133

где C' — фазовая скорость волны на заданной глубине, C — фазовая скорость волны начального приближения; T — период волны на глубокой воде; H — глубина; g — ускорение свободного падения.

Изменение фазовой скорости в направлении, перпендикулярном волновому лучу, рассчитывается по формуле

$$\partial C/\partial n = (\partial H/\partial n) W,$$
 (3.209)

где

$$w = (1/k') \times \{1/[Ck''/(1+k''C) + Ck''/(1-k''C) + \ln(1+k''C) - \ln(1-k''C)]\}.$$
(3.210)

Здесь

$$k' = T/(4\pi); \quad k'' = 2\pi/(gT).$$

Кривизна луча определяется по формуле

$$R = (1/C) \left(-\frac{\partial C}{\partial n}\right). \tag{3.211}$$

Расчет ведется методом итераций. В качестве первого приближения для *C* в формуле (3.208) принимается фазовая скорость волны на глубокой воде, вычисленная по выражению

$$C = gT/(2\pi).$$
 (3.212)

Это значение подставляется в формулу (3.208), которая решается относительно С. Если абсолютная разность |C - C'| < 0,005(допустимая погрешность расчета), то расчет для данной точки заканчивается. При невыполнении этого условия, задача выходит на расчет следующего приближения. При этом для С берется средняя скорость из С' и С.

Если обозначить текущую точку через P_n , а следующую по порядку точку через P_{n+1} , то расчет луча от точки к точке осуществляется по следующему алгоритму:

$$\Delta a = (k_n + k_{n+1}) D_n/2;$$

$$\alpha_{n+1} = \alpha_n + \Delta \alpha;$$

$$\bar{\alpha} = (\alpha_n + \alpha_{n+1})/2;$$

$$x_{n+1} = x_n + D_n \cos \bar{\alpha};$$

$$y_{n+1} = y_n + D_n \sin \bar{\alpha},$$

(3.213)

где

$$D_n = H_n/L_{\rm H}$$

Расчет заканчивается, когда волновой луч достигает берега или границы расчетной области. Координаты рассчитанных точек, определяющих фазовый луч, вводятся в память ЭВМ для последующей выдачи на АЦПУ или на графопостроитель для построения рефракционного плана. Следует отметить, что если кривизна волнового луча очень мала ($R < 2 \cdot 10^{-7}$), то фазовый луч предполагается прямой линией и расчет для такого случая не производится.

Выше был описан алгоритм расчета волнового луча для случая распространения в зоне мелководья синусоидальной волны. В действительности имеется спектр волнения, представляющий собой сумму большого количества синусоидальных волн с собственным периодом (частотой) и собственным направлением распространения. В этом случае задача расчета рефракции и трансформации волн в зоне мелководья сильно усложняется, так как реакция дна на каждую спектральную составляющую будет различной. Решение задачи в такой постановке требует разработки более сложного алгоритма и использования ЭВМ с большим быстродействием.

3.14. Расчеты воли в зонах холодных фронтов

В зонах фронтов, особенно холодных, имеют место значительные градиенты температуры воздуха, влажности и других метеорологических элементов, которые способствуют резкому усилению ветра до шквального. Соответственно, во фронтальных зонах, как правило, отмечаются случаи значительного усиления волнения, при котором высота волн достигает опасных для судов размеров. Например, 12 декабря 1977 г. в Северном море в точке, координаты которой 58°20' с. ш.; 2°05' в. д., при прохождении атмосферного фронта были зафиксированы скорость ветра 30 м/с и высота волн 10 м.

В. А. Иваненковым, Г. В. Матушевским и Г. В. Ржеплинским (ГОИН) была выдвинута гипотеза о том, что причина появления крупных волн при прохождении колодного фронта заключается в резонансном механизме взаимодействия между флюктуациями атмосферного давления и спектром волнения. При этом, чем больше скорость движения фронта, тем больше флюктуации давления и тем выше и длиннее возникающие резонансные волны. При таком резонансном взаимодействии спектра давления И спектра волн одна или две волны могут достигать высоты 12-13 м при среднем периоде около 20 с. Статистические характеристики волн в зоне холодного фронта рассчитываются по ветру. Сам ветер может быть определен по эмпирической формуле, предложенной М. А. Мастерских:

$$\Psi_{x\phi} = K \sqrt{(4,8/\sin \varphi) (\Delta P)^2 + \alpha^2 (\Delta t_a)^2 + 64}, \qquad (3.214)$$

где ΔP — граднент атмосферного давления вдоль фронта; Δt_a — перепад температуры воздуха в зоне фронта на расстоянии 50 км от него (в сторону холодного воздуха); φ — широта; K и α — эмпирические коэффициенты.

При нахождении в океане или в море контраст температуры воздуха в зоне фронта определить бывает невозможно из-за отсутствия данных наблюдений. Поэтому на практике расчеты производятся при условии, что $\Delta t_a = 4$ °C. Это значение является наи-

のないで、「「

более вероятным. Для практических расчетов составлена табл. 3.14. Точность расчетов скорости ветра и волн, описанным выше способом, достаточна для многих практических целей. Для скоростей ветра 20 м/с и более относительная погрешность составляет 8— 12 %, для скоростей ветра 15—16 м/с — 24—25 %. Погрешности расчетов высоты волн в 75 % случаев не превышали 30 % фактического значения.

Таблица 3.14

| ΔPrΠa/l° | Φ° | | | | | | | |
|-----------|----------|----------|------|-------|----------|--|--|--|
| мериднака | 2535 | 3545 | 4555 | 55—65 | 6575 | | | |
| 2 | 29 | 25 | 22 | 19 | 16 | | | |
| 3 4 | 32 36 | 28 32 | 25 | 22 | 18 20 | | | |
| 5 | 41 | 36 | 32 | 27 | 23 | | | |
| 6 | 45 | 41 | 36 | 31 | 26 | | | |
| 7 | 50 | 45 | 40 | 34 | 29 | | | |
| 8 | 56 | 50 | 44 | 38 | 32 | | | |

Скорость ветра (м/с) в зонах холодных фронтов в зависимости от градиента давления ΔP и географической широты ϕ при $\Delta t_a = 4$ °C

3.15. Расчеты ветра и воли в тропических ураганах

Тропические ураганы характеризуются исключительно сильными ветрами и большими высотами волн, достигающими 10 м и более. Генерация волн в области тропических ураганов происходит по тем же законам, что и в циклонах умеренных широт. В то же время малые размеры тропических депрессий обусловливают некоторую специфику процессов волнообразования в них.

В настоящее время существует несколько методов и приемов расчета ветра и волн в зонах тропических ураганов. Среди них наиболее известен метод, разработанный У. Л. Бретшнайдером [5]. Исходные формулы для расчета высоты и периода волн на глубокой воде имеют вид:

$$gh/W^2 = 0,283 \tanh \{0,0125 (gx/W^2)^{0,42}\};$$
 (3.215)

$$T_{s}/W = 0,4 \tan h \left\{ \ln \left[\frac{(1+40h/W^2)}{(1-40h/W^2)} \right]^{0.5} \right\}^{0.6}, \qquad (3.216)$$

где h — значительная высота волны, футы; x — длина разгона; W — скорость ветра на уровне 10 м; g — ускорение свободного падения; T_s — период, соответствующий максимальной плотности энергии.

Значительный период волны можно рассчитать по формуле

$$T_{39} = \sqrt[4]{4/5} T_S. \tag{3.217}$$

Для расчета ветра используется соотношение

$$W_r/W_R = -0.5fR/W_r + -0.5fR/W_r$$

+ $\sqrt{(1 + fR/W_R)(R/r)} \exp((1 - R/r) + (0.5fR/W_R)^2(r/R)^2),$ (3.218)

где W_r и W_R — скорость ветра на расстоянии раднусов r и R от центра урагана соответственно; $f=2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса ($\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ рад/с, ω — угловая скорость вращения Земли); φ — широта.

Атмосферное давление в точке с раднусом r можно вычислитьпо формуле

$$P_r = P_0 + (P_N - P_0) \exp(-R/r), \qquad (3.219)$$

где P_0 — давление в центре урагана; P_N — нормальное давление, соответствующее 760 мм рт. ст.

Скорость геострофического ветра W_R рассчитывается по уравнению

$$\boldsymbol{W}_{R} = K \sqrt{\Delta P} - 0.5 + R, \qquad (3.220)$$

где W_R — в узлах, $\Delta P = P_N - P_0$; значение K изменяется с широтой от 67 (на широте 20-25°) до 63 (на широте 45°).

Тогда приземный ветер на уровне 10 м можно вычислить по формуле

$$\mathbf{W}_{a} = K^{*} \mathbf{W}_{R}, \qquad (3.221)^{*}$$

где *K** = 0,865... 0,886.

Для движущегося урагана вводится поправка к скорости ветра $\Delta W = 0.5 V_F \cos \Theta$, (3.222)

где V_F — средняя скорость движения урагана; Θ — угол между ветром и направлением движения урагана.

Таким образом, уточненная скорость ветра определяется по формуле

$$\boldsymbol{W}_{R}^{*} = \boldsymbol{W}_{R} + \Delta \boldsymbol{W}. \tag{3.223}$$

Пример расчета поля скорости ветра для урагана «Камилла» (11 августа 1969 г.)

Заданы следующие условия: максимальная скорость ветра на расстоянии радиуса R 10 морских миль; разность давления в центре урагана и на периферии составляет 105 гПа; средняя скоростьурагана V_F 10 уз.; лараметр Кориолиса 0,255 рад/ч. Расчет ведется для широты 29°. K принимается равным 66.

Для стационарного урагана

$$W_R = k \sqrt{\Delta P} - 0.5 f R = 114,9 \text{ ys} (59,2 \text{ m/c});$$

$$W_{RS} = 0.886 W_R = 108$$
 ys (55,6 m/c).

Для урагана, движущегося со скоростью 10 уз, направление которого 20° поправка к скорости ветра будет составлять

 $\Delta W = 5 \cos 20^\circ = 5 \cdot 0.94 = 4.7 \text{ ys.}$

Тогда скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря будет равна

 $W^* = W_{RS} + \Delta W = 0,886W_R + \Delta W = 102 + 4,7 = 106,7$ y3. (54,9 m/c).

Расчет поля волн в урагане производится по формуле

$$h_R = K' \sqrt{R \,\Delta P},\tag{3.224}$$

тде R и ΔP заданы, K' является функцией fR/W_R .

Высоты волн для движущегося урагана рассчитываются по формулам:

 $h_{RV} = h_R \left[1 + 0.5 V_F \cos \theta / W_{RS} \right]^2; \qquad (3.225)$

$$h_{rV} = h_R \left[1 + 0.5 V_F \cos \theta / W_{RS} \right]^2, \qquad (3.226)$$

где h_B определяется по формуле (3.224).

На уравнение (3.225) накладывается ограничение $V_F < Vc$, где Vc - предельно возможная скорость движения урагана.

Пример расчета поля волн для урагана «Камилла» 1) К' принимается равным 6,64.

 $fR/W_R = 0.22 \cdot 10/114.9 = 0.022.$

Для стационарного случая

$$10h_R/W_{RS}^2 = 49(37,0)/(102)^2 = 0.142.$$

По формуле (3.216) получаем $T_S/W = 0,121$. Поэтому $T_S = 12,34$ с, а период значительных волн, определенный по формуле (3.217), составляет

 $T_{\rm aH} = 11,67.$

.Для случая движущегося урагана

 $h = h_R [1 + 0.5V_r / W_{RS}]^2 = 37.0 [1 + 5/107] = 40.7 \text{ } \text{футa} = 12.2 \text{ } \text{м}.$

Период волн равен:

$$T_S/W = 40 (40,7)/(107)^2 = 0,142;$$
 $T_S = 15,2$ c.

По уравнению (3.212) $T_s/W = 0.121$. Поэтому $T_s = 0.121 \cdot (107) = -12.95$ с, а $T_{3H} = 0.95 \cdot 12.95 = 12.25$ с.

В Росгидрометцентре [30] для оперативных расчетов высот волн в ураганах предложена эмпирическая формула

$$h_{\rm 3H} = 0,55 W_{\rm Marc}^{0,75}, \qquad (3.227)$$

где h_{3m} — значительная высота волны, м; $W_{\text{макс}}$ — максимальная скорость ветра.

.246

Необходимая для таких расчетов скорость ветра обычно бывает задана. Если данных о максимальной скорости ветра нет, то ее можно рассчитать по формуле, предложенной В. В. Шулейкиным:

$$W_{\text{Marc}} = 7,2 (1013 - R_{\text{H}})^{0.5},$$
 (3.228).

где P_п — давление в центре урагана, гПа.

Значения максимальной скорости ветра ($W_{\text{макс}}$) и наибольшей высоты волн ($h_{\text{макс}}$) в зоне тропического урагана при различном давлении в центре ($P_{\text{п}}$) для приближенных расчетов приведены: ниже.

| $P_{\rm u}$ r Πa . | . 930 | 940 | 950 | 960 | 970 | 980 | 990 | 1000 |
|-------------------------|-----------|-----|------|------|------|-----|-----|------|
| ₩макс | , 66 | 61 | 57 | 53 | 48 | 41 | 35 | 26 |
| h _{маке} | . 16 | 15 | 14,5 | 13,5 | 12,5 | 11 | 9,5 | 7,5- |

Пример

11 августа 1983 г. в 0 ч СГВ на западе Тихого океана (20°30' с. ш., 130°41' в. д.) был отмечен тайфун «Эбби», максимальная скорость ветра в котором была 50 м/с. Согласно приведенным выше данным, этому ветру соответствует высота волны 13 м. А на карте волнения, полученной из Японии, за этот срок. в данной точке отмечалась высота волны 12 м. Погрешность расчета составила 8 %.

3.16. Прогноз волн по локальным зависимостям

Для мелководных бассейнов, бухт и заливов, где разгоны, как правило, небольшие, рекомендуется строить локальные зависимости, основанные на материалах инструментальных или полуинструментальных наблюдений за волнением и ветром [26, 32].

Составление прогнозов волнения по локальным зависимостям между статистическими характеристиками волн и ветром является наиболее простым и удобным в оперативной работе. Такой способ составления прогноза часто является единственно возможным, так как волномерные посты отражают только очень ограниченный район моря, сильно подверженный местным физико-географическим условиям, которые искажают волны, приходящие из открытых районов моря.

При построении локальных зависимостей для прогноза ветровых волн в прибрежных районах моря прежде всего производится тщательная подготовка материалов наблюдений, к которым относятся;

1) данные о скорости и направлении ветра;

2) данные о статистических характеристиках волн (высота, период и др.);

3) данные о разгоне ветра, которые определяются по синоптическим картам;

4) данные о глубине и ледовом режиме моря.

Если зависимости разрабатываются для моря, в котором расстояния от берега до берега, следовательно, и максимальные разгоны ветра не более 100 км, то можно не обращаться к синоптическим картам для определения разгона, а принимать за разгон расстояние от берега в направлении, противоположном воздушному потоку, создающему волнение.

В случае ограниченных разгонов все данные наблюдений за элементами волн группируются по направлениям розы разгона ветра, направления лучей которых совпадают с направлением ветра в пункте, где производились измерения. После такой разбивки из материалов отбираются описания лишь тех случаев, когда ветер имел характер установившегося, т. е. не усиливался, не ослабевал и не менял направления на всем протяжении данного разгона. По данным наблюдений определяется, что в течение некоторого отрезка времени, элементы волн остаются неизменными, т. е. не увеличиваются и не уменьшаются. Отобранные таким образом данные и служат для построения зависимостей типа

 $h = f_1(x, W, H); \quad T = f_2(x, W, H)$ (3.229)

для каждого направления ветра и длины разгона.

Если в точке, для которой строятся зависимости, глубина моря может значительно изменяться из-за приливно-отливных и сгоннонагонных явлений, то желательно иметь прогноз этих явлений с той же заблаговременностью, что и прогноз ветра. В тех случаях, когда кромка льда ограничивает развитие волн (уменьшает длину разгона ветра), разгон ветра определяется от расчетной точки до границы распространения кромки льда.

Построенные зависимости могут быть представлены графически или в форме таблиц, которые позволяют быстро оценивать ожидаемые размеры волн в том или ином конкретном районе моря по прогнозу ветра.

Примером локальных методик прогноза волнения являются методики, разработанные Т. Р. Мармор для Таллинского и Финского заливов; Л. П. Тамбовцевой для прибрежных районов Каспийского моря, Н. А. Никифоровой для Таганрогского залива и др.

Пример методики локального прогноза волн для центральной части Таганрогского залива, разработанной Н. А. Никифоровой

Для разработки методики использовались материалы наблюдений за ветром и высотой волн на морских гидрометеорологических станциях Мариуполь, Таганрог, Ейск в 1961—1985 гг., на вековом разрезе Таганрогского залива и элизодические наблюдения с судов на подводных крыльях (СПК). На основе статистической обработки этого материала было построено три вида эмпирических зависимостей.

1.
$$h = 0.005 W^2 + b$$
, (3.230)

тде h — высота волны, м; W — скорость ветра, м/с.

.248

Свободный член b зависит от направления ветра: для Ю; ЮЗ,. З b = 0.7; для B, ЮВ b = 0.6; для C3, C, CB b = 0.4.

2.
$$h = 0.025 W \sqrt[3]{x}$$
, (3.231)

где x — длина разгона, км; для C, Ю x = 30; от CB, B, C3 x = 43; от ЮЗ x = 103; от 3 x = 74.

3.
$$h = aW$$
, (3.232).

где *а* — числовой коэффициент, зависящий от направления ветра. Прогноз волн составляется следующим образом:

- пе скорости и направлению прогнозируемого ветра подбирается зависимость, имеющая в данной конкретной ситуации наиболее высокую обеспеченность;

— поскольку направление и скорость ветра в прогнозе дается в интервале (по направлению — 45°, по скорости — 5 м/с), берется: средняя прогнозируемая скорость ветра;

— отдельно для каждого направления рассчитывается высота: волн по соответствующей зависимости;

— средняя из трех рассчитанных по формулам (3.226)—(3.228) высота волн и принимается за прогнозируемую.

Пример прогноза

21 сентября 1987 г. Прогноз ветра на 12 ч — юго-заладный, западный со скоростью 14—19 м/с. Средняя скорость ветра 16 м/с. Расчет ведется по всем трем зависимостям.

1. Для ЮЗ и З ветра свободный член равен 0,7. Тогда

 $h = 0,005 \cdot 256 + 0,7 = 1,98$ м.

2. Длина разгона для западного ветра составляет 74 км, для: юго-западного — 103 км. Расчет ведется для обонх разгонов:

$$h_1 = 0.025 \cdot 16 \cdot 4.7 = 1.9$$
 M;
 $h_2 = 0.025 \cdot 16 \cdot 4.2 = 1.7$ M.

Средняя прогнозируемая высота волны равна 1,8 м.

3. $h = 0.1 \cdot 16 = 1.6$ M.

Расчет по всем трем зависимостям дал высоту волны, близкуюк фактической, которая составляла 1,8 м.

3.17. Приемы и методы качественной оценки ожидаемого волнения»

Помимо прямого расчета элементов волн в практике прогнозирования используются различные приемы синоптического анализа и прогноза, включая типизацию полей ветра и волнения, инерцию и экстраполяцию. Как правило, при составлении оперативных прогнозов волнения осуществляется комплексный подход, учитывающий различные особенности развития волн в том или ином районе моря или океана, наличие исходных данных, местные «физико-географические условия и т. д. При этом разделяют расчеты и прогнозы волн на глубокой воде и на мелководье, так как физика развития и затухания волн на глубокой воде и в зоне мелководья существенно различается.

В оперативной работе для прогноза волн в открытых районах моря чаще всего применяются «Атласы ветра и волнения», разработанные для всех морей СНГ, а также для северных частей Атлантического и Тихого океанов. В основу этих атласов положена типизация ветроволновых условий на морях. При этом типизация синоптических условий над морем производилась по методике А. И. Соркиной, а расчет элементов волн для соответствующих типовых полей ветра — по Руководству [24].

Как известно, формирование полей волнения в океанах и морях и их особенности (положение областей максимального волнения, их эволюция) тесно связаны с синоптическими условиями над ними. Признаками для классификации синоптических процессов могут служить взаимное расположение над океаном циклонов и антициклонов, интенсивность циклонов и траектории их перемещения, положение фронтальных зон. Принятые типы детализируются по интенсивности барических образований, характеризуемой атмосферным давлением в центре циклона.

После того как произведена классификация барических или вычисленных по ним ветровых ситуаций по типам и подтипам, для каждого из них рассчитываются поля элементов волн (высота, период и т. д.), т. е. типовые поля волн. Результаты оформляются в виде соответствующих типовых карт. Принимая типовые карты полей ветровых волн за источники распространения волн зыби и применяя соответствующие рассчитанные номограммы или формулы, можно определить элементы зыби для любой точки океана.

Прогноз волнения по типовым полям основывается на прогнозе синоптического положения над данной акваторией. За прогностическое поле ветровых волн принимается типовое поле волнения, наиболее полно отвечающее прогнозируемой синоптической ситуации. Ожидаемое поле волн зыби получают по фактическому полю ветровых волн и по тому типовому полю зыби, которое соответствует типу фактического распределения ветровых волн.

В оперативной практике Росгидрометцентра при составлении прогнозов полей волнения в северной части Атлантического океана применяется подход, при котором на основе качественного анализа фактических и прогностических полей приземного атмосферного давления и информации о волнении составляется предварительный прогноз волнения (или прогноз первого приближения), который затем уточняется с помощью расчетных формул или номограмм. Прогноз составляется следующим образом. На основе последовательного анализа карт волнения от срока к сроку, взятых через 12 ч, предшествующих моменту составления прогноза, устанавливается тенденция движения областей сильного и слабого волнения и путем экстраполяции или учета инерции определяется новое положение изолиний равных высот волн на 12 ч вперед. Этот прогноз первого приближения будет тем лучше отвечать ожидаемым условиям волнения, чем консервативнее сами поля волнения. Для того, чтобы проверить не произошло ли резких изменений в поле ветра (или поля атмосферного давления) в каком-либо районе прогностической области за 12 ч, карта первого приближения накладывается на прогностическую карту поля ветра и устанавливается, где произошли резкие изменения скорости и направления ветра. В этих районах прогнозируемые значения высот волн определяются расчетным путем по номограмме (см. рис. 3.22).

Глава 4. МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА Морских течений и приливов

4.1. Крупномасштабные течения

4.1.1. Определение крупномасштабной (климатической) составляющей морских течений

Крупномасштабная (климатическая) циркуляция вод Мирового океана определяется термохалинными и механическими факторами, связанными с планетарной пространственно-временной изменчивостью гидрометеорологических полей. Соответствующий масштаб пространственных неоднородностей этих полей имеет порядок от нескольких сот километров до 1000 км и временной масштаб около месяца. Оценки слагаемых в исходных уравнениях движения, при помощи которых можно описать климатическую циркуляцию, показывают, что основным физическим механизмом, вызывающим движение вод, служит геострофический баланс силы горизонтального градиента давления и отклоняющей силы вращения Земли.

Геострофические течения хорошо отражают реальные крупномасштабные течения везде, кроме пограничных зон, в том числе поверхностного и прибрежного пограничных слоев, где существенный вклад вносят непосредственно влекущее действие ветра над океаном и эффекты, обусловленные морфометрией береговой зоны.

Рассмотрим одну из наиболее простых крупномасштабных гидродинамических моделей — квазигеострофическую, которая позволяет решить задачу расчета поля течений везде, включая и указанные пограничные слои, по климатическим полям плотности воды и ветра для океанического или морского бассейна с произвольным рельефом дна и реальным береговым контуром [11, 25].

Исследуется следующая система уравнений:

уравнения движения:

$$\sqrt{\partial^2 u}/\partial z^2 + lv = (1/\rho_0) \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right); \sqrt{\partial^2 v}/\partial z^2 - lu = (1/\rho_0) \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right);$$

$$(4.1)$$

уравнение статики

$$\partial F/\partial z = g\rho,$$
 (4.2)

уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \tag{4.3}$$

В качестве граничных условий задаются:

— на свободной поверхности $z = -\xi(x, y)$:

$$\rho_0 v \frac{\partial u}{\partial z} = -\tau_x;$$

$$\rho_0 v \frac{\partial v}{\partial z} = -\tau_y;$$
(4.4)

— на дне моря
$$z = H(x, y)$$

$$u = v = w = 0.$$

(условие прилипания).

Здесь *и*, *v*, *w* — составляющие скорости течения по осям *x*, *y*, *z*; *P* — давление; ρ — плотность; ρ_0 — средняя плотность; $l = 2\omega \times \\ \times \sin \phi$ — параметр Кориолиса; $\beta = dl/dy$; *H* — глубина бассейна; *v* — коэффициент вертикального турбулентного обмена в воде; τ_x , τ_y — составляющие тангенциального напряжения ветра; ось ∂x направлена на восток, ось ∂y — на север, ось ∂z — вертикально вниз.

Математически задача сводится к рещению эллиптического уравнения второго порядка для уровня

$$[1/(2\alpha)] \Delta \xi + J(H, \xi') + (HB/l)(\partial \xi/\partial x) =$$

= $[1/\rho_0 g] \operatorname{rot} \vec{\tau} + [\beta/(\rho_0 l)] \int_0^H z \, \partial \rho/\partial x \, dz, \quad \xi = \xi' + \xi_d, \qquad (4.5)$

при известном значении уровня на контуре моря.

Здесь $\alpha = H(\omega \sin \phi/\tilde{v})^{\frac{1}{2}}; \Delta$ — плоский оператор Лапласа; J — оператор Якоби, гоt $\vec{\tau}$ — вертикальная составляющая вихря от касательного тренкя ветра; ξ' — адинамическая поправка, ξ_d вычисляется квазидинамическим методом по формуле

$$\xi_{d} = -(1/p_{0}) \int_{0}^{n} \rho \, dz. \qquad (4.6)$$

Составляющие скорости течений *u*, *v*, *w* на горизонтах определяются следующим образом:

$$u = - \left[g/(l\rho_0) \right] \left[\rho_0 \partial \xi / \partial y + \int_0^z (\partial \rho / \partial y) \, dz \right] + u_{\pi\rho};$$

$$v = \left[g/(l\rho_0) \right] \left[\rho_0 \partial \xi / \partial x + \int_0^z (\partial \rho / \partial x) \, dz \right] + v_{\pi\rho};$$

$$w = \left(g\beta/l^2 \right) z \, \partial \xi / \partial x + g\beta/(\rho_0 l^2) \int_0^H (z - \eta) \left(\partial \rho / \partial x \right) \, d + W_{\pi\rho},$$

(4.7)

где

$$u_{ap} = [1/(l\rho_0)] (\nu'/\nu)^{1/2} [(\partial P_a/\partial x) \sin az - (\partial P_a/\partial y) \cos az] \exp(-az);$$

$$v_{ap} = [1/(l\rho_0)] (\nu'/\nu)^{1/2} [(\partial P_a/\partial x) \cos az + (\partial P_a/\partial y) \sin az] \exp(-az); (4.8)$$

$$w_{ap} = [1/(2\rho_0 al)] (\nu'/\nu)^{1/2} [1 - \exp(-az) [(\cos az + \sin az)]] \Delta P_a;$$

v' — коэффициент вертикального турбулентного перемешивания воздуха.

4.1.2. Определение параметров межгодовой, сезонной и синоптической изменчивости течений

Синоптическая изменчивость гидрофизических полей в океане (масштабы десятки и первые сотни километров и периоды от одних суток до нескольких месяцев) обусловлена динамикой волн Россби и связанными с ними фронтальными и свободными океаническими вихрями, а также вынужденными неоднородностями с масштабами баротропных атмосферных процессов.

Сезонные колебания (годовой период и его обертоны) создаются годовым ходом солнечной радиации и состояния атмосферы (прежде всего ветра, температуры воздуха и атмосферных осадков).

Межгодовая изменчивость гидрофизических полей (пространственные масштабы соизмеримы с размерами океанских бассейнов) обусловлена долгопериодными процессами взаимодействия океана и атмосферы, в том числе автоколебательными процессами в системе океан — атмосфера — материк [19].

Техника определения параметров изменчивости гидрофизических полей для разных пространственно-временных диапазонов зависит как от масштабов процессов, которые генерируют исследуемую изменчивость, так и от вида характеристик, по которым параметры изменчивости определяются.

Существуют два основных подхода, в рамках которых можноопределить характеристики изменчивости в том или ином диапазоне частот. Первый — это вероятностный анализ натурных наблюдений по данным специализированных экспериментальных исследований. Второй, — основанный на оценках, полученных в результате гидродинамического моделирования физических процессов в океане, которые являются доминирующими в исследуемом диапазоне.

При вероятностном подходе пространственно-временные масштабы неоднородностей накладывают жесткие условия на выбор дискретности наблюдений и их продолжительность, временно́й а также на структуру пространственной организации сети наблюдений. Так, при изучении межгодовой и сезонной изменчивости океана естественно сделать так, как сделали метеорологи, т. е. покрыть весь Мировой океан оптимально густой сетью стационарных океанографических станций, действующих многие годы. При этом первые оценки межгодовой и сезонной изменчивости будут получены не ранее чем через 10-15 лет. Однако подобная программа на современном уровне по своим экономическим затратам не осуществима. Большие перспективы в этом вопросе связаны со спутниковой информацией. Для корректного описания межгодовых колебаний не требуется высокого разрешения по пространству (достаточный масштаб осреднения составляет 2-5°; табл. 4.1); масштаб осреднения наблюдений во времени -- около 1 месяца. При исследовании сезонной изменчивости эти характеристики составят соответственно 1° и 1—15 сут.
Таблица 4.1

Параметры рядов наблюдений при оценке пространственно-временных масштабов синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости гидрофизических полей в океане

| Изменчи- вость | Масштаб изм | енчивости | Масштаб о наблю | Продолжи- | |
|--|--|---------------------------------|------------------------|---------------------------|----------------------------------|
| | простран - ственный | временной | простран- ственный | временной | тельность наблюдений . |
| Синоптиче- ская Сезонная Межгодовая | 50—500 км 1000 км 10 ³ 10 ⁴ км | 100 сут 1—12 мес 1—10 лет | 10—30 км 1° 2—5° | 1ч (1—15 сут 1 мес | 0,5—3 мес 10 лет 30—50 лет |

Таким образом, даже при современном уровне качества спутниковой информации регулярные съемки гидрофизических полей в поверхностном слое океана при достаточной продолжительности ряда наблюдений (около 30 лет) позволят получить надежные оценки характеристик межгодовой и сезонной изменчивости.

При исследовании гидрофизических процессов синоптического масштаба необходимое пространственное разрешение значительно затрудняет корректное определение параметров изменчивости. Наиболее перспективным в этом отношении представляется проведение специализированных натурных экспериментов на опорных полигонах. Современная океанологическая практика насчитывает достаточное количество подобных экспериментов. Среди последних следует выделить Прибрежный динамический эксперимент (CODE), проводившийся у Калифорнийского побережья в 1981— 1982 гг., Австралийский прибрежный эксперимент 1984 г. [38], а также динамический эксперимент в Черном море [6].

Схема проведения подобных экспериментов основана на продолжительных измерениях скоростей течений на буйковых полигонах. Попутно проводятся синхронные измерения скорости ветра, атмосферного давления, уровня моря, а также полигонные гидрологические съемки с синоптическим разрешением. Местоположение опорных полигонов целесообразно выбирать в областях максимальных градиентов гидрологических полей (фронтальные зоны, районы резких неоднородностей рельефа дна, районы свала глубин у кромки шельфовой зоны). Подобный подход позволяет наиболее четко идентифицировать полезные сигналы в исследуемом диапазоне изменчивости на фоне случайного шума.

В зависимости от вероятностного анализа данных натурных наблюдений, а также от характера анализируемого материала, выделяют несколько подходов, основные из которых являются классическими и с успехом применяются в геофизике.

Помимо стандартного статистического анализа скалярных рядов (например, работа [9]) при анализе векторных процессов (например скорости течения и ветра) используется подход, основанный на построении инвариантных характеристик [1, 22, 43, 45].

Для получения оценок с хорошими статистическими свойствами по коротким выборкам с успехом применяются параметрические методы статистической оценки [21, 44, 47]. Практика работы с авторегрессионными оценками показывает, что, по сравнению с линейными, эти оценки значительно детальнее и вернее передают истинный спектр в случае коротких реализаций. Особенно явно это преимущество обнаруживается при анализе полигонных наблюдений. Использование адаптивных (нелинейных) оценок по сравнению с традиционными линейными дает наибольший эффект при пространственном спектральном анализе [14, 15].

Второй подход при оценке параметров изменчивости, основанный на результатах гидродинамического моделирования, наиболее часто используется для процессов, формирующих сезонную изменчивость. Простые аналитические модели с успехом применяются при исследовании синоптических волновихревых процессов [46]. Однако использование аналитических моделей при оценке параметров изменчивости нецелесообразно ввиду значительной идеализации природных процессов. Результаты расчетов по таким моделям могут быть использованы при предварительной оценке пространственно-временных масштабов изменчивости гидрофизических полей при отсутствии натурных наблюдений с необходимой степенью разрешения, при планировании натурных экспериментальных исследований и для тестирования расчетов по численным гидродинамическим моделям.

4.2. Прогноз градиентных, ветровых и суммарных течений

4.2.1. Гидродинамические методы расчета и прогноза мезомасштабных течений

Под мезомасштабными течениями будем понимать течения в море с пространственной неоднородностью от нескольких километров до нескольких десятков километров и изменчивостью во времени от нескольких часов до нескольких суток. Основные уравнения запишем в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - lv = -(1/\rho_0) \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right) + (\frac{\partial}{\partial z}) \left(A_z \frac{\partial u}{\partial z}\right) + A_x \Delta u; \frac{\partial v}{\partial t} + lu = -(1/\rho_0) \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right) + (\frac{\partial}{\partial z}) \left(A_z \frac{\partial v}{\partial z}\right) + A_y \Delta v;$$
(4.9)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad P = g\left(\rho_0 \zeta + \int_0^z \rho \, dz\right) + P_a.$$

В уравнениях движения опущены нелинейные адвективные члены. Влияние этих членов уравнений на результат решения, согласно многим исследованиям, является относительно небольшим (до 10 % при определении уровня даже в сложных мелководных районах моря), а погрешности, связанные с неучетом этих членов, сравнимы с погрешностями, возникающими при их конечно-разностной аппроксимации. В прогностических же расчетах они много меньше погрешностей, обусловленных неточностью прогноза вынуждающих сил (ветер, градиент давления).

На поверхности моря $(z = -\zeta)$ задается напряжение ветра τ_x^w , τ_y^w , на глубине трения D дрейфовая часть скорости равна нулю. Условия на твердой границе моря ставятся в зависимости от характера берега: на открытых и обрывистых берегах — условие «непротекания» (обращение в нуль нормальной к берегу компоненты потока), на мелководных и изрезанных берегах — условие «прилипания» (отсутствие течений).

Для решения задачи расчета и прогноза течений (прогноз течений осуществляется путем вычислений по прогнозируемому ветру над акваторией моря) акватория моря аппроксимируется трехмерной сеточной областью, в узлах которой определяются значения искомых функций в различные моменты времени.

Существуют немалое число работ, посвященных расчету мезомасштабных морских течений по уравнениям типа (4.9). Однако все они, как правило, сводятся к одному из трех направлений расчета. Первое — приближенное представление неизвестных в виде конечного числа членов разложения по различным заданным функциям или собственным функциям основных операторов и сведение их таким образом к системе двумерных уравнений. Второе — решение уравнение (4.9) непосредственно путем применения различных численных методов в трехмерной области. Третье направление, обеспечивающее наиболее простое и эффективное решение задачи, которое состоит в параллельном решении двух задач: отдельно задачи определения денивеляции уровня моря и задачи последующего расчета течений с использованием полученных данных об уровне. Рассмотрим его подробнее.

Проинтегрируем уравнения (4.9) по вертикали от поверхности до дна. Получим уравнения относительно потоков \bar{u} , \bar{v} и уровня ξ :

$$\partial \bar{u}/\partial t - l\bar{v} = -(H+\zeta) g \,\partial\zeta/\partial x - 1/\rho_0 \int_0^H \partial/\partial x \int_0^z \rho \,dz^2 + A_x \,\Delta \bar{u} + + \tau_x^w - \tau_x^b + (1/\rho_0) (\partial P_a/\partial x);$$

$$\partial \bar{v}/\partial t + l\bar{u} = -(H+\zeta) g \partial\zeta/\partial y - 1/\rho_0 \int_0^H \partial/\partial y \int_0^z \rho \,dz^2 + A_y \,\Delta \bar{v} + + \tau_y^w - \tau_y^b + (1/\rho_0) (\partial P_a/\partial y); \qquad (4.10)$$

 $\partial \zeta / \partial t + \partial \bar{u} / \partial x + \partial \bar{v} / \partial y = 0; \quad \tau^b_{x, y} = k \rho_0 \bar{u} (\bar{v}) \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} / (H + \zeta)^2,$

где H — глубина моря, $\tau_{x, y}^{w}$ и $\tau_{x, y}^{b}$ — напряжение ветра и трение о дно моря по осям 0x и 0y соответственно, относятся к уравнениям теории мелкой воды.

17 Sakas Ne 133

Их описание и методы решения широко представлены в океанологической литературе. Наиболее полное изложение этого вопроса можно найти в монографии [6].

Следующими параметрами, необходимыми для расчета течений по уравнениям (4.9), являются коэффициенты турбулентного обмена A_x , A_y , A_z , A_x и A_y можно полагать приближенно численно равными соответствующему горизонтальному шагу сетки. Коэффициент A_z является важным параметром для расчета течений, особенно в верхнем слое моря. Для его определения традиционно используется замкнутая система соотношений, состоящая из уравнения баланса турбулентной энергии, соотношения, определяющего диссипацию энергии, и формулы, связывающей коэффициент A_z с масштабом и энергией турбулентности. Описание этой системы можно найти во многих работах по турбулентности и моделированию процессов в море, например, в работе [12]. Поэтому укажем лишь некоторые более простые, приближенные, но положительно зарекомендовавшие себя методы определения A_z .

В случае мелкого однородного моря, а также для расчетов в пределах верхнего перемешанного слоя глубокого бароклинного моря, A_z полагают зависящим от вертикального градиента скорости, являющегося основным генератором турбулентности, и вертикального масштаба турбулентных вихрей (глубина моря или верхнего турбулизированного слоя) H=0.9 min (H, D).

Из соображений размерности получаем $A_z = c |\partial V/\partial z| H_x^2$, V = (u, u) рис с исоффиционт получаем $A_z = c |\partial V/\partial z| H_x^2$,

V=(u, v), где с-коэффициент, подлежащий определению.

Заменяя градиент скорости в этом выражении его средним по слою значением, получаем

$$A_z = c \left[\mathbf{V}_{\text{nos}} - \mathbf{V}_H \right] H_{\text{T}}, \tag{4.11}$$

где V_{пов} и V_H — векторы течений на поверхности и на глубине H_r.

Для определения коэффициента с сравним последнее выражение с формулой А. И. Фельзенбаума для мелкого однородного моря [30]: $A_z = 0.54WH$; W — скорость ветра, м/с, H — в метрах.

При ее выводе использовано соотношение $V_{\text{пов}} = 0.015 W$. Подставляя в этой формуле вместо скорости ветра скорость течения на поверхности (см/с) и сравнивая ее с выражением (4.3), получаем [31]

$$A_{z} = 0,36 | \mathbf{V}_{\text{non}} - \mathbf{V}_{\text{H}} | H_{\text{T}}.$$
 (4.12)

Для расчета и прогноза течений глубокого бароклинного моря (океана) используется формула Обухова

$$A_{z} = kh^{2} \left(\left| \partial \mathbf{V} / \partial z \right|^{2} - (g/\rho_{0}) \left(\partial \rho / \partial z \right)^{1/2} \right), \tag{4.13}$$

где *h* — толщина верхнего квазиоднородного слоя, *k* — некоторая экспериментальная постоянная.

Однако в районах с резкими изменениями плотности по вертикали, например, вблизи устьев рек, выражение под корнем может стать отрицательным. В связи с этим удобнее пользоваться следующей приближенной формулой [31]:

$$A_{z} = 0,36 | \mathbf{V}_{nob} - \mathbf{V}_{H} | H_{\eta} / (1 + \beta \, \partial \rho / \partial z), \quad \beta = 2 \cdot 10^{7} \, \mathrm{cm}^{4} / \mathrm{r}. \quad (4.14)$$

Перейдем непосредственно к решению уравнений (4.9). Наиболее простой аппроксимацией уравнений движения на трехмерной сетке является следующая:

$$\frac{\partial u^{n+0,5}}{\partial t} = -(1/\rho_0) \left(\frac{\partial P^{n+0,5}}{\partial x} \right) + (\frac{\partial}{\partial z}) \left(\frac{A_{z,s}^n}{\partial u^n} \frac{\partial u^n}{\partial z} \right) + A_x J u^n; \frac{\partial v^{n+1}}{\partial t} = -(1/\rho_0) \left(\frac{\partial P^{n+0,5}}{\partial y} \right) + (\frac{\partial}{\partial z}) \left(A_{z,s}^n \frac{\partial v^n}{\partial z} \right) + A_x J v^n; (4.15) \frac{\partial u^{n+1}}{\partial t} = (l/2) \left(v^{n+1} + v^{n+0,5} \right); \frac{\partial v^{z+1}}{\partial t} = -(l/2) \left(u^{n+1} + u^{n+0,5} \right).$$

Верхний индекс здесь указывает номер шага во времени. Величины с дробным индексом являются промежуточными и физического смысла не имеют, Л — разностная четырехточечная аппроксимация оператора Лапласа.

Первых два уравнения системы (4.15) явные и решаются рекуррентным образом. Однако для большей устойчивости и точности расчетов можно использовать и неявную аппроксимацию, когда члены вертикального обмена берутся неявно или в виде полусуммы явного и неявного представлений. Решение в этом случае выполняется аналитически [35] или методом прогонки. Градиенты давления в правой части (4.15) определяются из решения системы (4.10). Последние два уравнения системы (4.15) после неявной аппроксимации решаются алгебранчески. В результате имеем:

$$u^{n+1} = \left[(1 + \tau^2 t^2/4) u^{n+0.5} + \tau l v^{n+0.5} \right] / (1 + \tau^2 t^2/4);$$

$$v^{n+1} = \left[-\tau l u^{n+0.5} + (1 - \tau^2 t^2/4) v^{n+0.5} \right] / (1 + \tau^2 t^2/4).$$
(4.16)

По поводу аппроксимации (4.15) можно добавить следующее. Члены горизонтального турбулентного обмена, содержащие оператор Лапласа, фактически определяют лишь сглаживание течений по четырем соседням точкам с параметром $1 - 4\tau A_x/R^2$, где $R \rightarrow$ расстояние между соседними узлами расчетной сетки (шаг сетки). Они обусловливают необходимость решения уравнений (4.15) для всех точек области на каждом шаге во времени даже тогда, когда информация о вертикальной структуре течений нужна лишь для отдельных точек или для определенного района расчетной области. Такой расчет требует большого объема памяти ЭВМ и длительного времени счета, что неизбежно приводит, в свою очередь, к уменьшению числа расчетных горизонтов. Чтобы этого избежать, можно выполнить следующее приближение: операцию сглаживания с тем же параметром перенести на вынуждающие силы -- ветер и изменения уровня, а вертикальную структуру течений рассчитывать без горизонтального трения, но с хорошим разрешением по вертикали в тех точках, где это действительно необходимо.

4.2.2. Прогноз течений в открытом море по эмпирическим соотношениям

Согласно исследованиям многих авторов, зависимость скорости течения от ветра имеет вид

$$V_0 = k W / \sqrt{\sin \varphi}, \tag{4.17}$$

где V_0 — скорость течения; W — скорость ветра; k — ветровой коэффициент; φ — широта.

Ветровой коэффициент зависит от многих факторов (состояние поверхности океана, разгон, продолжительность действия ветра и др.) и изменяется в достаточно широких пределах [31]. Среднее значение ветрового коэффициента по результатам исследований нескольких авторов равно 0,02. Однако во многих методах расчета и прогноза ветровых течений учитывается переменный ветровой коэффициент, зависящий от волнения.

Для расчета и прогноза скорости дрейфовых течений В. С. Красюк и Е. М. Саускан [16] предложили номограмму (рис. 4.1). При прогнозе течения предполагается, что скорость ветра над поверхностью моря пропорциональна градненту атмосферного давления, а ветровой коэффициент меняется в зависимости от широты, уменьшаясь в сторону высоких широт.

Пример

Надо рассчитать скорость дрейфового течения в точке океана с координатами 50° с. ш.; 38° з. д. Последовательность расчета на номограмме показана пунктирной линией. Расчет состоит из нескольких шагов.

1-й шаг. По синоптической карте, взятой на момент прогноза, определяется (в градусах меридиана) расстояние между изобарами в районе расчетной точки, т. е. градиент давления. Предположим, что он равен 1,2°.

2-й шаг. По этой же карте определяем радиус кривизны изобары R, проходящей через заданную точку. Допустим, что он равен 4°.

3-й шаг. В первом квадранте номограммы определяем точку А, соответствующую градиенту давления 1,2°. Из этой точки переходим вертикально вверх во второй квадрант до пересечения с кривой, соответствующей 50° с. ш.

4-й шаг. Вдоль горизонтали влево переходим в третий квадрант до пересечения с кривой, соответствующей радиусу кривизны $R = 4^{\circ}$. Затем, опускаясь вертикально вниз до пересечения с горизонтальной шкалой ветра, определяем значение скорости ветра, равное 16,8 м/с.

5-й шаг. Продолжаем передвижение вертикально вниз, до пересечения с кривой, равной широте 50°. Из точки пересечения, передвигаясь по горизонтали вправо до пересечения с вертикальной шкалой течения, определяем значение скорости дрейфового течения, равной 1 уз, или 50 см/с.

6-й шаг. По синоптической карте, полагая, что течение направлено по касательной к изобаре, определяем направление течения.

Н. А. Белинский и М. Г. Глаголева [2] разработали физикостатистический метод прогноза течений в Черном море по заданному (на момент составления прогноза) полю атмосферного давления. В качестве аргументов при построении прогностических



Рис. 4.1. Номограмма для расчета дрейфового течения.

зависимостей использовались коэффициенты разложения поля давления в ряд по полиномам Чебышева. Уравнения для прогноза течений имеют вид:

$$u = a_1 \sum A_{ij} + b_1;$$

$$v = a_2 \sum A_{ij} + b_2,$$
 (4.18)

где u и v — проекции течений на осн координат; A_{ij} — коэффициент разложения; a_1 и a_2 — коэффициенты регрессии; b_1 и b_2 — своводные члены.

Заблаговременность прогноза равна 12 ч для течений на поверхности и 24 ч для глубинных течений.

Е. М. Саускан [26] для краткосрочного прогноза течений в океане использовала результаты наблюдений на многосуточных буйковых станциях в Атлантическом и Тихом океанах. Эти материалы позволили оценить связь течений на разных горизонтах с атмосферными процессами над океаном. Прогностические уравнения имеют вид:

$$u = a_1 u_0 + b_1 \sum A_{ij} + c_1;$$

$$v = a_2 v_0 + b_2 \sum A_{ij} + c_2,$$
(4.19)

где и и v — проекции скорости течения на момент прогноза; u_0 и v_0 — начальные значения скорости течения; A_{ij} — коэффициенты разложения поля атмосферного давления; a_1 , a_2 , b_1 , b_2 — коэффициенты циенты регрессии; c_1 и c_2 — свободные члены. Заблаговременность прогноза составляет 24 ч.

В Росгидрометцентре некоторое время испытывался метод прогноза течений по значениям градиента температуры воды. С проанализированных карт температуры поверхности воды с использованием судовых, и спутниковых данных, осредненных за сутки или более, снимались горизонтальные градиенты температуры и ее изменение от суток к суткам. Скорость течения рассчитывалась по формуле

$$V_0 = (\partial t_w / \partial t) / (\partial t_w / \partial S), \qquad (4.20)$$

где V_0 — скорость течения; $\partial t_w/\partial t$ — изменение температуры во времени; $\partial t_w/\partial S$ — горизонтальный градиент температуры.

4.2.3. Основные причины возникновения и прогноз течений в проливах

Течения в проливах определяются:

--- особенностью термохалинной структуры морских (океанических) акваторий, которые соединяются проливом;

наклоном уровня вдоль пролива;

влиянием ветра над проливом;

-- наличием в водах пролива вертикальных градиентов плотности.

Очень часто все эти причины или часть их действуют одновременно. Примерами проливов, где наблюдаются течения, обусловленные особенностями термохалинной структуры вод соединяемых бассейнов и наклоном уровня, являются Гибралтарский пролив и пролив Босфор. В первом более соленая, по сравнению с Атлантической, вода Средиземного моря стекает в нижних горизонтах пролива в океан, а над ними из океана вследствие наклона уровня идет поток более легкой воды в Средиземное море. Аналогичные течения прослеживаются и в проливе Босфор.

Эти течения обусловлены возникающими в проливе и предприливном районе моря горизонтальными градиентами давления, связанными с градиентами плотности и уровня. Для их оценки можно полагать, что течение имеет установившийся характер и описывается уравнением

$$(\partial/\partial z) (A_z \partial u/\partial z) = \partial P/\partial x, \qquad (4.21)$$

где ось 0x направлена вдоль пролива.

На дне пролива (z = H) примем условие прилипания u(H) = 0; трение ветра у поверхности известно т. Тогда решение этого уравнения имеет вид

$$u(z) = [\tau/(A_z \rho_0)] (H - z) - (g/A_z) \left\{ (\partial \zeta/\partial x) [(H^2 - z^2)/2] + \right\}$$

$$+ 1/\rho_0 \int_{z}^{H} \int_{0}^{z} \partial/\partial x \int_{0}^{z} \rho \, dz^3 \bigg\} - (\partial P_a/\partial x) \left[(H^2 - z^2)/2\rho_0 \right]. \tag{4.22}$$

Прогноз течений, обусловленных термохалинной структурой соприкасающихся бассейнов, является сложной задачей, так как связан с прогнозом этой структуры. Примером методов решения подобных задач являются прогностические схемы А. С. Саркисяна [25].

Наклоны уровня вдоль пролива и связанные с ними течения могут быть вызваны водным балансом (сток рек+осадки — испарения), штормовыми нагонами, распространением длинной волны.

Методы расчета и прогноза течений в проливах, вызванных наклоном уровня и влиянием ветра над проливом, и расчеты самих значений уровня в проливе и предпроливных районах моря зависят от геометрических параметров пролива (длина и ширина), а также от того, с каким разрешением во времени и пространстве требуется получить данные о течениях. Так, при узком и длинном канале обычно можно не рассматривать изменение течений поперек канала, но для отдельных задач прогноз этого изменения необходим.

Различные методы расчета и прогноза течений в проливах, вызванных наклоном уровня и ветром, можно проиллюстрировать на примере Керченского пролива. В работе [4] рассматривается район, включающий в себя Азовское море, Керченский пролив и прилегающую к проливу часть Черного моря. Акватория всего Азовского моря аппроксимировалась 10-километровой, а Керченского пролива и прилегающей к нему части Азовского и Черного моря — 2-километровой расчетной сеткой. Решение задачи выполнялось путем интегрирования уравнений мелкой воды отдельно для Азовского моря и отдельно для Керченского пролива с прилегающими районами. Изменение уровня Черного моря на свале глубин полагалось нулевым. Заметим, что подобные расчеты можно проводить и одновременно по всей области, сохраняя или уменьшая шаг сетки в проливе, аппроксимируя пролив двумерной или одномерной расчетной сеткой.

Рассмотрим одномерный вариант расчета, когда известен ход уровня на границах пролива. Направим ось 0х вдоль оси пролива,

а переносом воды поперек оси будем пренебрегать. Тогда, осредняя уравнения движения и неразрывности по площади поперечного сечения пролива, получаем:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + (\tau_x^w - \tau_x^b)/(S + L\zeta);$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + (\partial/\partial x) \left[u \left(S/L + \zeta \right) \right] = 0,$$

(4.23)

где u(x, t) — средняя по сечению пролива скорость течения, $\zeta(x, t)$ — отклонение уровня от невозмущенного, S — начальная площадь поперечного сечения пролива, L(x) — ширина пролива.

На границах бассейна значения уровня считаются известными. Применяя к выражениям (4.23) явно-неявную схему метода конечных разностей, имеем

$$u_{i}^{n+1} = [u_{i}^{n} - g\tau \Pi_{x} \zeta_{i}^{n} + \tau \tau_{x}^{w} L_{i} / (S_{i} + L_{i} \zeta_{i})] / [1 + c\tau [u_{i}^{n}] (S/L_{i} + \zeta_{i}^{n})];$$

$$\zeta_{i}^{n+1} = \zeta_{i}^{n} + \tau \Pi_{x} [u_{i}^{n+1} (S_{i}/L_{i} + \zeta_{i}^{n})], \qquad (4.24)$$

где индекс n — номер шага во времени, т — значение этого шага, i — номер узла одномерной сетки, c — постоянная, $Л_x \varphi_i$ — оператор разностной аппроксимации производной вдоль канала.

При этом разностная сетка может быть либо неразнесенная, когда u и ζ определяются в одних и тех же точках, либо разнесенная, когда узлы чередуются с u и ζ .

Наличие вертикальных градиентов плотности приводит к возникновению течений, связанных с прохождением внутренних волн. Например, по наблюдениям в Балтийском море, такие течения могут достигать 25----30 см/с. Однако в силу случайного характера образования внутренних волн, прогноз времени возникновения этих течений не представляется возможным, а для их оценки пользуются статистическими методами. В реальных условиях все указанные факторы образования течений в проливах могут действовать в различных сочетаниях или одновременно и с разной интенсивностью.

4.2.4. Методы расчета и прогноза течений в заливах

Под заливом понимается часть моря (океана), вдающаяся в сушу. Методы расчета течений в заливах, как и в морях, существенно зависят от формы и размеров залива, причин, вызывающих течения, и масштабов их осреднения во времени и пространстве.

При численном решении задачи расчета течений в широких заливах расчетная сетка может быть для залива такой же, как и для всего моря в целом, либо более мелкой, чем в открытой части моря. Расчеты течений в заливе можно вести отдельно от остальной части моря, а на границе с морем задавать необходимые условия. Методы решения задачи в этом случае ничем не отличаются от изложенной в разд. 4.1.1 н 4.2.1. Течения в узких и длинных заливах имеют, как правило, реверсивный характер и методика их расчета близка к методике расчета течений в узких проливах (4.22) — (4.24), но с условием u=0или $u=u_{cr}$ (стоковое) в вершине залива. Здесь более приемлемой является разнесенная расчетная сетка. Прогноз течений дается по прогнозу уровня моря на входе в залив, ветра над заливом и стока.

Скорость течения в узком заливе можно приближенно прогнозировать по интенсивности изменения уровня $\Delta H/\Delta t$ в точке, расположенной в районе входа в залив с моря [28]:

$$u = k \,\Delta H / \Delta t - u_{\rm ct},\tag{4.25}$$

где k — эмпирический коэффициент, определяемый для каждой точки по материалам синхронных измерений скорости течения и интенсивности изменения уровня.

Метод дает возможность краткосрочного прогноза течений в вытянутых заливах как в безледоставный (при слабом ветре), так и в ледоставный периоды. Заблаговременность таких прогнозов Невской губы (по данным об уровне в п. Таллинн) и Таганрогского залива (по данным п. Мариуполь) составляет 4—8 ч.

4.2.5. Прогноз мезомасштабных течений на основании режимно-статистических характеристик

Наряду с гидродинамическими методами прогноза течений по имеющемуся прогнозу входных данных (ветер, сток рек, уровень на границе и т. д.) применяется прогноз течений на основании корреляционных связей между течениями и причинами, их вызывающими. Примером является рассмотренный в разд. 4.2.3 метод расчета течений в узком заливе по данным об уровне на его входе. Другим известным примером является зависимость между ветром (W) и течением на поверхности моря [см. форм. (4.17)].

Режимными характеристиками морских течений являются двумерные функции распределения (розы течений) и схемы течений. Удобная для прогноза методика построения схем течений по наблюдениям приводится в работе [29]. Эту же методику можно полностью перенести на построение роз течений. Суть ее состоит в следующем.

Сначала определяются основные факторы, образующие течения в данном районе моря (ветер, сток рек и т. д.). Затем все данные наблюдений за течениями (возможно, разрозненные и разной продолжительности) группируются в массивы, соответствующие действию каждого из этих факторов. Это позволяет строить частные схемы или розы течений. Далее изучаются климатические данные о повторяемости и продолжительности действия этих факторов в течение месяца, сезона, года и т. д. С их учетом строится уже общая схема (розы) течений в данном районе моря для определевного периода. Таким образом, получают частные схемы (розы) течений, соответствующие действию определенных факторов, которые могут использоваться для получения климатического прогноза на определенный период. Предлагаемый подход позволяет сделать такие схемы и розы более достоверными, чем при традиционном подходе, когда массив делится по времени наблюдений, так как используется дополнительный существенный набор климатической информации. Особенно это важно при небольшом объеме наблюдений за течениями.

Режимные характеристики течений могут быть получены как по данным инструментальных наблюдений, так и путем расчетов. Расчетные методы в силу идеализации процессов дают лишь приближенную картину течений, однако преимуществом их является невысокая себестоимость, выигрыш во времени и возможность моделировать практически любые гидрометеорологические ситуации в естественных условиях и условиях возможного антропогенного изменения морфометрических и других характеристик.

Схема получения режимных характеристик течений в заданных точках расчетной сетки имеет следующий вид.

- 1. Ввод исходной гидрометеорологической информации.
- 2. Расчет течений,
- 3. Обработка результатов.
- 4. Выдача режимных характеристик.

Стрелки обозначают последовательность выполнения операций. По окончании работы блока 3 в блок 1 может вводиться новая информация: данные типового анемобарического поля или синоптической ситуации за следующий срок. В последнем случае результат работы блока 2 принимается за начальное поле уровня и течений. Выдача режимных характеристик предусматривается после расчета по всем типовым полям или синоптическим ситуациям. Составляющие вектора течений представляются в виде $u = = \overline{u} + u', v = \overline{v} + v'$, где $\overline{u}, \overline{v}$ рассчитываются по нестационарной гидродинамической модели; $u', v' - \phi$ люктуации, которые определяются по данным наблюдений и связаны с масштабом осреднения модельного решения [12].

При отсутствии данных о флюктуациях течений можно ограничиться расчетами средних значений, хотя это несколько снижает надежность режимных характеристик.

Информация о ветре над морем, необходимая для расчета режимных характеристик течений, может быть получена несколькими способами в зависимости от имеющегося материала. Так, можно использовать поля атмосферного давления, снятых со срочных синоптических карт. Расчет ветра рассчитывается программным образом по модели Аккерблома [25], либо по известным методикам, разработанным для ветроволновых задач (см. гл. 1). Данные непосредственно о ветре над морем могут иметь различное представление.

1. Имеется полный набор типовых ситуаций над всем морем или рассматриваемой акваторией. Каждая из ситуаций имеет известную повторяемость и продолжительность действия. Подобные типизации приводятся в Атласах волнения и ветра.

2. Типизация ветровых условий для расчетов волнения выполнена в 80-х годах по методике ГОИНа. По этой методике акватория моря разбивается на ряд районов, в каждом из которых свои особенности ветрового режима. Поэтому для каждого района в отдельности строится своя типизация ветровых полей, которая дополняется наиболее вероятной картиной ветра над остальной частью моря.

Очевидно, что последняя типизация лучше отражает ветровые условия непосредственно над выбранным районом моря, чем выполненная по всему морю. Однако о преимуществах какого-либо из методов сказать трудно. Так, например, течения в районе пролива в значительной степени определяются наклоном уровня, не связанным непосредственно с местным ветром.

3. Типизация ветровых условий не проведена. В этом случае можно составить каталог ветровых условий на техническом носителе по данным метеостанций и постов [3]. При расчете течений составляющие вектора ветра W_x , W_y на станциях на каждом расчетном шаге по времени $n \Delta t$ определяются посредством линейной интерполяции по времени срочных данных, а ветровое поле в узлах расчетной сетки — по этим интерполированным значениям на станциях с весами, обратно пропорциональными расстоянию от узла сетки до станции:

$$\boldsymbol{W}_{\boldsymbol{x},\,\boldsymbol{y}}\left(i,\,\,j,\,\,n\,\Delta t\right) = \left(\sum_{k=1}^{N} \boldsymbol{W}_{\boldsymbol{x},\,\boldsymbol{y}}^{k} / R\left(i,\,\,j,\,\,k\right)\right) \left(\sum_{k=1}^{N} 1 / R\left(i,\,\,j,\,\,k\right),\quad(4.26)\right)$$

тде N — количество станций наблюдения за ветром; R(i, j, k) — расстояние от узла сетки с координатами (i, j) до станции с индексом k; Δt — длина шага во времени.

Методика построения частных (роз) и общих схем течений при отсутствии типизации ветра такая же, как и при использовании эмпирических данных. Подробное описание построения режимных характеристик в случае, если типизация синоптических условий имеется, приведено в работе [3].

4.3. Методы определения характеристик приливных колебаний уровня и течений и их предвычисление

Приливные движения, в отличие от практически всех других геофизических процессов, протекающих в гидросфере Земли, обладают свойством, крайне важным с практической точки зрения: абсолютной прогнозируемостью в каждом конкретном месте водной оболочки приливных колебаний уровня при наличии соответствующих гармонических постоянных [11]. Поэтому возможно точно определить и все другие характеристики приливного хода уровня: экстремальные значения, функции распределения и др. [24]. Причем существуют методы, позволяющие проводить расчет ряда таких характеристик (например, экстремально возможных по астрономическим условиям приливных колебаний уровня [24]) непосредственно по гармоническим постоянным, минуя промежуточный расчет временного хода приливного уровня при экстремальных условиях (основные термины и определения см. в разд. 4.3.1).

Необходимое количество надежных гармонических постоянных, на основе которых возможно предвычисление приливного хода уровня и его статистик с достаточной для практики степенью точности, может быть определено по сравнительно коротким рядам исходных данных — их оптимальная продолжительность близка к календарному месяцу при дискретности, равной 1 ч.

Существуют методы, позволяющие определять гармонические постоянные и по более коротким рядам наблюдений, проведенным с часовой дискретностью:

1) штурманский метод — для обработки суточных наблюдений, определяются гармоники четырех главных волн: M2, S2, O1 и K1 [11];

2) адмиралтейский (парный) метод — для обработки двух суточных серий наблюдений, определяются гармоники тех же воли, что и в предыдущем случае [11];

3) метод Франко — для обработки 7-суточных серий, рассчитываются гармоники семи волн: M2, S2, O1, K1, M4, MS4 и M6 [37];

4) метод Дарвина для обработки 15-суточной серии, рассчитываются гармоники одиннадцати волн: M2, S2, N2, K2, O1, K1, P1, Q1, M4, MS4, M6 [11, 24].

Однако точность определения гармоник (следовательно, и всех других характеристик приливов) по этим методам сравнительно невелика, поэтому в настоящее время они практически не используются.

Для получения гармонических постоянных, используемых для расчетов приливов как у нас в стране, так и за рубежом (создание навигационных пособий по приливам, определение теоретического нуля глубин при составлении карт для приливных морей и др. [10, 39]), наиболее распространенными являются методы. Дарвина и Дудсона для анализа соответственно 29,5- и 31,5-суточных серий ежечасных наблюдений, а также их различные модификации [10, 11, 18, 24, 30]. В настоящее время в учреждениях России, ответственных за создание всех видов пособий по приливам (НИИ Росгидромета — ГОИН, Москва; ДВНИГМИ, Владивосток; ААНИИ, С.-Петербург) основным при расчете гармонических постоянных является метод Дудсона.

Теоретические основы данного метода изложены в разд. 4.3.3. Следует отметить, что все указанные выше методы при своей разработке были ориентированы на ручное проведение соответствующих расчетов. Поэтому каждый из них основывается на специфической методике, позволяющей по возможности сократить количество расчетов без потери точности. Именно поэтому эти методы обладают одним общим недостатком — для применения каждого из них нужны ряды исходных данных фиксированной длины и дискретности. Кроме того, с помощью каждого из них можно получить только строго определенное число гармонических постоянных.

В последнее время в связи с развитием вычислительной техники и переводом на нее очень трудоемких расчетов приливов наряду с реализацией на ЭВМ указанных выше методов стало возможным создание новых, с самого начала ориентированных на использование ЭВМ [17, 42]. Эти методы основаны на непосредственном применении метода наименьших квадратов к анализируемому ряду¹. В результате расчет гармоник может быть проведен по рядам любой продолжительности и дискретности. При этом совокупность волн, для которых могут быть рассчитаны гармонические постоянные определяется только длиной исходного ряда. По желанию пользователя, их количество может быть уменьшено.

В ГОИНе реализована одна из таких программ, представляющая собой применение указанного подхода для расчета гармонических постоянных по рядам произвольной длины и дискретности в пределах набора из 115 волн. Данный набор волн наряду с используемыми в традиционных методах частотными диапазонами волн (долгопериодные, суточные, полусуточные, 1/4- и 1/6-суточные) включает в себя также волны для более высокочастотных диапазонов (1/8, 1/10- и 1/12-суточных), что является важным при анализе приливов в мелководных районах и устьях рек.

Из вышесказанного следует, что для получения всех необходимых характеристик приливных движений в данном конкретном месте необходимо иметь серию наблюдений продолжительностью примерно 1 мес и дискретностью примерно 1 ч (при дискретности больше 1 ч для сохранения точности расчета гармоник желательно увеличить длину исходного ряда). В принципе при современном уровне развития измерительной техники получение серии с указанными выше параметрами является вполне выполнимой задачей практически для любого района побережья, а также для многих районов открытого моря.

Однако на практике бывает необходимо определить характеристики приливных движений в тех пунктах, где наблюдения отсутствуют. Кроме того, в ряде случаев могут потребоваться знания о приливах либо для протяженного участка побережья, либо для какого-то участка акватории. Естественно, что проведение наблюдений в таких объемах является практически невыполнимой задачей. Выходом из такого положения может служить применение ме-

¹ Отметим, что все перечисленные выше методы расчета гармоник в той или чной степени основаны на методике наименьших квадратов. Однако для минимизации расчетов используется не прямое вычисление, а присущая каждому из них специфическая процедура [11, 18, 24, 30, 40, 42].

тодов численного моделирования. В настоящее время уровень таких моделей (математическая постановка задачи, численная аппроксимация нсходных уравнений, реализация на ЭВМ) как в нашей стране, так и за рубежом достаточен для того, чтобы с их помощью можно было адекватно воспроизвести приливные движения в пределах сложных по морфометрическому строению и режиму приливов акваторий [27, 36]. При этом в качестве исходной информации для задания граничных условий и тарировки моделей необходима информация лишь в отделяющей рассматриваемый водоем от сопредельных акваторий). Причем модели для сравнительно небольших акваторий (например, Онежский залив Белого моря) могут без труда быть реализованными на персональных ЭВМ.

Наиболее важными характеристиками приливных колебаний уровня являются экстремальные (минимальные и максимальные) значения, возможные по астрономическим условиям. Так, например, минимально возможные по астрономическим условиям приливные уровни используются при определении наинизшего теоретического уровня на картах приливных морей.

Получение гармонических постоянных приливных течений из-за временной изменчивости приливных течений, не связанной с астрономическими условиями, затруднено. Это связано с бароклинной структурой приливных течений.

Однако для важных в практическом отношении мелководных прибрежных районов, проливов и т. д., где приливные течения достаточно сильны, они носят баротропный характер, что позволяет определять их гармоники, а тем самым и все другие характеристики.

Для приливных течений обычно определяются гармонические постоянные для их составляющих, направленных либо вдоль осей географических координат, либо вдоль ортогональных осей, направление которых выбрано в соответствии с генеральными (или локальными} особенностями морфометрии района. Естественно, что для осей, имеющих различную ориентацию в пространстве. значения гармонических постоянных, определенных по одной и той же серии исходных данных, будут различны. Подобная неинвариантность гармоник для составляющих скоростей приливных течений существенно затрудняет анализ их пространственно-временной структуры. Поэтому при анализе приливных течений используются также инвариантные характеристики, представляющие собой характеристики эллипсов для отдельных волн (значения и направления больших и малых осей, эксцентриситет, направление вращения вектора скорости для каждой волны и др.).

4.3.1. Приливные явления в Мировом океане (основные термины и определения)

1. Приливные явления в Мировом океане — динамические и физико-химические процессы в водах морей и океанов, вызванные приливообразующими силами Луны и Солнца.

2. Приливообразующие силы — разность сил притяжения Луны и Солнца на единицу массы, помещенную в произвольной точке земной поверхности и в ее центре.

3. Приливы — приливные колебания уровня и течений в Мировом океане.

3.1. Собственный прилив — реакция водной массы данного бассейна на непосредственное воздействие приливообразующих сил.

3.2. Индуцированный (соколебательный) прилив — реакция водной массы данного бассейна на периодическое воздействие со стороны смежного водоема, где происходят приливные движения.

4. Приливные волны — волновые движения, вызываемые приливообразующими силами и проявляющиеся в периодических изменениях уровня, течений, температуры воды и других динамических и физико-химических процессов в Мировом океане.

4.1. Вынужденные приливные волны — приливные движения периодического характера, сформировавшиеся в данной области Мирового океана под воздействием непосредственно приливообразующих сил.

4.2. Свободные приливные волны — приливные движения периодического характера, сформировавшиеся в данной области Мирового океана под воздействием приливных волн, пришедших извне.

5. Характер приливов.

5.1. Полусуточные приливы (П) — приливы, период которых приблизительно равен половине суток (12 ч 25 мин), т. е. имеющие в продолжение суток два максимума и два минимума.

5.2. Суточные прилнвы (С) — приливы, период которых приблизительно одни сутки, т. е. имеющие в продолжение суток один максимум и один минимум.

5.3. Смешанные приливы.

5.3.1. Неправильные полусуточные приливы (НП) — полусуточные приливы с заметной суточной разницей в значениях, соответствующих экстремумов уровня.

5.3.2. Неправильные суточные приливы (HC) — суточные приливы, которые при малых склонениях Луны становятся полусуточными при существенном уменьшении их величин.

5.4. Аномальные приливы.

5.4.1. Мелководные приливы — приливы, в которых под влиянием мелководья нарушена симметрия в подъеме и спаде уровня (неодинаковость времени роста и падения уровня, появление дополнительных экстремумов и др.).

5.4.1.1. Двойные полусуточные приливы — приливы, в которых под сильным влиянием мелководья появляются хорошо выраженные дополнительные полные и малые воды.

5.4.1.2. Бор — вал, образующийся под воздействием млеководья и стока реки при распространении приливной волны в устьевых участках некоторых рек.

5.4.2. Полусуточные солнечные приливы — приливы, период которых в точности равен половине средних солнечных суток.

5.4.3. Радиационные приливы — приливы, обусловленные, в отличне от гравитационных, суточным ходом радиации. Их эффект проявляется в виде аномального увеличения полусуточных солнечных приливов.

5.5. Показатель характера приливов (К) — отношение суммы амплитуд суточных волн K1 и O1 к амплитуде полусуточной волны M2. Для полусуточных приливов этот показатель заключен в пределах от 0 до 0,5, для неправильных полусуточных — от 0,5 до 2,0, для неправильных суточных — от 2,0 до 4,0 и для суточных приливов он составляет 4,0 и более.

6. Основные характеристики приливных колебаний уровня.

6.1. Прилив — подъем уровня при прохождении приливной волны от малой воды к полной.

6.2. Отлив — опускание уровня при прохождении приливной волны от полной воды к малой.

6.3. Наивысший теоретический уровень прилива — расчетный приливной уровень, наибольший из возможных по астрономическим условиям.

6.4. Наинизший теоретический уровень прилива — расчетный приливной уровень, наименьший из возможных по астрономическим условиям.

6.5. Высота прилива — положение приливного уровня по отношению к наинизшему теоретическому уровню.

6.6. Полная вода (ПВ) — максимальный уровень в продолжение одного периода приливных колебаний.

6.7. Малая вода (MB) — минимальный уровень в продолжение одного периода приливных колебаний.

6.8. Величина прилива — разность уровней соседних полной и малой вод.

6.9. Амплитуда прилива — высота полной или малой воды относительно среднего приливного уровня.

6.10. Высокая полная вода (ВПВ) — большая из двух полных вод за сутки при полусуточных приливах.

6.11. Низкая малая вода (HMB) — меньшая из двух малых вод за сутки при полусуточных приливах.

6.12. Низкая полная вода (НПВ) — меньшая из двух полных вод за сутки при полусуточных приливах.

6.13. Высокая малая вода (ВМВ) — большая из двух малых вод за сутки при полусуточных приливах.

6.14. Большая величина прилива (В) — разность высот высокой полной и низкой малой вод в течение суток (В = ВПВ — НМВ).

6.15. Малая величина прилива (в) — разность высот низкой полной и высокой малой вод в течение суток (в=HПВ— ВМВ).

6.16. Лунный промежуток (Тл) — разность между моментом времени кульминации Луны на меридиане места и моментом наступления ближайшей полной воды.

6.17. Средний прикладной час (СПЧ) — среднее из лунных промежутков за половину лунного месяца.

6.18. Прикладной час порта (ПЧП) — среднее значение лунного промежутка для данного места (средний из лунных промежутков в полнолуние и новолуние при среднем расстоянии Земли от Луны и Солнца и при нулевых склонениях Луны и Солнца).

6.19. Возраст полусуточного прилива — интервал времени между полнолунием или новолунием и последующим ближайшим наибольшим полусуточным приливом.

6.20. Возраст суточного прилива — интервал времени между наибольшими отклонениями Луны и последующим ближайшим наибольшим суточным приливом.

7. Неравенства приливов — различия в высоте и времени наступления последовательных полных и малых вод. Эти различия не остаются постоянными во времени, а изменяются от суток к суткам с определенной периодичностью.

7.1. Суточное неравенство. Оно возникает, когда возмущающее тело находится не в плоскости экватора. Неравенство тем больше, чем больше склонение и широта места, а его период равен для Луны тропическому месяцу (27,321 средних солнечных суток) и тропическому году — для Солнца (365,242 средних солнечных суток).

7.2. Деклинационное неравенство — возникает вследствие изменений склонения Луны, которое дважды в месяц меняет знак и достигает 28°45'. Наибольшее значение этого неравенства имеет место вскоре после наступления максимумов северного и южного склонения Луны (тропический прилив), наименьшее — вскоре после перехода ее через экватор (экваториальный или равнодейственный прилив). Период неравенства равен 13,66 средних солнечных суток — половине периода одного цикла изменений склонения Луны, т. е. половине тропического месяца.

7.3. Параллактическое неравенство. Оно создается из-за изменений расстояния до возмущающего тела вследствие эллиптичности орбит Земли и Луны. Период этого неравенства равен аномалистическому месяцу для Луны (т. е. промежутку времени между двумя последовательными прохождениями Луной своего перигея, равному 27,555 средних солнечных суток) и аномалистическому году для Солнца, т. е. промежутку времени между двумя последовательными прохождениями Солнцем своего перигея, равному 365,260 средних солнечных суток. Наибольшее значение неравенство имеет обычно через 2—3 сут после момента перигея.

7.4. Фазовое неравенство. Оно обусловлено изменением взаимного положения Земли, Луны и Солнца и имеет период 14,765 сут, равный половине синодического месяца, (т. е. промежутка времени между двумя последовательными полнолуниями или новолуциями. 7.4.1. Сизигийный прилив — прилив, наблюдающийся вблизи. соответствующей сизигии (полнолуния или новолуния) и имеющий наибольшую амплитуду в продолжение фазового полумесячногонеравенства. В сизигию амплитуда прилива представляет собой сумму лунного и солнечного прилива.

7.4.2. Квадратурный прилив — прилив, наблюдающийся вблизи соответствующей квадратуры и имеющий наименьшую амплитуду в продолжение фазового полумесячного неравенства. В квадратуру амплитуда прилива представляет собой разность лунного и солнечного прилива.

7.4.3. Сизигия — положение Луны, когда ее долгота либо равна долготе Солнца, либо отличается от нее на 180°. В первом случае имеет место новолуние, во втором — полнолуние.

7.4.4. Квадратура (четверть) — промежуточное положение Луны, когда угол между направлениями с Земли на Луну и Солнце равен 90°.

7.5. Йодальное неравенство. Оно обусловлено изменением склонения Луны вследствие наклона лунной орбиты к плоскости эклиптики на постоянный угол 5°08′. Имеет период, равный 18,613 солнечных лет и сказывается в сравнительно небольших изменениях полумесячных лунных тропических неравенств.

8. Гармонические постоянные — амплитуда и фаза отдельных элементарных гармонических колебаний, имеющих период изменения астрономических условий или являющихся их суперпозицией и составляющих в совокупности наблюдаемые приливные колебания уровня и течений в Мировом океане. Определяются с помощью гармонического анализа рядов наблюдений определенной продолжительности и дискретности.

8.1. Гармонический анализ — метод, основанный на разложении в ряд Фурье наблюдаемого приливного хода уровня и представлении его в виде

$$Z(t) = A(0) + \sum_{i=1}^{N} R(i) H(i) \cos [SQ(i) t + (V0(i) + u(i)) - g(i)],$$
(4.27)

где Z(i) — положение уровня в момент времени t; A(0) — среднее положение уровня относительно принятой системы отсчета; SQ(i) — угловая скорость *i*-й волны; R(i) и (VO(i) + u(i)) — редукционный множитель и начальная фаза, определяемые по астрономическим данным; H(i) и g(i) — гармонические постоянные: соотвественно амплитуда и фаза *i*-й волны; N — количество волн.

Задача при этом заключается в определении значений H(i) и g(i) для более полного набора волн, наилучшим образом аппроксимирующих исходный ряд.

При составлении навигационных пособий в качестве стандартного для расчета гармонических постоянных принят метод Дудсона. Этот метод позволяет рассчитывать гармонические постоян-

274

ные 34 волн по рядам ежечасных значений длиной 757 значений (35,5 сут). Однако для большинства практических задач достаточно использовать следующие 12 волн, условно называемые главными:

1) М2 — главная лунная полусуточная (период 12,42 ч);

2) S2 — главная солнечная полусуточная (период 12,00 ч);

3) N2 — большая лунная эллиптическая (период 12,66 ч);

 4) К2 — лунно-солнечная деклинационная полусуточная (период 11,97 ч);

5) К1 — лунно-солнечная деклинационная суточная (период 23,93 ч);

6) О1 — главная лунная деклинационная (период 25,82 ч);

7) Р1 — главная солнечная деклинационная (период 24,07 ч);

8) Q1 — большая лунная эллиптическая (период 26,87 ч);

M4 — лунная мелководная четвертьсуточная (период 6,21 ч);

- MS4 лунно-солнечная мелководная четвертьсуточная (период 6,10 ч);
- M6 лунная мелководная 1/6-суточная (период 4,14 ч);
- 12) 2MS6 лунно-солнечная мелководная (период 4,09 ч).

9. Приливные течения.

9.1. Вращательные течения — приливные течения, направление которых в пределах приливного цикла непрерывно изменяется.

9.2. Реверсивные течения — приливные течения, которые в пределах приливного цикла изменяют свое направление на противоположное.

9.3. Смена течений — момент перехода приливного течения в отливное, и наоборот.

9.4. Полусуточные приливные течения — приливные течения, меняющиеся с периодом, равным приблизительно половине суток (12 ч 25 мин).

9.5. Суточные приливные течения — приливные течения, меняющиеся с периодом, равным приблизительно одним суткам.

9.6. Сулой — крутые волны со взбросами и водовороты, возникающие в некоторых районах с сильными приливными течениями.

9.7. Гармонический анализ наблюдений за приливными течениями — метод, основанный на разложении в ряд Фурье компонентов скорости течения на ортогональные оси координат и представлении его в виде:

$$UX(t) = U(0) + \sum_{i=1}^{N} R(t) HU(i) \cos [SQ(i) t + (VO(i) + u(i)) - gu(i)];$$

(4.28a)

$$VX(t) = V(0) + \sum_{i=1}^{n} R(i) HV(i) \cos [SQ(i) t + (VO(i) + u(i)) - gV(i)]_{i},$$

(4.286)

где UX(t) и VX(t) — значения составляющих скорости приливного течения вдоль осей 0х и 0*y* соответственно в момент времени t;

U(0) и V(0) — средние значения скоростей течений вдоль осей координат за период наблюдений; HU(i) и gu(i) — гармонические постоянные составляющей скорости приливного течения на ось 0x: соответственно амплитуда и фаза *i*-й волны; HV(i) и gV(i) — гармонические постоянные составляющей скорости приливного течения на ось 0y: соответственно, амплитуда и фаза *i*-й волны; SQ(i), R(i), (VO(i) + u(i)), N — см. экспликацию к выражению (4.2.7);

Гармонические постоянные для составляющих скорости приливного течения на ортогональные оси координат являются инвариантными характеристиками (их значения зависят от выбора направлений осей координат), что создает определенные сложности при использовании их для анализа приливных течений. Поэтому наряду с гармоническими постоянными для подобных целей применяются неинвариантные характеристики, представляющие собой параметры эллипсов приливных течений. При этом все перечисляемые ниже неинвариантные характеристики приливных течений могут быть получены на основе гармонических постоянных составляющих скоростей, определенных для ортогональных координат, имеющих любое направление в пространстве.

9.8. Эллипсы приливных течений для отдельных волн — траектории, которые описывают в пространстве концы вектора скорости приливного течения на частоте данной волны.

9.9. Большая и малая оси эллипсов приливных течений — максимальное и минимальное значение скорости приливного течения на частоте данной волны в продолжении ее периода.

9.10. Направление вращения вектора скорости приливного течения — направление (по или против часовой стрелки), которое описывает вектор скорости приливного течения во времени на данной частоте.

9.11. К числу неинвариантных характеристик относятся время наступления максимальных и минимальных течений для данной волны прилива и направление осей эллипса приливных течений для данной волны относительно направления географических координат.

10. Котидальная карта — карта, на которой представлены изоамплитуды и изофазы наступления полной (малой) воды (котидали) прилива. Обычно строится для отдельных волн прилива и в этом случае не зависит от астрономических условий, т. е. остается неизменной во времени. Однако может быть построена и для полного прилива. В этом случае амплитуда и фаза в каждой ее точке зависят от астрономических условий, т. е. являются функциями времени, поэтому такая карта будет различна для различных циклов прилива.

10.1. Элементы котидальной карты.

10.1.1. Амфидромия — область в открытой части моря или океана, в центральной точке которой (амфидромической точке) сходятся изофазы (их изменение вокруг этой точки равно 360°), а амплитуда прилива равна нулю. 10.1.2. Вырожденная амфидромия — область у побережья, в которой сходятся изофазы (их изменение здесь меньше 360°), а амплитуды минимальны.

11. Таблицы приливов — навигационные пособия, содержащие предвычисленные данные о приливах и приливных течениях: максимальные значения приливных течений и время их наступления.

11.1. Таблицы приливов календарного типа. Они издаются ежегодно на определенные календарные даты (на год).

11.2. Таблицы приливов постоянного действия — издаются на много лет и привязываются к астрономическим параметрам N и C, которые рассчитываются на каждый конкретный год.

11.2.1. Астрономический параметр N — время кульминации Луны, выраженное в градусах или условных единицах от специально выбранного начала отсчета.

11.2.2. Астрономический параметр с — коэффициент, применяемый для количественного учета влияния горизонтального параллакса Луны на характеристики приливов и приливных течений.

4.3.2. Теоретические основы методов, использующихся при анализе я расчете приливных движений

Методы расчета гармонических постоянных прилива

1. Метод наименьших квадратов для расчета гармонических постоянных 115 волн прилива (табл. 4.2).

Таблица 4,2

| | | | | ······································ |
|-----------------|------------------|-----------------|-----------------|--|
| 1-54 | 2-584. | 3 - MM· | 4 - MSF | 5 — ME• |
| 6 - 201 | $7 - \sigma^{2}$ | 8 - 01: | 9 ol: | 10 - 01 |
| 11 - MPI: | 12 - M1: | 13 - 21 | 14 π1: | 15 - P1: |
| 16 - S1: | 17 - K1: | 18 - 101: | 19 — ml: | $20 - \theta_1$ |
| 21 - JI: | 22 - SOI: | 23 — ČÓU | 24 - 2MN2S2: | 25 - 2NS2 |
| 26 3M2S2: | 27 - 0.02 | 28 - MNS2 | 29 - MNK2S2 | 30 - 2N2 |
| 31 - u2: | 32 - SNK2: | 33 - N2: | 34 - v2: | 35 - OP2: |
| 36 - M2: | 37 — MKS2: | 38 - 22: | 39 - L2: | 40 - 25K2: |
| 41 - T2: | 42 - S2: | 43 - R2: | 44 - K2 | 45 - MSN2: |
| 46 - K.I2: | 47 - 2SM2: | 48 2MS2N2: | 49 – 2SN2: | 50 — SKN2: |
| 51 - MO3: | 52 - MO3: | 53 - 2MP3: | 54 — M3: | 55 — SO3: |
| 56 — MK3: | 57 — 2MQ3: | 58 — SK3: | 59 — 2MK4: | 60 — 3MS4: |
| 61 - MSNK4: | 62 — MN4: | $63 - M_{v}4$: | 64 – 2MSK4: | 65 - M4: |
| 66 — SN4: | 67 — 3MN4: | 68 — MS4: | 69 - MK4; | 70 - S4: |
| 71 — SK4; | 72 — 3MK5; | 73 — M5; | 74 — 3MO5; | 75 - 2 (MN) S6: |
| 76 - 3MNS6; | 77 — 4MK6; | 78 4MS6; | 79-2MSNK6; | 80 — 2MN6; |
| $81 - 2M_{V6};$ | 82 — 2MSK6; | 83 M6; | 84 — MSN6; | 85 — 4MN6; |
| 86 — MKv6; | 87 - 2(MS)K6; | 88 — 2MS6; | 89 — 2MK6; | 90 - 3MSN6; |
| 91 — MKL6; | 92 — 2SM6; | 93 - MSK6; | 94 — S6; | 95 — M7; |
| 96 - 2(MN) 8; | 97 — 3MN8; | 98 — M8; | 99 — 2MSN8; | 100 - 2MNK8; |
| 101 — 3MS8; | 102 3MK8; | 103 - MSNK8; | 104 - 2 (MS) 8; | 105 - 2MSK8; |
| 106 — S8; | 107 M10; | 108 3MSN10; | 109 — 4MS10; | 110-2(MS) N10; |
| 111 — 3M2S10; | 112 — M12; | 113 - 4MSN12; | 114 — 5MS12; | 115 — 4M2S12; |

Названия и соответствующие номера 115 воли прилива, для которых по методу наименьших хвадратов могут быть определены гармонические постоянные Основная формула для расчета приливных изменений уровня в соответствии с теорией гармонического анализа может быть записана в виде (4.27).

Для дальнейшего анализа методом наименьших квадратов данная формула предварительно преобразуется к следующему виду:

$$\overline{Z}(t) = A + \sum_{i=1}^{N} \{B(i) \cos [g(i)t] + C(i) \sin [g(i)t]\}, \quad (4.29)$$

где

$$B(i) = R(i) H(i) \cos [g(i) - (VO(i) + u(i))]; \qquad (4.30a)$$

$$C(i) = R(i) H(i) \sin [g(i) - (VO(i) + u(i))].$$
(4.306)

При этом метод наименьших квадратов заключается в отыскании таких значений коэффициентов B(i) и C(i), которые бы минимизировали выражение

$$\sum_{j=1}^{N} [\overline{Z}(j) - Z(j)]^{2}, \qquad (4.31)$$

где Z(j) — фактические значения приливного уровня в моменты времени *j*; N — длина рядов наблюдений; $\overline{Z}(j)$ — определяется согласно выражению (4.29).

В результате задача сводится к решению системы линейных уравнений (2n+1) порядка, где n — число рассчитываемых гармоник.

$$\| \mathbf{W}(i, m) B(i) \| = D(i), \qquad (4.32)$$

где

$$\Psi(1, 1) = 1;$$
 (4.33)

$$\Psi (2k, 1) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} \cos [g(k) j]; \qquad (4.34a)$$

$$\Psi(2k+1, 1) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} \sin[g_{j}(k) j];$$
 (4.346)

$$\Psi(2k, 2l) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} \cos [g(k) j] \cos [g(l) j]; \qquad (4.35a)$$

$$W(2k+1, 2l) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} \sin[g(k)j] \cos[g(l)j];$$
 (4.356)

$$W(2k+1, 2l+1) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} \sin [g(k)j] \sin [g(l)j];$$
 (4.35b)

$$D(l) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} Z(j); \qquad (4.36a)$$

$$D(2k) = (1/N) \sum_{j=0}^{N-1} Z(j) \cos [g(k) j].$$
(4.366)

:278

Расчет коэффициентов W(m, n) по формулам (4.34) — (4.35) может быть выполнен на основе следующих выражений:

$$\sum_{j=0}^{N-1} \cos \left[g(k) j \right] = \frac{\{1 - \cos \left[g(k) \right] \} \{1 - \cos \left[Ng(k) \right] \} + \sin \left[g(k) \right] \sin \left[Ng(k) \right] }{2 \{1 - \cos \left[g(k) \right] \}};$$

$$\sum_{j=0}^{N-1} \sin \left[g(k) j \right] = \frac{\sin \left[g(k) \right] \left\{ 1 - \cos \left[Ng(k) \right] \right\} - \sin \left[Ng(k) \right] \left\{ 1 - \cos \left[g(k) \right] \right\}}{2 \left\{ 1 - \cos \left[g(k) \right] \right\}}.$$

(4.376)

Коэффициенты, выражаемые соотношениями (4.28) легко сводятся к формулам (4.38) при помощи следующих простых преобразований:

$$\sin (A) \cos (B) = 0,5 [\sin (A + B) + \sin (A - B)];$$

$$\cos (A) \cos (B) = 0,5 [\cos (A + B) + \cos (A - B)];$$

$$\sin (A) \sin (B) = 0,5 [\cos (A - B) - \cos (A + B)].$$
(4.38)

Для расчета астрономических аргументов R(i) и (VO(i) + u(i))можно воспользоваться алгоритмом, описанным Дудсоном [36]. При этом параметры R(i) и u(i) определяются на середину интервала наблюдений, а VO(i) — на его начало.

После проведения указанных расчетов гармонические постоянные H(i) и g(i) определяются по следующим формулам:

$$H(i) = \sqrt{B(i)^{2} + C(i)^{2}}/R(i); \qquad (4.39a)$$

$$g(i) = \operatorname{arctg} [C(i)/B(i)] + [VO(i) + u(i)].$$
(4.396)

В случае коротких рядов исходных данных не представляется возможным разделение гармоник с близкими частотами, например, для волны S2 и волн K2 и T2. Критерием возможности такогоразделения служит параметр Релея [36, 39].

$$SQ(i) - SQ(i+1) > 360/T.$$
 (4.40)

Однако на практике (согласно, например, Годену [42]) возможно использование менее жесткой оценки, равной 0,8 от критерия Релея. Если какие-либо две гармоники *i* и *j* не удовлетворяют условию (4.40) для ряда длины *T*, то непосредственное определение их гармонических постоянных становится невозможным. Однако для ряда волн раздельный расчет гармоник возможен на основе использования методики Зетлера. Рассмотрим этот вопросболее подробно.

Фактически рассчитанные значения гармонических постоянных для гармоники m(H, g) представляют собой результат векторногосуммирования M гармоник с близкими частотами:

$$H(0) \exp(-i \{g(0) - [VO(m) + u(m)]\}) =$$

= $\sum_{j=1}^{M} H(j) \exp(-i \{g(0) - [VO(m) + u(m)]\}).$ (4.41)

Формула (4.41) легко может быть представлена в виде

$$H \exp(-ig) = H(m) \exp[-ig(m)] \left[1 + \sum_{j=1}^{M} P(j) \exp(-idj)\right], \quad (4.42)$$

где

$$P(j) = [R(i)/R(m)] a(j, m);$$

$$dj = dg(i) + \{[u(m) + VO(m)] - [u(m) + VO(m)]\};$$

a(j, m)— теоретическое отношение гармоники *j* к гармонике *m*; dg(i) = g(i) - g(m)— местная поправка, которая берется на какой-нибудь близлежащей точке с длительными наблюдениями, а если таковых нет, то принимается равной нулю.

Используя соотношения (4.40), можно по рассчитанным значениям $H \neq g$, а также значениям $a(j, m) \neq dj$ определить истинные значения гармоник.

Если продолжительность наблюдений составляет больше 20 сут, то гармонические постоянные могут быть определены для любых волн, различающихся вторым числом в шестизначном индексе, если больше 9 месяцев — то третьим.

2. Метод Дудсона для расчета гармонических постоянных 34 волн прилива (табл. 4.3).

Для определения гармонических постоянных прилива, т. е. амплитуды и фазы приливообразующих волн, при использовании метода Дудсона за основу также берутся принципы метода наименьших квадратов [39]. При этом суммарный приливной уровень представляется в виде выражения (4.29). Минимизируя сумму квадратов отклонений этой функции от наблюдений, можно прийти к системе линейных уравнений [39], решая которую можно получить «найлучшие» значения B(i) и C(i) из предельных выражений (чем больше N, тем точнее определяются B(i) и C(i):

$$(2/N) \sum_{j=0}^{N} Z(j) \cos [g(i) j];$$

$$(2/N) \sum_{j=0}^{N} Z(j) \sin [g(i) j].$$
 (4.43)

Таблица 4.3

Названия и соответствующие номера 34 волн прилива, для которых по методу Дудсона могут быть определены гармонические постоянные (в скобках даны номера волн согласно программе, реализующей метод наименьших квадратов)

| 1(3) - MM; | 8(23) - 001; | 15 (36) M2; | 22(30) - 2N2; | 29 (68) - MS4; |
|--------------|-----------------------|-----------------|----------------|-------------------|
| 2(4) - MSF; | 9 (15) P1; | 16 (39) — L2; | 23 (52) - OM3; | ; 30 (80) - 2MN6; |
| 3 (8) Q1; | $10(14) - \pi 1;$ | 17(42) - S2; | 24 (54) — M3; | 31 (83) — M6 |
| 4(10) - 01; | $11() - \xi I;$ | 18 (47) - 2SM2; | 25 (56) - MK3 | 32 (84) — MSN6; |
| 5(12) - M1; | $12(19) - \varphi 1;$ | 19 (44) — K2; | 26 (62) — MN4 | ; 33 (88) — 2MS6; |
| 6 (17) K1; | $13(31) - \mu 2;$ | 20(41) - T2; | 27 (65) — M4; | 34 (92) — 2SM6; |
| 7 (21) - J1; | 14(33) - N2; | 21(34) - v2; | 28 (66) SN4; | |

Если каждую составляющую волну прилива записать в виде-

 $P\cos(gt-r)$,

то зависимость гармонических постоянных Р и г (без учета астрономических аргументов) от В и С имеет вид

 $P\cos(r) = C; P\sin(r) = B.$

В методе Дудсона [39] для обработки месячных серий наблюдений, ориентированном первоначально на ручной счет, сравнительно небольшое количество вычислений (при хорошей точности. разделения волн) достигается применением специальных, разработанных автором, схем суммирования данных наблюдений, поэтапно ослабляющих или выделяющих взносы от определенных: волн. Применяя сначала спецнальные схемы суммирования к каждым из 29 суг, получаем функции X_0 , Y_1 , X_1 , X_2 , Y_2 , X_3 , X_4 , Y4, Y6 (индекс относится к «классу» приливных составляющих, в которых группируются данные наблюдений с приблизительно общими значениями $\cos(gt)$ и $\sin(gt)$, т. е. происходит начальное разделение взносов отдельных групп волн). Дальнейшее разделение волн производится:

а) умножением полученных функций на специально подобранные коэффициенты, в которых значения

 $r \cos \left[g(i)t\right]$ u $2 \sin \left[g(i)t\right]$

замещаются через 0, + (-)1, + (-)2;

Ŷ,

б) составлением их комбинаций;

в) суммированием по 29 сут и нахождением среднего (это эквивалентно нахождению В и С в методе наименьших квадратов).

Таким образом, на первом этале вычислений метод Дудсона дает возможность получить уточняющнеся в дальнейшем гармонические постоянные R и r 26 волн (без учета астрономических параметров). Вторичные 8 волн (К2, Т2, v2, Р1, л1, ф1 и §1) находятся по соотношениям, основанным на разложении потенциала приливообразующей силы [39]; при их учете, в свою очередь, уточняются основные волны. Непосредственное выделение гармоник: этих волн из короткопериодных серий наблюдений существенноухудшает точность гармонического анализа, так для разрешениягармоник близких частот (например, для волн К1 и Р1, S2 и К2) не выполняется критерий Релея, требующий соблюдения соотношения (4.40). В полном методе наименьших квадратов эти соотношения между амплитудами и фазами волн также используютсяв виде методики Зетлера.

С учетом астрономических аргументов уровень суммарногоприлива может быть представлен в виде выражения (4.27).

Таким образом, далее по методу Дудсона идет расчет астрономических параметров R(i) и (VO(i) + u(i)). Их связь с астрономическими величинами t, S, H, P, N-временем, средней долготой Луны, Солнца, перигея Луны и восходящего узла лунной орбиты соответственно, Дудсон показывает в своей работе о развитии

сгармонического потенциала [39]. В методике Дудсона для гармонического анализа месячной серии наблюдений астрономические параметры определяются на 0 ч центрального дня наблюдений (16-го). Используя эти астрономические аргументы, получаем искомые гармонические постоянные для каждой волны прилива.

Методы гидродинамического моделирования приливов

В большинстве прибрежных районов, т. е. в акваториях, сведения о приливах в которых наиболее важны с практической точки зрения, при описании приливных движений могут быть применены следующие допущения:

a) приливные движения в исследуемом водоеме полностью обусловлены входящей в него приливной волной;

б) основная роль в ее трансформации принадлежит особенностям морфометрии района (очертания берегов и распределение глубин), придонному трению и отклоняющей силе вращения Земли;

в) нелинейные адвективные ускорения малы;

г) вертикальная стратификация вод мала и поэтому в уравнениях движения и неразрывности можно перейти к интегральным по глубине характеристикам горизонтальной скорости;

д) зависимость придонного трения от скоростей течений подчиняется квадратическому закону.

Таким образом, приливные движения в рамках принятых допущений могут быть описаны следующей системой нелинейных уравнений теории мелкой воды [27] (система координат расположена таким образом, что плоскость хоу лежит на невозмущенной поверхности моря, причем ось ох направлена на восток, ось оу — на север, а ось ог — вертикально вниз):

$$\partial u/\partial t - fv + g \partial z/\partial x + kU \sqrt{U^2 + V^2}/(H+Z)^2;$$
 (4.44a)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \int u + g \frac{\partial z}{\partial y} + kV \sqrt{U^2 + V^2} / (H + Z)^2;$$
 (4.446)

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \qquad (4.45)$$

где U, V — компоненты полного потока, соответственно вдоль осей ох и оу, м²/с; u, v — компоненты вектора скорости в направлении осей ох и оу, м/с; t — время, с; H — глубина, отсчитываемая от среднего уровня моря, м; Z — превышение уровня, отсчитываемое от среднего уровня моря; g = 9,81 м/с² — ускорение свободного падения; k — безразмерный коэффициент придонного трения; f = $= 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; $\omega = 0,0000729$ — угловая скорость вращения Земли; φ — средняя широта бассейна.

В качестве начальных и граничных условий, необходимых для решения системы (4.44)—(4.45), приняты следующие:

а) начальные условия — состояние покоя для горизонтальных движений и согласованное с граничным условием на жидком контуре (L) начальное положение уровня моря:

$$U(x, y, 0) = V(x, y, 0) = 0; \qquad (4.46a)$$

$$Z(x, y, 0) = \tilde{Z}|_{L} = \text{const};$$
 (4.466)

б) граничные условия — условие непротекания на твердом контуре (М) и задание приливных колебаний уровня в виде суммы гармонических составляющих (4.2.1) — на жидком контуре:

$$V(x, y, t)|_{M} = 0;$$
 (4.47a).

$$Z(x, y, t)|_{x=L} = \sum_{i=1}^{N} R(i) H(i) \cos \{g(i) t + [VO(i) + u(i)] - g(i)\}.$$

(4.476)

Некоторые оценки точности расчетов на основе данной модели применительно к реальным физико-географическим условиям. Онежского залива Белого моря изложены ниже. Более детальновсе вопросы, связанные с адаптацией численной модели к условиям реального водоема, а также оценки получаемой точности расчетов и их зависимость от выбора параметров модели рассмотрены. в работе [36].

Заметим, что для численного решения системы уравнений (4.44), (4.45) с учетом начальных (4.46) и граничных (4.47). условий использована явная конечно-разностная численная схема с центральными разностями по пространству и времени, реализованная на разнесенной сетке [27, 36]. Такое строение сеточной области облегчает задание граничных условий, поскольку на твердый контур в зависимости от его ориентации попадают либо-*U*-, либо *V*-точки, а на жидкий — *Z*-точки, причем *U*- и *V*-точки, с одной стороны, и *Z*-точки, с другой, определяются на разных временных уровнях. Обход сеточной области на смежных шагах во времени выполняется в противоположных направлениях. Схема имеет второй порядок точности.

В табл. 4.4 приведено сравнение гармонических постоянных уровня, полученных по результатам численных расчетов и по материалам наблюдений для четырех пунктов, расположенных в различных частях залива. Хорошее согласие между ними очевидно.

Наглядным показателем высокого качества расчетов служат также средние квадратические отклонения ежечасных значений уровня месячной продолжительности от предвычисленных по гармоническим постоянным, приведенные для тех же четырех пунктов в табл. 4.5. Близость соответствующих среднеквадратических отклонений свидетельствует о том, что полученные на основе численных расчетов гармонические постоянные по точности не уступают гармоникам, определенным по материалам наблюдений.

Методы расчета экстремальных приливных уровней, возможных по астрономическим условиям

Поскольку характеристики приливных колебаний уровня и течений изменяются со временем в зависимости от соответствующегоизменения астрономических условий, важной, с практической точки зрения, задачей является определение экстремальных значений приливного уровня и течений, возможных по астрономическим

Таблица 4.4

| Гармонические постоянные уровня, полученные по данным наблюдений | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| (числитель) и по результатам числейных расчетов (знаменатель) | | | | | | | | |
| для некоторых пунктов Онежского залива | | | | | | | | |

| | | Номер пункта | | | | | | | | | | |
|------------|---------------------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|--|--|--|--|
| Волна | | 1 | | 2 | | 3 | 4 | | | | | |
| | А смі | g град | А см | g град | А см | д Град | А см | д град | | | | |
| K 1 | $\frac{6,6}{7,8}$ | <u>153,7</u> 154,7 | $\frac{6,7}{7,2}$ | 139,6 139,8 | $\frac{6,1}{6,4}$ | $\frac{127,0}{120,2}$ | $\frac{5,8}{6,0}$ | $\frac{123,3}{120,9}$ | | | | |
| -μ2 | <u>11,0</u> <u>8,9</u> | $\frac{33,7}{39,7}$ | $\frac{7,9}{6,8}$ | $\frac{24,5}{27,2}$ | $\frac{4,2}{3,5}$ | $\frac{351,1}{347,2}$ | $\frac{1,7}{1,8}$ | $\frac{332,6}{342,6}$ | | | | |
| N2 | $\frac{11,3}{13,5}$ | $\frac{236,7}{234,3}$ | $\frac{10,4}{11,0}$ | $\frac{200,0}{202,4}$ | <u>9,8</u> 9,9 | 137,5 140,5 | $\frac{5,8}{6,4}$ | $\frac{128,0}{129,7}$ | | | | |
| M2 | $\frac{105,4}{105,2}$ | $\frac{284,3}{283,7}$ | $\frac{82,3}{78,9}$ | $\frac{250,0}{250,7}$ | $\frac{51,7}{57,2}$ | $\frac{189,6}{185,3}$ | $\frac{30,2}{34,3}$ | $\frac{170,0}{173,7}$ | | | | |
| S2 | $\frac{19,9}{22,1}$ | $\frac{343,1}{334,7}$ | $\frac{18,7}{17,4}$ | $\frac{298,7}{300,0}$ | $\frac{12,3}{13,5}$ | $\frac{235,3}{233,6}$ | $\frac{8,1}{9,0}$ | $\frac{212,9}{215,2}$ | | | | |
| M4 | $\frac{18,3}{18,6}$ | $\frac{135,1}{138,4}$ | $\frac{2,0}{1,6}$ | $\frac{354,2}{2,1}$ | $\frac{8,1}{10,1}$ | $\frac{297,6}{300,2}$ | $\frac{3,1}{4,0}$ | $\frac{270.0}{276.4}$ | | | | |
| .M6 | $\frac{4,6}{3,7}$ | $\frac{268,0}{296,4}$ | $\frac{0,7}{0,6}$ | $\frac{31,9}{129,4}$ | $\frac{3,1}{3,5}$ | $\frac{337,8}{343,5}$ | $\frac{1,0}{0,8}$ | $\frac{207,9}{191,4}$ | | | | |
| | | | | ł | | | 1 | | | | | |

условиям. Для того, чтобы определить указанные характеристики для приливного уровня, представим его временной ход в виде выражения (4.27).

Таблица 4.5

| | Номер пункта | | | | | | | |
|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--|--|--|--|
| Первод наблюдений | 1 | 2 | 3 | 4 | | | | |
| Август 1981 г. | 7,7 | <u>5,1</u> 6,1 | <u>7,8</u> 9,1 | <u>6,4</u> 7,7 | | | | |
| Август 1974 г. | <u>14,1</u> 15,1 | | 10,3 10,3 | 9,8 10,8 | | | | |

Средние квадратические отклонения фактических ежечасных значений уровня моря от предвычисленных по гармоническим постоянным для рядов месячной продолжительности, см

Примечание. В числителе — гармоники определены по данным наблюдений, в знаменателе — по результатам гидродинамических расчетов.

284

В выражении (4.28) R(i) и u(i) — медленно меняющиеся астрономические величины, период измерения которых равен 18,6 лет. Одной из возможностей определения экстремальных характеристик приливных движений является их предвычисление на данный период времени с достаточно малой дискретностью (примерно 5 мин) с последующим выбором из полученного временного ряда максимумов максимсорумов. Однако даже с применением современных ЭВМ данная задача представляется весьма трудоемкой.

Рассмотрим другой путь определения экстремальных приливов, не требующий предварительного их предвычисления. Поскольку фазы отдельных волн зависят от астрономических параметров в виде их суммы с постоянными коэффициентами, представим Z(t) относительно среднего уровня в виде

$$Z(t) = \sum_{i=1}^{R} H(i) R(i, N) \cos [C1(i) T + C2(i) S + C3(i) H + C4(i) P + C0(i) + u(i, N) - g(i)], \quad (4.48)$$

где H — средняя долгота Солнца (период изменения 365,24254 сут); S — средняя долгота Луны (период изменения 27,321583 сут); P средняя долгота перигея лунной орбиты (период 3231,505 сут); T — среднее ноясное время от полуночи, град. (14 = 15°); N — долгота восходящего узла лунной орбиты (период 6798,8668 сут).

R и *и* слабо зависят от *N*. Для большинства полусуточных волн *R* принимают максимальные значения при $N = 180^{\circ}$, для суточных — при $N = 0^{\circ}$ (при этом *и* обращаются в 0).

Таким образом, вторым очевидным методом получения экстремальных уровней является метод прямого перебора астрономических параметров T, S, H, P с некоторым шагом при фиксированном N с выбором из всех значений наименьшего и наибольшего уровней. Однако этот метод достаточно неэкономичен относительно времени счета, поэтому использовался только для контроля остальных методов.

Метод Н. П. Владимирского [24] для получения экстремальных уровней основывается на том, что основной вклад в значение уровня дают суточные и полусуточные волны.

В этом методе прилив первоначально представляется суперпозицией основных 8 гармоник (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, O1). Далее, используя зависимость фаз волн от астрономических параметров, выводится выражение для оценки экстремальных уровней и моментов их наступления, выраженных через S, H, T, P (N принимается равным поочередно 0° и 180°). Затем вносится поправка на мелководные волны (M4, MS4, M6) и просчитываются значения экстремальных уровней не только на момент времени T, но и вокруг него с шагом 0,5 ч, так как дополнительные волны могут сдвинуть момент наступления экстремума. Из полученных Уровней выбирают наименьший и наибольший.

Основные недостатки этого метода заключаются в большом объеме трудоемких вычислений при нахождении поправок в мо-

менты времени $t = t_{3\kappa crp} + 0,5$ ч; +1 ч; -0,5 ч; -1 ч, причем увеличение числа волн вызвало резкое увеличение вычислительных работ, а также в снижении точности из-за размера шага, равного 0,5 ч (что соответствует изменению фазы суточных волн на 7°, полусуточных на 15° и т. д.).

Для преодоления этих недостатков Кудрявцевым, а затем Пересыпкиным [20] был предложен метод нахождения экстремальных теоретических уровней, основывающийся на предположении, что экстремальные высоты суточных приливов наблюдаются при совпадении фаз главных суточных волн и $N = 0^\circ$, а экстремальные высоты полусуточных приливов — при совпадении фаз главных полусуточных волн и $N = 180^\circ$. Из этих условий определяется момент наступления экстремумов (в координатах S, H, P, T) и далее по 30 волнам прилива просчитываются значения экстремальных уровней. Для смещанных приливов рекомендуется просчет для обоих случаев ($N = 0^\circ$ и $N = 180^\circ$) и выбор наименьшего и наибольшего значений.

Однако при реализации этих методов было обнаружено, что только для строго суточных или полусуточных приливов экстремумы достигаются при $N = 0^{\circ}$ или $N = 180^{\circ}$. Для смешанных приливов экстремальные значения смещаются по N на 10° , 20° и более. Поэтому для неправильных приливов 2-й из указанных методов дает менее точные значения экстремальных уровней.

Рассмотрим модернизированный метод Владимирского, который принципиально допускает возможность нахождения экстремальных уровней при любом N. При этом модернизация метода заключается в увеличении числа используемых для расчета волн до 36, а также в уменьшении шага по t в 4 раза. Кроме того, предусмотрена возможность нахождения экстремумов при различных значениях N, изменяемой с некоторым шагом.

Алгоритм модернизированного метода Владимирского

Исходным уравнением для получения экстремальных приливных уровней служит уравнение (4.27), записанное относительно среднего уровня для восьми основных волн прилива

$$Z(t) = \sum_{i=1}^{8} R(i) H(i) \cos[\Phi(i)]. \qquad (4.49)$$

С учетом того, что фазы отдельных волн $\Phi(i)$ зависят от астрономических параметров S, H, T, P, N в виде их суммы с постоянными коэффициентами (как в уравнении (4.48)), можно получить связь между фазами отдельных волн:

$$\Phi (O1) = \Phi (M2) - \tau 1;$$

$$\Phi (P1) = \Phi (S2) - \tau 2;$$

$$\Phi (Q1) = \Phi (N2) - \tau 3;$$

$$\Phi (K2) = 2\Phi (K1) + 2g (K1) + 180 - g (K2),$$

(4.50)

286

тде,

$$\tau 1 = \Phi (K1) + g (K1) + g (O1) - g (M2);$$

$$\tau 2 = \Phi (K1) + g (K1) + g (P1) - g (S2);$$

$$\tau 3 = \Phi (K1) + g (K1) + g (Q1) - g (N2).$$
(4.51)

Подставляя эти выражения в уравнение (4.49), получаем после преобразования выражение для приливного уровня в зависимости от фазы волны K1

$$Z (t) = R (K1) H (K1) \cos [\Phi (K1)] +$$

+ R (K2) H (K2) cos [2 Φ (K1) + 2g (K1) - 180 - g (K2)] +
+ R1 cos [Φ (M2) - e1] + R2 cos [Φ (S2) - e2] +
+ R3 cos [Φ (N2) - e3], (4.52)

тде

$$R1 = \sqrt{F(M2)F(M2) + F(O1)F(O1) + 2F(M2)F(O1)\cos(\tau 1)};$$

$$R2 = \sqrt{F(S2)F(S2) + F(P1)F(P1) + 2F(S2)F(P1)\cos(\tau 2)};$$

$$R3 = \sqrt{F(N2)F(N2) + F(Q1)F(Q1) + 2F(N2)F(Q1)\cos(\tau 3)};$$

$$tg(e_1) = (F(O1)\sin[\tau 1])/(F(M2 + F(O1)\cos[\tau 1]);$$

$$tg(e_2) = (F(P1)\sin[\tau 2])/(F(S2) + F(P1)\cos[\tau 2]);$$

$$tg(e_3) = (F(Q1)\sin[\tau 3])/(F(N2) + F(Q1)\cos[\tau 3]).$$
(4.54)

Здесь F(i) = R(i)H(i); *i* — одна из волн: M2, S2, N2, O1, P1, Q1.

Значение для Z(t) будет наименьшим, если одновременно окажется

$$\Phi (M2) - e1 = \pi + 2n\pi; \Phi (S2) - e2 = \pi + 2n\pi; \Phi (N2) - e3 = \pi + 2n\pi,$$
(4.55)

и наибольшим, если одновременно окажется

$$\Phi (M2) - e1 = 2n\pi; \Phi (S2) - e2 = 2n\pi; \Phi (N2) - e3 = 2n\pi.$$
(4.56)

Вычисляя экстремальное значение Z для $\Phi(K1)^{\circ}$ от 0 до 360° (с шагом 1°), находим оценочные экстремальные уровни и значение $\Phi(K1)$, при котором имеют место экстремумы.

Затем, на основе выражений (4.55), (4.56), определяются значения $\Phi(M2)$, $\Phi(S2)$ и $\Phi(N2)$, по которым, в свою очередь, вычисляются астрономические параметры, при которых наблюдаются экстремальные уровни:

$$H = \Phi(K1) + g(K1) - [\Phi(S2) + g(S2) + 189]/2; \qquad (4.57)$$

$$S = \Phi(K1) + g(K1) - [\Phi(M2) + g(M2) + 180]/2; \qquad (4.58)$$

$$P = \Phi(N2) - \Phi(M2) + S + g(N2) - g(M2).$$
(4.59)

Далее, находя по значениям астрономических параметров астрономические аргументы $[R(i) \ и \ VO(i) + u(i)]$ для остальных 26 волн, участвующих в нахождении экстремумов, и варьируя временем от —12 ч до +12 ч сначала с шагом 0,5 ч, а затем уменьшая шаг в 4 раза, получаем окончательные значения экстремальных приливных уровней, возможных по астрономическим условиям.

Необходимо заметить, что цикл по N (где N — долгота восходящего узла лунной орбиты) от 0 до 360° с произвольно задаваемым шагом дает возможность получать экстремумы не только для N = 0° или N = 360°, но и для промежуточных значений с выбором наибольшего и наименьшего уровней. Это может несколько уточнить экстремумы в случае смешанных приливов.

Упрощенный (ручной) метод

Приведенный метод расчета экстремальных уровней основан на приближенном штурманском методе предвычисления приливов [24]. Для его применения достаточно знания гармонических постоянных 4 основных волн прилива: М2, S2, K1 и O1. Гармонические постоянные могут быть рассчитаны по ряду наблюдений за уровнем или согласно данным работ [37, 41].

В зависимости от классификации приливов по значению К, где

$$K = [H(K1) + H(O1)]/H(M2)$$
(4.60)

(при 0 < K < 0.5) — характер прилива полусуточный, при 0.5 < K < 2.0 — неправильный полусуточный, при 2.0 < K < 4.0 — неправильный суточный, при K > 4.0 — суточный), для нахождения экстремумов применяют различные формулы:

(Приводимые ниже *H* и *g* — амплитуда и фаза волны соответственно; рядом в скобках указана составляющая волна прилива, к которой они относятся).

1. Идеальный полусуточный прилив:

$$Z_{\text{MBKC}} = 1,24 [H (M2) + H (S2)];$$

$$Z_{\text{MBH}} = -1,24 [H (M2) + H (S2)],$$
(4.61)

где $Z_{\text{макс}}$ и $Z_{\text{мин}}$ — экстремальные значения величины приливных колебаний относительно среднего уровня.

2. Идеальный суточный прилив:

$$Z_{\text{MAKC}} = 1,43 [H (K1) + H (O1)];$$

$$Z_{\text{MAKC}} = -1,43 [H (K1) + H (O1)].$$
(4.62)

3. Для реальных приливов (суточные и полусуточные волны):

$$Z_{\text{MARC}} = F2L_{\text{MARC}};$$

$$Z_{\text{MHH}} = F2L_{\text{MHH}},$$
(4.63)

где $L_{\text{макс}}$ и $L_{\text{мин}}$ находятся как экстремальные значения $L = \cos [30t] \div I \cos [15(t - \dot{Y})] \quad (0 < t < 24)$

(значения $L_{\text{макс}}$ и $L_{\text{мин}}$ в зависимости от коэффициентов *I*, *J* приводятся в табл. 4.6).

288

Значения коэффициентов I и J вычисляются следующим образом (для входа в табл. 4.6 вместо J берут J/30):

$$I = g (M2) - [g (K1) + g (O1)];$$

$$I = F1/F2,$$
(4.64)

где

для полусуточного прилива

$$F1 = H (K1) + H (O1);$$

$$F2 = 1,24 [H (M2) + H (S2)];$$
(4.65)

для суточного прилива (правильного и неправильного)

$$F1 = 1,43 [H (K1) + H (O1)];$$

$$F2 = H (M2) + H (S2);$$
(4.66)

— для неправильных полусуточных приливов следует пользоваться также формулами (4.62), (4.63), выбирая максимальное значение L, полученное с их помощью.

Примеры расчета экстремальных уровней на основе упрощенного метода

Если требуется определить экстремальные уровни с точностьюпримерно 10 %, то достаточно воспользоваться приводимым упрощенным методом.

Полусуточный прилив

Гармонические постоянные для пункта № 1

| Волна | Амплитуда | Фаза | Волна | Амплитуда | Фаза |
|-------|-----------|-------|-------|-----------|--------------|
| 01 | 3,40 | 253,2 | M2 | 227,70 | 1 3,1 |
| K1 | 13,40 | 331,1 | S2 | 44,00 | 86,5 |

Для данного упрощенного метода используются гармонические постоянные четырех главных волн прилива: M2, S2, K1, O1.

1. Сначала по значению K = (13,40+03,40)/227,70 = 0,07, вычисленному по формуле (4.62), оцениваем характер прилива.

2. Далее, учитывая характер прилива, по формулам (4.64)— (4.66), рассчитываем коэффициенты J и I для входа в табл. 4.6:

$$J = 13,1 - (331,1 + 253,2)/30 = 5,0;$$

$$I_{\text{manyever}} = (13, 4 + 3, 4) / [1, 24 (227, 7 + 44, 0)] = 0,05.$$

3. По таблице находим L для набора коэффициентов J и Іполусут:

 $L_{\text{marge}} = 1,025; \quad L_{\text{marge}} = 1,05.$

4. По формулам (4.65) определяем экстремальные приливные уровни:

$$Z_{\text{marc}} = 336,9 \cdot 1,025 = 345,3 \text{ cm};$$

 $Z_{\text{marc}} = 336,9 \cdot (-1,05) = -353,7 \text{ cm}.$

19 3akas N 133

289

290

Значения $L_{\text{макс}}$ (числитель) и $L_{\text{мак}}$ (знаменатель) в зависимости от коэффициентов I и J

Таблица 4.6

| , | Í | | | | | j | , | | | | | |
|-----|--------------------|---------------------------|--------------------|-------------------------------|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| | 0,0 | 0,5 | 1,0 | 1,5 | 2,0 | 2,5 | 3,0 | 3,5 | 4.0 | 4,5 | 5,0 | 5,5 |
| 0,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>1,0</u> <u>-1,0</u> | $\frac{1,0}{-1,0}$ | - <u>1,0</u> - <u>-1,0</u> | 1,0 | <u>1,0</u> 1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | 1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | 1,0 |
| 0,2 | $\frac{1,2}{-1,0}$ | $\frac{1,2}{-1,0}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | <u> </u> | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,1}{-1,1}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | 1,2 | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,0}{-1,2}$ |
| 0,4 | $\frac{1,4}{-1,0}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $-\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ |
| 0,6 | $\frac{1,6}{-1,0}$ | $\frac{1,6}{-1,1}$ | $\frac{1,6}{-1,2}$ | $\frac{1,6}{-1,3}$ | $\frac{1,5}{-1,3}$ | $\frac{1,5}{-1,4}$ | $\frac{1,4}{-1,4}$ | $\frac{1,4}{-1,5}$ | $\frac{1,3}{-1,5}$ | $\frac{1,3}{-1,6}$ | $\frac{1,2}{-1,6}$ | $\frac{1,1}{-1,6}$ |
| 0,8 | 1,8 | $\frac{1,8}{-1,2}$ | $\frac{1,8}{-1,3}$ | $\frac{1,7}{-1,4}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,6}{-1,6}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,4}{-1,7}$ | $\frac{1.3}{-1.8}$ | $\frac{1,2}{-1,8}$ |
| 1,0 | $\frac{2,0}{-1,1}$ | 2,0 | $\frac{2,0}{-1,4}$ | $\frac{1,9}{-1,5}$ | $\frac{1,9}{-1,6}$ | $\frac{1,8}{-1,7}$ | $\frac{1,8}{-1,8}$ | 1,7 | 1,6 | $\frac{1,5}{-1,9}$ | $\frac{1,4}{-2,0}$ | $\frac{1,2}{-2,0}$ |
| 1,2 | $\frac{2,2}{-1,2}$ | $\frac{2,2}{-1,3}$ | $\frac{2,2}{-1,5}$ | $\frac{2,1}{-1,6}$ | $\frac{2,1}{-1,7}$ | $\frac{2,0}{-1,8}$ | 1,9 | $\frac{1,8}{-2,0}$ | $\frac{1,7}{-2,1}$ | $\frac{1,6}{-2,1}$ | $\frac{1,5}{-2,2}$ | $\frac{1,3}{-2,2}$ |
| 1,4 | $\frac{2,4}{-1,2}$ | $\frac{2,4}{-1,4}$ | $\frac{2,4}{-1,6}$ | $\frac{2,3}{-1,7}$ | $\frac{2,3}{-1,9}$ | $\frac{2,2}{-2,0}$ | $\frac{2,1}{-2,1}$ | $\frac{2,0}{-2,2}$ | $\frac{1,9}{-2,3}$ | $\frac{1,7}{-2,3}$ | $\frac{1,6}{-2,4}$ | $\frac{1,4}{-2,4}$ |
| 1,6 | $\frac{2,6}{-1,3}$ | $\frac{2,6}{-1,5}$ | $\frac{2,6}{-1,7}$ | $\frac{2,5}{-1,8}$ | $\frac{2,4}{-2,0}$ | $\frac{2,4}{-2,1}$ | $\frac{2,3}{-2,3}$ | $\frac{2,1}{-2,4}$ | $\frac{2,0}{-2,4}$ | $\frac{1,8}{-2.5}$ | $\frac{1,7}{-2.6}$ | $\frac{1,5}{-2.6}$ |
| 1,8 | $\frac{2,8}{-1,4}$ | $\frac{2,8}{-1,6}$ | $\frac{2,8}{-1,8}$ | $\frac{2,7}{-2,0}$ | $\frac{2,6}{-2,1}$ | $\frac{2,5}{-2,3}$ | $\frac{2,4}{-2,4}$ | $\frac{2,3}{-2,5}$ | $\frac{2,1}{-2,6}$ | $\frac{2,0}{-2,7}$ | $\frac{1,8}{-2.8}$ | $\frac{1,6}{-2.8}$ |
| 2,0 | $\frac{3,0}{-1,5}$ | $\frac{3,0}{-1,7}$ | $\frac{3,0}{-1,9}$ | $\frac{2,9}{-2,1}$ | 2,8 | $\frac{2,7}{-2,5}$ | $\frac{2,6}{-2,7}$ | $\frac{2,5}{-2,7}$ | $\frac{2,3}{-2,8}$ | $\frac{2,1}{-2,9}$ | $\frac{1,9}{-3,0}$ | $\frac{-2,0}{1,7}$ |
| 2,2 | $\frac{3,2}{-1,6}$ | $\frac{3,2}{-1,8}$ | $\frac{3,2}{-2,1}$ | $\frac{3,1}{-2,3}$ | 3,0 | $\frac{2,9}{-2,6}$ | $\frac{2,8}{-2,8}$ | 2,6 | $\frac{2,5}{-3,0}$ | $\frac{2,3}{-3,1}$ | $\frac{2,1}{-3,2}$ | $\frac{1,8}{-3,2}$ |
| | l i | | Į | | | | | [_,, | -,- | | -,- | , " |

| | | • | • | • | • | , | • | • | | • | • | • | 4 |
|-----|-------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------------|---------------------|----------------------|----------------------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-----------------------------------|
| 1 | | | | | | | · | | | | • | | |
| | · | 1: 1 | F 11 | 1* · · · · | ···· | | | | | | | | 0.0 |
| 19* | 2,4 | $\frac{3,4}{1,7}$ | $\frac{3,4}{-3,0}$ | 3,3 | $\frac{3,3}{24}$ | $\frac{3,2}{-2,7}$ | $\frac{3,1}{-28}$ | $\frac{2,9}{-2,9}$ | $\frac{2,8}{-3,1}$ | $\frac{2,6}{-3,2}$ | $\frac{2,4}{-3,3}$ | $\frac{2,2}{-3,3}$ | 3,4 |
| | | -1,7 3.6 | -2,0 3.6 | -2,2 3.5 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 2,8 | 2,6 | 2,3 | 2,1 |
| | 2,6 | -1,8 | $\frac{-1}{-2,1}$ | -2,3 | -2,6 | -2,8 | -3,0 | -3,1 | -3,3 | -3,4 | -3,5 | -3,5 | -3,6 |
| | 2.8 | 3,8 | 3,8 | 3,7 | $\frac{3,7}{2}$ | 3,6 | $\frac{3,5}{2,1}$ | $\frac{3,3}{2}$ | $\frac{3,1}{2}$ | 2,9 | $-\frac{2,7}{-3,7}$ | $\frac{2,5}{-3,7}$ | $\frac{2,2}{-3.8}$ |
| | _,- | -2,0 | -2,2 | -2,5 | -2,7 | -2,9 | -3,1 | | -3,5 | 3.1 | 2,9 | 2,6 | 2,4 |
| | 3,0 | $\frac{-2,0}{-2,1}$ | $\frac{-1,0}{-2,4}$ | $\frac{-2,6}{-2,6}$ | -2,9 | -3,1 | -3,3 | -3,5 | -3,6 | -3,8 | 3,9 | -3,9 | -4,0 |
| | 39 | 4,2 | 4,2 | 4,1 | 4,1 | 4,0 | 3,8 | 3,7 | 3,5 | 3,3 | $\frac{3,0}{1}$ | $\frac{2,8}{1}$ | 2,5 |
| | 5,2 | -2,3 | -2,5 | -2,8 | 3,0 4 3 | 3,3 ▲ ? | 3,5 A 0 | | 3,8 3,7 | -4,0 34 | -4,1 3.2 | 4,1 3,0 | -4,2 2.7 |
| | 3,4 | -2.4 | $\frac{4,4}{-2.7}$ | $\frac{4,3}{-3,0}$ | -3,2 | -3,4 | -3,7 | -3,8 | -4,0 | -4,2 | -4,3 | | 4,4 |
| | 26 | 4,6 | 4,6 | 4,5 | 4,3 | 4,3 | 4,2 | 4,0 | 3,8 | 3,6 | 3,4 | 3,1 | 2,9 |
| | 3,0 | -2,6 | -2,9 | -3,1 | -3,4 | -3,6 | -3,8 | -4,0 | 4,2 | 4,3 28 | 4,5 35 | 4,5 | -4,0 |
| | 3,8 | $\frac{4,8}{-2.8}$ | 4,8 | $\frac{4,7}{-3,3}$ | 4,1 | $\frac{4,0}{-3.8}$ | -4,4 | $\frac{4.2}{-4.2}$ | 4,4 | -4,5 | -4,7 | -4,7 | -4,8 |
| | 4.0 | 5,0 | 5,0 | 4,9 | 4,8 | 4,7 | 4,6 | 4,4 | 4,2 | 4,0 | 3,7 | 3,5 | 3,2 |
| | 4,0 | -3,0 | -3,2 | -3,5 | -3,7 | -4,0 | -4,2 | -4,4 | -4,6 | -4,7 | -4,8 | 4,9 | 5,0 |
| | 5,0 | 6,0 | 6,0 | $\frac{5,9}{44}$ | 4,8 | $-\frac{5,7}{4,9}$ | 5,5 | $\frac{5,3}{-5,3}$ | $\frac{5,1}{-5,5}$ | $\frac{4,9}{-5,7}$ | $\frac{4,0}{-5.8}$ | $\frac{4,4}{-5,9}$ | $\left \frac{4,1}{-6,0} \right $ |
| | | 7.0 | -4,1 | 6.9 | 6,8 | 6,7 | 6,5 | 6,3 | 6,1 | 5,8 | 5,6 | 5,3 | 5,1 |
| | 6,0 | 5,0 | -5,1 | -5,3 | -5,6 | -5,8 | -6,1 | -6,3 | -6,5 | 6,7 | -6,8 | 6 ,9 | -7,0 |
| | 7.0 | 8,0 | 8,0 | 7,9 | 7,8 | 7,7 | 7,5 | $\frac{7,3}{7,3}$ | 7,0 | $\frac{6,8}{7,7}$ | 6,5 | $\frac{-6,3}{70}$ | $\frac{6,1}{6,0}$ |
| | - , - | -6,0 | 6,1 | 6,3 80 | -0,5 8.8 | -6,8 8.6 | -7,0 8.5 | -1,3 | -7,0 | 7.7 | 7.5 | 7.2 | 7.1 |
| | 8,0 | -7.0 | $\frac{-3,0}{-7,1}$ | $\frac{-7,2}{-7,2}$ | -7,5 | -7,7 | | -8,2 | -8,5 | -8,6 | -8,8 | 8,9 | -9,0 |
| | 0.0 | 10,0 | 10,0 | 9,9 | 9,8 | 9,6 | 9,4 | 9,2 | 9,0 | 8,7 | 8,4 | 8,2 | 8,1 |
| | 9,0 | -8,0 | | -8,2 | 8,4 | -8,7 | -9,0 | -9,2 | -9,4 | -9,6 | -9,8 | -9,9 | -10,0 |
| | 10,0 | $\frac{11,0}{0,0}$ | $\frac{11,0}{0,1}$ | $\frac{10,9}{0,2}$ | 10,8 | $\frac{10,6}{-9.7}$ | $-\frac{10,4}{-9,9}$ | $\frac{10,2}{-10,9}$ | 9,9 | 9,7 | -10.8 | $\frac{9,2}{-10.9}$ | $\frac{9,1}{-11.0}$ |
| 12 | | a`q | -9,1 | -9,2 | — <i>•</i> , <i>∗</i> . | -9,1 | -3,3 | -10,2 | 10,3 | 10,0 | ,. | ,. | ,• |
| 16 | | ļ | l | I. | ļ | ļ | | t i | I | | , , | | |
Продолжение табл. 4.6

| | | | | | | | I | | | | | |
|-----|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------|--------------------|---------------------------|
| 1 | 6,0 | 6,5 | 7,0 | 7,5 | 8,0 | 8,5 | 9,0 | 9,5 | 10,0 | [0,5 | 11,0 | 11,5 |
| 0,0 | 1.0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>1,0</u> —1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | 1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>1,0</u> <u>-1,0</u> | <u>1,0</u> —1,0 | <u>1,0</u> <u>-1,0</u> |
| 0,2 | $\frac{1,0}{-1,2}$ | $\frac{1,0}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,0}$ |
| 0,4 | $\frac{1,0}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ |
| 0,6 | $\frac{1,0}{-1,6}$ | $\frac{1,1}{-1,6}$ | $\frac{1,2}{-1,6}$ | $\frac{1,3}{-1,6}$ | $\frac{1,3}{-1,5}$ | $\frac{1,4}{-1,5}$ | $\frac{1,4}{-1,4}$ | <u>1,5</u> -1,4 | $\frac{1,5}{-1,3}$ | $\frac{1.6}{-1.3}$ | $\frac{1,6}{-1,2}$ | $\frac{1,6}{-1,1}$ |
| 0,8 | $\frac{1,1}{-1,8}$ | $\frac{1,2}{-1,8}$ | $\frac{1,3}{-1,8}$ | $\frac{1,4}{-1,7}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,6}{-1,6}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | 1,7 | $\frac{1,8}{-1,3}$ | <u>1,8</u> 1,2 |
| 1,0 | $\frac{1,1}{-2,0}$ | $\frac{1,2}{-2,0}$ | $\frac{1,4}{-2,0}$ | $\frac{1,5}{-1,9}$ | <u>1,6</u> <u>-1,9</u> | $\frac{1,7}{-1,8}$ | $\frac{1,8}{-1,8}$ | $\frac{1,8}{-1,7}$ | $\frac{1,9}{-1,6}$ | $\frac{1,9}{-1,5}$ | $\frac{2,0}{-1,4}$ | $\frac{2,0}{-1,2}$ |
| 1,2 | $\frac{1,2}{-2,2}$ | $\frac{1,3}{-2,2}$ | $\frac{1,5}{-2,2}$ | $\frac{1,6}{-2,1}$ | $\frac{1,7}{-2,1}$ | $\frac{1,8}{-2,0}$ | $\frac{1,9}{-1,9}$ | $\frac{2,0}{-1,8}$ | $\frac{2,1}{-1,7}$ | $\frac{2,1}{-1,6}$ | 2,2 | $\frac{2,2}{-1,3}$ |
| 1,4 | $\frac{1,2}{-2,4}$ | $\frac{1,4}{-2,4}$ | $\frac{1,6}{-2,4}$ | $\frac{1,7}{-2,3}$ | $\frac{1,9}{-2,3}$ | $\frac{2,0}{-2,2}$ | $\frac{2,1}{-2,1}$ | $\frac{2,2}{-2,0}$ | <u>2,3</u> —1,9 | $\frac{2,3}{-1,7}$ | $\frac{2,4}{-1,6}$ | $\frac{2,4}{-1,4}$ |
| 1,6 | $\frac{1,3}{-2,6}$ | $\frac{1,5}{-2,6}$ | $\frac{1,7}{-2,6}$ | $\frac{1,8}{-2,5}$ | $\frac{2,0}{-2,4}$ | $\frac{2,1}{-2,4}$ | $\frac{2,3}{-2,3}$ | $\frac{2,4}{-2,1}$ | $\frac{2,4}{-2,0}$ | $\frac{2,5}{-1,8}$ | $\frac{2,6}{-1,7}$ | $\frac{2,6}{-1,5}$ |
| 1,8 | $\frac{1,4}{-2,8}$ | $\frac{1,6}{-2,8}$ | $\frac{1,8}{-2,8}$ | $\frac{2,0}{-2,7}$ | $\frac{2,1}{-2,6}$ | $\frac{2,3}{-2,5}$ | $\frac{2,4}{-2,4}$ | $\frac{2,5}{-2,3}$ | $\frac{2,6}{-2,1}$ | $\frac{2,7}{-2,0}$ | $\frac{2,8}{-1,8}$ | $\frac{2,8}{-1,6}$ |
| 2,0 | $\frac{1,5}{-3,0}$ | $\frac{1,7}{-3,0}$ | $\frac{1,9}{-3,0}$ | $\frac{2,1}{-2,9}$ | $\frac{2,3}{-2,8}$ | $\frac{2,5}{-2,7}$ | $\frac{2,6}{-2,6}$ | $\frac{2,7}{-2,5}$ | $\frac{2,8}{-2,3}$ | $\frac{2,9}{-2,1}$ | $\frac{3,0}{-1,9}$ | $\frac{3,0}{-1,7}$ |
| 2,2 | $\frac{1,6}{-3,2}$ | $\frac{1,8}{-3,2}$ | $\frac{2,1}{-3,2}$ | $\frac{2,3}{-3,1}$ | $\frac{2,5}{-3,0}$ | $\frac{2,6}{-2,9}$ | $\frac{2,8}{-2,8}$ | $\frac{2,9}{-2,6}$ | $\frac{3,0}{-2,5}$ | $\frac{3,1}{-2,3}$ | 3,2 | $\frac{3,2}{-1,8}$ |
| | 1 | 1 | ι | L | I | | E | I , | 1 | | | |

| | 1 | 1* | 1 | 1 · · · · · | i | | i. | | | | 4 | |
|-------|-----------------------|---------------------|---|-------------|-----------|---------|--------------------|------|------------------|-------------------------|---------------------|---------------------|
| . 9.4 | 1,7 | 2,0 | 2,2 | 2,4 | 2,6 | 2,8 | 2,9 | 3,1 | 3,2 | 3,3 | 3,3 | 3,4 |
| 2,7 | | 3,4 | -3,3 | -3,3 | -3,2 | 3,1 | -2,9 | -2,8 | -2,6 | -2,4 | -2,2 | 2,0 |
| 26 | 1,8 | 2,1 | 2,3 | 2,6 | 2,8 | 3,0 | 3,1 | 3,3 | 3,4 | 3,5 | 3,5 | 3,6 |
| 2,0 | -3,6 | -3,6 | -3,5 | -3,5 | -3,4 | -3,3 | 3,1 | 3,0 | -2,8 | -2,6 | -2,3 | -2,1 |
| 28 | 2,0 | 2,2 | 2,5 | 2,7 | 2,9 | 3,1 | 3,3 | 3,5 | 3,6 | 3,7 | 3,7 | 3,8 |
| 2,0 | 3,8 | -3,8 | -3,7 | -3,7 | -3,6 | -3,5 | 3,3 | -3,1 | -2,9 | -2,7 | -2,5 | -2,2 |
| 3.0 | 2,1 | 2,4 | 2,6 | 2,9 | 3,1 | 3,3 | 3,5 | 3,6 | 3,8 | 3,9 | 3,9 | 4,0 |
| •,• | -4,0 | -4,0 | 3,9 | 3,9 | -3,8 | -3,6 | -3,5 | -3,3 | -3,1 | -2,9 | -2,6 | -2,4 |
| 3.2 | $\frac{2,3}{2,3}$ | 2,5 | 2,8 | 3,0 | 3,3 | 3,5 | 3,7 | 3,8 | 4,0 | 4,1 | .4,1 | 4,2 |
| -,- | -4,2 | -4,2 | 4,1 | 4,1 | | -3,8 | -3,7 | -3,5 | -3,3 | -3,0 | -2,8 | 2,5 |
| 3,4 | 2,4 | $\frac{2,7}{4}$ | 3,0 | 3,2 | 3,4 | 3,1 | 3,8 | 4,0 | $\frac{4,2}{-1}$ | 4,3 | 4,3 | 4,4 |
| , | 4,4 | -4,4 | 4,3 | -4,0 | -4,2 | -4,0 | -3,8 | 3,7 | -3,4 | -3,2 | -3,0 | -2,7 |
| 3,6 | 2,0 | $\frac{2,9}{4}$ | | 3,4 | 3,0 | 3,0 | 4,0 | 4,2 | 4,3 | 4,5 | 4,5 | 4,0 |
| | -4,0 | -4,0 2.0 | | 25 | 28 | 4,2 | 4,0 | -3,8 | | -3,4 | -3,1 | |
| 3,8 | 2,0 | | -47 | -4 7 | -4 5 | 4,0 | 4,2 | 4,4 | 4,0 | 4,7 | 4,1 | 4,0 |
| | 4,0 | -4,0 | | 37 | 4.0 | +,+ | -4,Z | 4,0 | -3,8 | -3,5 | -3,3 | |
| 4,0 | | -5.0 | | -4.8 | -47 | -4 6 | <u>+</u> ,+ | 4,0 | -4.0 | <u>+,0</u> <u>37</u> | 4,3 | 0,0 |
| | 1 4 0 | 4 1 | 4 4 | 4.6 | 4 9 | 51 | 5 9 | 55 | 57 | і — J, I Б Я | 50 | -0,2 6.0 |
| 5,0 | -6.0 | 6.0 | -5.9 | -5.8 | 5.7 | -5 5 | $\frac{0,0}{-5,3}$ | -51 | 4 0 | -4.6 | | 4_1 |
| | 5.0 | 5. | 5.3 | 5.6 | 5.8 | 61 | 63 | 65 | 67 | 6.8 | 69 | 7.0 |
| 6,0 | -7.0 | $\frac{-7.0}{-7.0}$ | -6.9 | -6.8 | -6.7 | -65 | -6.3 | | 5.8 | -5.6 | $\frac{-5.3}{-5.3}$ | $-\frac{1,0}{-5,1}$ |
| | 6.0 | 6.1 | 6.3 | 6.5 | 6.8 | 70 | 73 | 75 | 7 7 | 78 | 7 9 | 80 |
| 7,0 | | -8.0 | $\frac{-7.9}{-7.9}$ | -7.8 | -7.7 | -7.5 | -7.3 | -7.0 | 6_8_ | -6.5 | 6.3 | 61 |
| | 7 0 | 7.1 | 7.2 | 7.5 | 7.7 | 8.0 | 82 | 8.5 | 86 | 88 | 89 | 90 |
| 8,0 | | -9.0 | -8.9 | | -8.6 | -8.5 | | -8.0 | -77 | -7.5 | $\frac{-7.2}{-7.2}$ | $\frac{-7,1}{-7,1}$ |
| | 80 | 8.1 | 8.2 | 8.4 | 8.7 | 9.0 | 92 | 94 | 96 | 9.8 | 99 | 10.0 |
| 9,0 | -10.0 | -10.0 | 9.9 | -9.8 | -9,6 | -9.4 | -9.2 | -9.0 | -8.7 | -8.4 | -8.2 | -8.1 |
| | 9.0 | 9.1 | 9.2 | 9.4 | 9.7 | 9.9 | 10.2 | 10.4 | 10.6 | 10.8 | 10.9 | 11.0 |
| 10,0 | $\frac{-11.0}{-11.0}$ | -11,0 | -10,9 | 8.01- | -10,6 | -10.4 | -10.2 | -9.9 | -9.7 | | <u>-9.2</u> | -9.1 |
| | ,* | , , | ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,, | ,2 | · · · · · | ,- | , | 0,0 | · , · . | 5,- | •,- | ,. |
| | b | I . | 1 | I | . | I I | r I | | I I | | 1 × | · · |

292

293

Продолжение табл. 4.6

| | [| | | | | د | , | | | | | |
|-----|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|--|--------------------|--------------------|---------------------------|
| 1 | 12,0 | 12,5 | 13,0 | 13,5 | 14,0 | 14,5 | 15,0 | 15,5 | 16,0 | 16,5 | 17,0 | 17,5 |
| 0,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>1,0</u> 1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>-1,0</u> -1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | <u>1,0</u> 1,0 |
| 0,2 | $\frac{1,2}{-1,0}$ | $\frac{1,2}{-1,0}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,1}{-1,1}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,0}{-1,2}$ |
| 0,4 | <u>1,4</u> —1,0 | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | <u>1,1</u> 1,4 |
| 0,6 | $\frac{1,6}{-1,0}$ | <u>1,6</u> 1,1 | $\frac{1.6}{-1.2}$ | $\frac{1,6}{-1,3}$ | $\frac{1,5}{-1,3}$ | $\frac{1,5}{-1,4}$ | $\frac{1,4}{-1,4}$ | $\frac{1,4}{-1,5}$ | $\frac{1,3}{-1,5}$ | $\frac{1,3}{-1,6}$ | $\frac{1,2}{-1,6}$ | <u>1,1</u> <u>-1,6</u> |
| 0,8 | $\frac{1,8}{-1,1}$ | 1,8 | $\frac{1,8}{-1,3}$ | $\frac{1,7}{-1,4}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,6}{-1,6}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,4}{-1,7}$ | $\frac{1,3}{-1,8}$ | $\frac{1,2}{-1,8}$ |
| 1,0 | $\frac{2,0}{-1,1}$ | $\frac{2,0}{-1,2}$ | $\frac{2,0}{-1,4}$ | $\frac{1,9}{-1,5}$ | $\frac{1,9}{-1,6}$ | $\frac{1,8}{-1,7}$ | $\frac{1,8}{-1,8}$ | $\frac{1,7}{-1,9}$ | $\frac{1,6}{-1,9}$ | <u>1,5</u> —1,9 | $\frac{1,4}{-2,0}$ | $\frac{1,2}{-2,0}$ |
| 1,2 | $\frac{2,2}{-1,2}$ | $\frac{2,2}{-1,3}$ | $\frac{2,2}{-1,5}$ | $\frac{2,1}{-1,6}$ | $\frac{2,1}{-1,7}$ | $\frac{2,0}{-1,8}$ | $\frac{1,9}{-1,9}$ | $\frac{1,8}{-2,0}$ | $\frac{1,7}{-2,1}$ | $\frac{1,6}{-2,1}$ | $\frac{1,5}{-2,2}$ | $\frac{1,3}{-2,2}$ |
| 1,4 | 2,4 | $\frac{2,4}{-1,4}$ | $\frac{2,4}{-1,6}$ | $\frac{2,3}{-1,7}$ | $\frac{2,3}{-1,9}$ | $\frac{2,2}{-2,0}$ | $\frac{2,1}{-2,1}$ | $\frac{2,0}{-2,2}$ | $\frac{1,9}{-2,3}$ | $\frac{1,7}{-2,3}$ | $\frac{1,6}{-2,4}$ | $\frac{1,4}{-2,4}$ |
| 1,6 | $\frac{2,6}{-1,3}$ | $\frac{2,6}{-1,5}$ | $\frac{2,6}{-1,7}$ | $\frac{2,5}{-1,8}$ | $\frac{2,4}{-2,0}$ | $\frac{2,4}{-2,1}$ | $\frac{2,3}{-2,3}$ | $\frac{2,1}{-2,4}$ | $\frac{2,0}{-2,4}$ | $\frac{1,8}{-2,5}$ | $\frac{1,7}{-2,6}$ | $\frac{1,5}{-2,6}$ |
| 1,8 | $\frac{2,8}{-1,4}$ | $\frac{2,8}{-1,6}$ | $\frac{2,8}{-1,8}$ | $\frac{2,7}{-2,0}$ | $\frac{2,6}{-2,1}$ | $\frac{2,5}{-2,3}$ | $\frac{2,4}{-2,4}$ | $\frac{2,3}{-2,5}$ | $\frac{2,1}{-2,7}$ | $\frac{2,0}{-2,7}$ | $\frac{1,8}{-2,8}$ | $\frac{1,6}{-2,8}$ |
| 2,0 | $\frac{3,0}{-1,5}$ | $\frac{3,0}{-1,7}$ | $\frac{3,0}{-1,9}$ | $\frac{2,9}{-2,1}$ | $\frac{2,8}{-2,3}$ | $\frac{2,7}{-2,5}$ | $\frac{2,6}{-2,6}$ | $\frac{2,5}{-2,7}$ | $\frac{2,3}{-2,8}$ | $\frac{2,1}{-2,9}$ | $\frac{1,9}{-3,0}$ | $\frac{1,7}{-3,0}$ |
| 2,2 | $\frac{3,2}{-1,6}$ | $\frac{3,2}{-1,8}$ | $\frac{3,2}{-2,1}$ | $\frac{3,1}{-2,3}$ | 3,0 | <u>2,9</u> -2,6 | $\frac{2,8}{-2,8}$ | $\frac{2,6}{-2,9}$ | $\begin{array}{c} 2,5\\ \hline -3,0 \end{array}$ | $\frac{2,3}{-3,1}$ | $\frac{2,1}{-3,2}$ | $\frac{1,8}{-3,2}$ |
| | l | Į | ا | ļ | | i l | l | l | } | 1 | 1 | |

| | 1 | 1 | 1 | 1 [,] | 1 . | | l' 1 | ľ 1 | 1 | 1 | 1 | |
|------|-----------------------------------|---|---|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------|---------------------------|--------------------|---|---------------------------|--------------------|
| 2,4 | $\left \frac{3,4}{-1,7} \right $ | $\left \begin{array}{c} 3,4\\ \hline -2,0 \end{array} \right $ | $\frac{3,3}{-2,2}$ | $\frac{3,3}{-2,4}$ | $\frac{3,2}{-2,6}$ | $\frac{3,1}{-2,8}$ | <u>2,9</u> 2,9 | $\frac{2,8}{-3,1}$ | $\frac{2,6}{-3,2}$ | $\frac{2,4}{-3,3}$ | $\frac{2,2}{-3,3}$ | 2,0 |
| 2,6 | $\frac{3,6}{-1,8}$ | $\frac{3,6}{-2,1}$ | $\begin{array}{c} 3,5\\ -2,3 \end{array}$ | $\frac{3,5}{-2,6}$ | $\frac{3,4}{-2,8}$ | $\frac{3,3}{-3,0}$ | $\frac{3,1}{-3,1}$ | $\frac{3,0}{3,3}$ | $\frac{2,8}{-3,4}$ | $\frac{2,6}{-3,5}$ | $\frac{2,3}{-3,5}$ | $\frac{2,1}{-3,6}$ |
| 2,8 | $\frac{3,8}{-2,0}$ | $\frac{3,8}{-2,2}$ | $\frac{3,7}{-2,5}$ | $\frac{3,7}{-2,7}$ | $\frac{3,6}{-2,9}$ | $\frac{3,5}{-3,1}$ | $\frac{3,3}{-3,3}$ | $\frac{3,1}{-3,5}$ | $\frac{2,9}{-3,6}$ | $\frac{2,7}{-3,7}$ | $\frac{2,5}{-3,7}$ | $\frac{2,2}{-3,8}$ |
| 3,0 | $\frac{4,0}{-2,1}$ | $\frac{4,0}{-2,4}$ | $\frac{3,9}{-2,6}$ | $\frac{3,9}{-2,9}$ | $\frac{3,8}{-3,1}$ | $\frac{3,6}{-3,3}$ | $\frac{3,5}{-3,5}$ | $\frac{3,3}{-3,6}$ | $\frac{3,1}{-3,8}$ | $\frac{2,9}{-3,9}$ | $\frac{2,6}{-3,9}$ | $\frac{2,4}{-4,0}$ |
| 3,2 | $\frac{4,2}{-2,3}$ | $\frac{4,2}{-2,5}$ | $\frac{4,1}{-2,8}$ | $\frac{4,1}{-3,0}$ | $\frac{4,0}{-3,3}$ | $\frac{3,8}{-3,5}$ | $\frac{3,1}{-3,7}$ | -3,8 | -4,0 | -4,1 | $-\frac{2,0}{-4,1}$ | $\frac{2,3}{-4,2}$ |
| 3,4 | $\frac{4,4}{-2,4}$ | $\frac{4,4}{-2,7}$ | $\frac{4,3}{-3,0}$ | 4,3 | $-\frac{4,2}{-3,4}$ | $-\frac{4,0}{-3,7}$ | -3,8 | -4,0 | -4,2 | -4,3 | -4,3 | $\frac{2,1}{-4,4}$ |
| 3,6 | $\frac{4,6}{-2,6}$ | $\frac{4,6}{-2,9}$ | $\frac{4,5}{-3,1}$ | $\frac{4,5}{-3,4}$ | -3,6 | -3,8 | -4,0 | -4,2 | -4,3 | -4,5 | -4,5 | -4,6 |
| 3,8 | $\frac{4,0}{-2,8}$ | 3,0 | 3,3 | -3,5 | -3,8 4 7 | -4,0 | -4,2 | -4,4 4.2 | <u>-4,5</u> 4.0 | $\begin{vmatrix} -4,7\\ -4,7\\ 3,7 \end{vmatrix}$ | -4,7 | -4,8 3,2 |
| 4,0 | -3,0 | -3,2 | -3,5 | -3,7 | -4,0 | -4,2 | -4,4 | -4,6 5,1 | <u>-4,7</u> 4,9 | -4,8 | -4,9 4,4 | <u>-5,0</u> 4,1 |
| 5,0 | -4,0 | -4,1 | <u>-4,4</u> 6.9 | -4,6 6.8 | 4,9 6,7 | -5,1 6,5 | <u>-5,3</u> 6,3 | 5,5 | -5,7 | -5,8 | <u>-5,9</u> 5,3 | -6,0 5,1 |
| 6,0 | -5,0 | -5,1 8,0 | -5,3 | -5,6 7,8 | -5,8 | <u>-6,1</u> 7,5 | 6,3 7,3 | -6,5 7,0 | <u>-6,7</u> 6,8 | -6,8 6,5 | <u>-6,9</u> 6,3 | -7,0 6,1 |
| 7,0 | <u>6,0</u> 9,0 | -6,1 9,0 | 6,3 8,9 | -6,5 8,8 | -6,8 8,6 | 7,0 8,5 | -7,3 8,2 | -7,5 8,0 | -7,7 7,7 | -7,8 7,5 | -7,9 7,2 | -8,0 7,1 |
| 8,0 | <u>-7,0</u> 10,0 | -7,1 10,0 | 7,2 9,9 | -7,5 9,8 | -7,7 9,6 | 8,0 9,4 | 8,2 9,2 | -8,5 9,0 | -8,6 8,7 | -8,8 8,4 | -8,9 8,2 | <u>-9,0</u> 8,1 |
| 9,0 | 8,0 11,0 | -8,1 11,0 | -8,2 10,9 | -8,4 10,8 | -8,7 10,6 | 9,0 10,4 | -9,2 10,2 | <u>-9,4</u> <u>9,9</u> | -9,6 9,7 | 9,8 9,4 | <u>-9,9</u> <u>9,2</u> | -10,0 9,1 |
| 10,0 | 9,0 | -9,1 | -9,2 | -9,4 | 9,7 | -9,9 | -10,2 | —10,4 | 10,6 | | -10,9 | |
| | | | | | | | | | | | | |

Продолжение табл. 4,6

| , | | | | | | | 1 | | | | | |
|-----|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------|
| | 18,0 | 18,5 | 19,0 | 19,5 | 20,0 | 20,5 | 21,0 | 21,5 | 22,0 | 22,5 | 23,0 | 23,5 |
| 0,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | $\frac{1,0}{-1,0}$ | 1,0 | $\frac{1,0}{-1,0}$ | 1,0 | 1,0 | 1,0 | <u>1,0</u> <u>-1,0</u> |
| 0,2 | $\frac{1,0}{-1,2}$ | $\frac{1,0}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,2}$ | $\frac{1,1}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,1}$ | $\frac{1,2}{-1,0}$ |
| 0,4 | $\frac{1,0}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | $\frac{1,1}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,2}{-1,4}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,3}{-1,3}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,2}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ | $\frac{1,4}{-1,1}$ |
| 0,6 | $\frac{1,0}{-1,6}$ | <u>1,1</u> 1,6 | $\frac{1,2}{-1,6}$ | $\frac{1,3}{-1,6}$ | $\frac{1,3}{-1,5}$ | $\frac{1,4}{-1,5}$ | $-\frac{1,4}{-1,4}$ | $\frac{1,5}{-1,4}$ | $\frac{1,5}{-1,3}$ | $\frac{1,6}{-1,3}$ | $\frac{1,6}{-1,2}$ | 1,6 |
| 0,8 | $\frac{1,1}{-1,8}$ | $\frac{1,2}{-1,8}$ | $\frac{1,3}{-1,8}$ | 1,4 | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,5}{-1,7}$ | $\frac{1,6}{-1,6}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,7}{-1,5}$ | $\frac{1,7}{-1,4}$ | $\frac{1,8}{-1,3}$ | $\frac{1,8}{-1,2}$ |
| 1,0 | $\frac{1,1}{-2,0}$ | $\frac{1,2}{-2,0}$ | $\frac{1,4}{-2,0}$ | $\frac{1,5}{-1,9}$ | $-\frac{1,6}{-1,9}$ | $\frac{1,7}{-1,8}$ | $-\frac{1,8}{-1,8}$ | $\frac{1,8}{-1,7}$ | $\frac{1,9}{-1,6}$ | $\frac{1,9}{-1,5}$ | $\frac{2,0}{-1,4}$ | $\frac{2,0}{-1,2}$ |
| 1,2 | $\frac{1,2}{-2,2}$ | $\frac{1,3}{-2,2}$ | $\frac{1,5}{-2,2}$ | $\frac{1,6}{-2,1}$ | $\frac{1,7}{-2,1}$ | $\frac{1,8}{-2,0}$ | $\frac{1,9}{-1,9}$ | $\frac{2,0}{-1,8}$ | $\frac{2,1}{-1,7}$ | $\frac{2,1}{-1,6}$ | $\frac{2,2}{-1,5}$ | $\frac{2,2}{-1,3}$ |
| 1,4 | $\frac{1,2}{-2,4}$ | $\frac{1,4}{-2,4}$ | $\frac{1,6}{-2,4}$ | $\frac{1,7}{-2,3}$ | $\frac{1,9}{-2,3}$ | $\frac{2,0}{-2,2}$ | $\frac{2,1}{-2,1}$ | $\frac{2,2}{-2,0}$ | $\frac{2,3}{-1,9}$ | $\frac{2,3}{-1,7}$ | $\frac{2,4}{-1,6}$ | $-\frac{2,4}{-1,4}$ |
| 1,6 | $\frac{1,3}{-2,6}$ | $\frac{1,5}{-2,6}$ | $\frac{1,7}{-2,6}$ | 1,8 | $\frac{2,0}{-2,4}$ | $\frac{2,1}{-2,4}$ | $\frac{2,3}{-2,3}$ | $\frac{2,4}{-2,1}$ | $\frac{2,4}{-2,0}$ | $\frac{2,5}{-1,8}$ | $\frac{2,6}{-1,7}$ | $\frac{2,6}{-1,5}$ |
| 1,8 | $\frac{1,4}{-2,8}$ | 1,6 | $\frac{1,8}{-2,8}$ | $\frac{2,0}{-2,7}$ | $\frac{2,1}{-2,6}$ | $\frac{2,3}{-2,5}$ | $\frac{2,4}{-2,4}$ | $\frac{2,5}{-2,3}$ | $\frac{2,6}{-2,1}$ | $\frac{2,7}{-2,0}$ | <u>2,8</u> ~1,8 | $\frac{2,8}{-1,6}$ |
| 2,0 | $\frac{1,5}{-3,0}$ | $-\frac{1,7}{-3,0}$ | $\frac{1,8}{-3,0}$ | $\frac{2,1}{-2,9}$ | $\frac{2,3}{-2,8}$ | $\frac{2,5}{-2,7}$ | $\frac{2,6}{-2,6}$ | $\frac{2,7}{-2,5}$ | $\frac{2,8}{-2,3}$ | $\frac{2,9}{-2,1}$ | $\frac{3,0}{-1,9}$ | $\frac{3,0}{-1,7}$ |
| 2,2 | $\frac{1,6}{-3,2}$ | -3,2 | $\frac{2,1}{-3,2}$ | $\frac{2,3}{-3,1}$ | $\frac{2,5}{-3,0}$ | $\frac{2,6}{-2,9}$ | $\frac{2,8}{-2,8}$ | $\frac{2,9}{-2,6}$ | $\frac{3,0}{-2,5}$ | $\frac{3,1}{-2,3}$ | $\frac{3,2}{-2,1}$ | $\frac{3,2}{-1,8}$ |
| | ו ו | · I | . 1 | i l | ı I | l 🖁 | | Í | | | i | |

2,9 3,2 3,3 3,3 3,4 2,2 2,4 2,6 2,8 3,1 2,0 1.7 2,4 -3,3 -3,2 -3,1 -2,9-2,8-2,6-2,4 -2,2-2,0 -3,4 -3,3 -3,4 3,5 3,5 3,6 3,4 3,1 1,8 2,1 2,3 2,6 2,8 3,0 3,3 2,6 -3,0 -2,6 -2,3-2,8-2,1-3,4 -3,1 -3,6 -3.6-3,5 -3,5 -3,3 2,9 3,1 3,6 3,7 3.7 3,8 2,7 3,3 3,5 2,2 2,52,0 2,8 -3,7 -3,6 -3,1 -3,5 -3,3 -2,9-2.7 -2.5 -2.2-3,7-3,8 -3,83,9 4,0 2,9 3,1 3,3 3,5 3,6 3,8 3,9 2,1 2,4 2,6 3,0 -2,9 -2,6-2.4-4,0 -3,9-3,9-3.8-3,6 -3,5 -3,3 -3,1-4,0 4,1 4,2 3,7 3,8 4,0 4,1 3,3 3,5 2,3 2,5 2,8 3,0 3,2 -3,5 -2,5 -4,0 -3,8 -3.7 -3.3 -3.0-2.8 -4,2 -4,1 -4,2 -4,1 4,3 4,4 2,7 3,2 3,4 3,7 3.8 4,0 4,2 4,3 3,0 2,4 3,4 -3,4 -3,2 -3,0 -2,7 -4,4 -4,3 -3,8 -3,7 -4,4 -4.3 -4,2 --4,0 4,2 4,3 4,5 4,5 4,6 2,9 3,4 3,6 3,8 4,0 2,6 3,1 3,6 -3,8 -4,2 -4,3 -4,0 --3,6 --3,4 -3,1 -2,9 -4,6 -4,5 -4,5 -4,64,7 4,7 4,8 2,8 3,0 3,8 4,0 4,2 •4,4 4,5 3,3 3,5 3,8 -4,0 -3,8 -3.0 --4,7 -3,3 -4,7 -4,5 -4,4 ---4,2 -3.5 -4,8 -4,8 4,6 4,7 4,8 4,9 5,0 4,4 4,0 3,2 3,5 3,7 4,2 3,0 4,0 -4,4 -4,2 --4,0 -3,7-3,5 -3.2 -4,8 -4,7 -4,6 -5.0 -5,0 -4,94,9 5,1 5,3 5,5 5,7 5,8 5,9 6,0 4,6 4,1 4,4 4,0 5,0 -4,6 -4,4 ---4,1 -5,9 -5,8 -5,7 -5,5 -5,3 -5,1 -4,9 -6,0 -6,07,0 6,8 6,7 6,9 5,1 5,3 5,6 5,8 6,1 6,3 6,5 5,0 -5,1 6,0 --6.7 --5,8 -5,3 -7,0 -6,9 -6,3 -5,6 -7,0 -6,8 ---6,5 ---6,1 7,5 7,7 7,8 7,3 7,9 8,0 6,8 6,3 7,0 6,0 6,1 6,5 7,0 -7,5 -6,3 -6,1 -7,7 -7,3 -6,8 --6,5 -7,9 --7,8 -----8,0 -8,0 7,2 7,7 8,5 8,6 8,8 8,9 9,0 7,1 7,5 8,0 8,2 7,0 8,0 -7,2 ---8,5 -8,2 ---7,7 --7,5 -7,1 -8,8 ---8,6 -9,0 8,7 9,2 9,4 9,6 9,8 9,9 10,0 8,1 8,2 8,4 9,0 8,0 9,0 -9,9 -9,8 -9,6 -9,4 -9,2-9,0 -8,7 -8,4 -8,2 ----8,1 -10,0-10,0 9,2 9,4 9,7 9,9 10,2 10,4 10,6 10,8 10,9 11,0 9,0 9,1 10,0 -9,2-9,1

-10,4

-10,2

-9,7

-9,9

-9,4

296

L

297

-11,0

-11,0

-10,9

-10,8

-10,6

По формулам для идеального полусуточного прилива

 $Z_{\text{marc}} = 336,9 \text{ см}; \quad Z_{\text{marg}} = -336,9 \text{ см}.$

Неправильный полусуточный прилив

Гармонические постоянные для пункта № 2.

| Волна | Амплитуда | Фаза | Волна | Амплитуда | Фаза |
|-------|-----------|-------|-------|-----------|-------|
| ° OI | 17,47 | 154,4 | M2 | 43,83 | 156,8 |
| K1≝ | 23,08 | 181,4 | S2 | 20,63 | 192,9 |

Для данного упрощенного метода используются гармонические постоянные четырех главных воли прилива: M2, S2, K1, O1.

1. Сначала по значению K = (23,08+17,47)/43,83=0,93, вычисленному по формуле (4.60), оцениваем характер прилива.

2. Далее, учитывая характер прилива, по формулам (4.64) — (4.66), вычисляем коэффициенты J и I для входа в табл. 4.6: J = [156,8 - (181,4+154,4)]/30 = (-179+360)/30 = 5.7; $I_{полусут} = (23,08+17,47)/(1,24(43,83+20,63)) = 0.51;$ $I_{сут} = 1.43$ (23,08++17,47)/(43,83+20,63) = 0.90.

3. По табл. 4.6 находим L для двух наборов коэффициентов (J и $I_{\text{полусут}}$) и (J и $I_{\text{сут}}$). Большие значения L получаются для $I_{\text{сут}}$:

$$L_{\text{MARC}} = 1,2; \quad L_{\text{MBR}} = -1,9.$$

4. По формулам (4.63) определяем экстремальные приливные уровни:

$$Z_{\text{макс}} = 64,46 \cdot 1,2 = 76,8 \text{ см};$$

 $Z_{\text{мин}} = 64,46 \cdot (-1,9) = -122,4 \text{ см}.$
Суточный прилив

| | Гармони | ческие пост | гоянные для пу | нкта 🏘 3 | |
|-------|-----------|-------------|----------------|-----------|-------|
| Волна | Амплитуда | Фаза | Волна | Амплитуда | Фаза |
| - Q1 | 83,00 | 224,0 | M2 | 26,00 | 123,0 |
| K1 | 123,00 | 256,0 | S2 | 5,00 | 336,0 |

- 1. K = 8.
- 2. J = [123 (256 + 224)]/30 = 0,1;

 $I_{\text{cyr}} = [1,43(123+83)]/(26+5) = 9,5;$

- 3. $L_{\text{Marc}} = 10,5; \quad L_{\text{Mart}} = -8,5.$
- 4. $Z_{\text{marc}} = 31 \cdot 10,5 = 326$ cm;

 $Z_{\text{мын}} = 31 \cdot (-8,5) = -264$ см.

По формулам для идеального суточного прилива $Z_{\text{макс}} = 295 \text{ см}; \quad Z_{\text{мен}} = -295 \text{ см}.$

Неправильный суточный прилив

| I ADMOUNTCOURC ROCIONNIDE DWY HAUFIG 48 | Гармонические | постоянные | для | пункта | No | 4 |
|---|---------------|------------|-----|--------|----|---|
|---|---------------|------------|-----|--------|----|---|

| Волна | Амплитуда | Фаза | Волна | Амплитуда | Фаза |
|-------|-----------|-------|-------|-----------|-------|
| 01 | 24,50 | 21,0 | M2 | 29,50 | 317,6 |
| K1 | 43,50 | 323,3 | S2 | 6,20 | 259,0 |

1.
$$K = 2,3$$
.

States and the second second

2.
$$I = [317, 6 - (323, 3 + 21, 0) + 360]/30 = 11,1;$$

 $I_{cyr} = [1,43(43,5 + 24,5)]/(29,5 + 6,2) = 2,7.$

3.
$$L_{\text{MARC}} = 3,6; L_{\text{MMH}} = -2,4.$$

4.
$$Z_{\text{Marc}} = 35,7 \cdot 3,6 = 128,5$$
 cm;
 $Z_{\text{Marh}} = 35,7 \cdot (-2,4) = -86,7$ cm.

Глава 5. ПРОГНОЗ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД Морей и океанов

Основная часть разработанных методов прогноза температуры воды относится к деятельному слою океана. Под деятельным слоем обычно понимают слой от поверхности океана до глубины, ниже которой практически затухают сезонные изменения температуры воды. Толщина этого слоя составляет 200—400 м, а вертикальный профиль температуры воды имеет сложный вид, но чаще всего в нем содержится верхний квазиоднородный слой и сезонный термоклин. Наиболее хорошо такая структура прослеживается в летне-осенний период. Однако в теплую часть года, когда слой прогревается, выше сезонного термоклина он может быть не однородным, а содержать несколько «ступенек» или суточных (дневных) термоклинов. В конце зимнего периода, когда пронсходит охлаждение, весь деятельный слой может быть квазиизотермичен по вертикали.

Изменчивость характеристик деятельного слоя зависит от множества факторов, основными среди которых являются тепло- и влагообмен океана с атмосферой, турбулентное перемешивание, течения, внутренние волны. В период осенне-зимнего охлаждения доминирующим процессом является плотностная конвекция, которая приводит к увеличению толщины квазиоднородного слоя и эрозии сезонного термоклина. В весенне-летний период основными являются ветровое турбулентное перемешивание и приток тепла от Солнца, регулируемый облачностью. В некоторых районах Мирового океана большое влияние на термическую структуру оказывает массообмен за счет испарения и осадков.

Ветер порождает волны на поверхности океана и дрейфовые течения, тем самым поддерживая развитие турбулентности в верхних слоях. Основными источниками турбулентности являются обрушение ветровых волн и вертикальный сдвиг скорости дрейфовых течений. При наличии горизонтального градиента температуры дрейфовые течения переносят тепло. Горизонтальная неоднородность в поле ветра приводит к возникновению внутренних волн. В районах интенсивных течений, фронтальных зонах, в областях апвеллинга существенное влияние на термическую структуру оказывают локальные динамические процессы.

Очевидно, что ни одна модель не может учесть все факторы, под воздействием которых формируется термическая структура океана. Кроме того, при разработке практических методов расчета и прогноза всегда нужно иметь в виду недостаток требующейся гидрометеорологической информации. В настоящее время используются в оперативной практике и разрабатываются гидродинамические, физико-статистические и эмпирические методы прогноза характеристик деятельного слоя океана. Выбор того или иного метода определяется постановкой конкретной задачи, наличием гидрометеорологической информации и техническими возможностями.

5.1. Краткосрочный гидродинамический прогноз термической структуры деятельного слоя океана

Современные физико-статистические методы морских гидрологических прогнозов не всегда в достаточной мере удовлетворяют практическим запросам в силу того, что ограниченность рядов натурных данных не позволяет выявить устойчивые статистические связи основных гидрометеоэлементов для многих районов Мирового океана. Поэтому более перспективным на сегодняшний день следует считать гидродинамический подход к расчету и прогнозу термической структуры деятельного слоя (ДС) океана, требующий значительно меньшего количества исходной информации.

В основе гидродинамического подхода лежит общая система уравнений гидротермодинамики вязкой несжимаемой жидкости для стратифицированного пограничного слоя океана [25], позволяющая при некоторых упрощениях воспроизводить в рамках соответствующих моделей пространственные и временные изменения характеристик верхнего слоя по известному начальному распределению и по заданным внешним условиям. Наиболее хорощо в практическом отношении, особенно при проведении массовых расчетов для больших акваторий, зарекомендовали себя так называемые интегральные модели, базирующиеся на проинтегрированных в пределах верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) уравнениях переноса. Эти модели, являясь относительно простыми и не требующими при реализации значительных ресурсов ЭВМ, позволяют достаточно адекватно воспроизводить реальные океанические условия и могут использоваться при оперативном прогнозировании.

Ключевой гипотезой при создании интегральных моделей служит предположение о двухслойном вертикальном распределении характеристик в деятельном слое, т. е. наличии ВКС, где температура практически не меняется с глубиной, и слоя сезонного термоклина (СТ). Также обычно полагают, что плотность линейно зависит от температуры (т. е. температура является аналогом плотности), а влияние солености не учитывается.

В основе всех существующих интегральных моделей лежит проинтегрированное в пределах ВКС уравнение теплопроводности

$$h \,\partial T/\partial t = Q_0 + Q_a - Q_h, \tag{5.1}$$

30 I

где h — глубина ВКС; T — температура; Q_0 — баланс количества теплоты поверхности океана; Q_h — тепловой поток через нижнюю границу ВКС;

$$Q_a = \int_0^n (u \,\partial T/\partial x + v \,\partial T/\partial y + w \,\partial T/\partial z) \,dz -$$

адвекция количества теплоты в ВКС.

Обычно для получения замкнутой системы уравнений в интегральных моделях используется так называемое уравнение баланса кинетической энергии турбулентности в той или иной форме (интегральная или дифференциальная), а также некоторые специальные гипотезы, касающиеся описания турбулентных тепловых потоков на нижней границе ВКС (Q_h). Подробная сводка таких гипотез и различных видов параметризации слагаемых в уравнении баланса кинетической энергии турбулентности дается в обзоре [24].

Наиболее продуктивной в отношении практического применения является модель В. И. Калацкого [25, 27], на основе которой в Росгидрометцентре создана и используется методика краткосрочного (до 5 сут) прогноза температуры и толщины ВКС Северной Атлантики для весение-летнего периода.

Обобщение модели Калацкого (с параметрическим описанием конвективных процессов в ДС) сделано в работах Л. В. Нечволодова [51, 52], которые легли в основу методики краткосрочного (до 5 сут) прогноза температуры, толщины ВКС и градиента температуры в СТ Северной Атлантики и Норвежского моря в осенне-зимний период, внедренной в оперативную практику на судах погоды в 1988 г.

Для восстановления характеристик сезонного термоклина при прогнозировании может быть использована полиномиальная модификация известной гипотезы автомодельности профиля температуры в СТ [31], которая была теоретически обоснована в работах Н. Н. Бондаренко [12, 13].

5.1.1. Описание моделей

Расчеты короткопериодной эволюции ВКС в весенне-летний период осуществляются на основе модели, приведенной в работах [25, 26], с учетом модификаций изложенных в работах [46—48]. Для ВКС и СТ выписываются уравнения теплопроводности, на границе раздела между слоями ставится условие достижения критического значения числа Ричардсона. Уравнения для расчета толщины ВКС и его температуры имеют вид:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = (1/h) \{ K - (Q_0 + Q_a) / [\rho C_p \Phi(h, V)] \};$$
(5.2)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (1/h) \left[(Q_0 + Q_a)/(\rho C_p) - e \Phi(h, V) \right];$$
 (5.3)

$$\Phi(h, V) = \alpha + \beta \exp\left(-0.8 \sqrt{\sin \varphi} h/V\right), \tag{5.4}$$

где K — коэффициент турбулентного обмена в CT; V — скорость ветра; ρ , C_p — плотность и теплоемкость морской воды соответственно; φ — широта; α , β , ε — размерные коэффициенты (α =0,7× ×10⁻³ °C/см, β =0,67 · 10⁻² °C/см).

Коэффициенты К и є определяются следующими зависимостями [47]:

$$K = 3.5 \cdot 10^{-3} V^{3};$$

$$\varepsilon = 4.5 \cdot 10^{-3} h^{2}.$$
(5.5)

Дрейфовая адвекция (Q_a) определяется на основе экмановских соотношений с использованием компонентов касательного напряжения ветра $\tau_{x, y}$

$$Q_a = [c_d/(2\omega\sin\phi)] (\tau_y \,\partial T/\partial x - \tau_x \,\partial T/\partial y), \tag{5.6}$$

где ω — угловая скорость; c_d — коэффициент трения ($c_d = 1.5 \times \times 10^{-3}$); ρ_a — плотность воздуха.

Краткосрочный прогноз T и h ВКС и градиента в слое скачка $(\partial T/\partial z|_h)$ в осенне-зимний период ($Q_0 \leq 0$) реализуется на основе модели, приведенной в работах [51, 52], в которой предложена диффузионная параметризация процессов конвективно-ветрового перемешивания в ДС. Для определения скорости вовлечения и турбулентного теплообмена на нижней границе ВКС используются гипотезы приближенного подобия Колмогорова (1942) и выводы теории размерностей [44].

Уравнения модели имеют следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (Q_0 + Q_a - K (\frac{\partial T}{\partial z})|_h) c_p \rho h; \tag{5.7}$$

$$\partial h/\partial t = (2K (\partial T/\partial z)|_h - Q_0/c_p \rho)/h (\partial T/\partial z)|_h; \qquad (5.8)$$

$$\partial T/\partial z|_{h} = \beta \exp\left(-0.8 \sqrt{\sin \varphi} h/V\right) - \lambda_{s} \left[Q_{0}/(c_{p} \rho) + \varepsilon h\right]/K + \gamma; \quad (5.9)$$

$$K = C\lambda_1(h_d - h)V + \kappa\lambda_2(g\alpha_T h | Q_0/(C_p \rho)|)^{1/3} + K_{\Phi}, \quad (5.10)$$

где

$$\lambda_{1} = \begin{cases} 1 & \text{при} \quad h_{d} > h \\ 0 & \text{при} \quad h_{d} \leqslant h \end{cases}$$
$$\lambda_{2} = \begin{cases} 1 & \text{при} \quad Q_{0} > 0 \\ 0 & \text{при} \quad Q_{0} \leqslant 0 \end{cases}$$
$$\lambda_{3} = \begin{cases} 1 & \text{при} \quad Q_{0} + \varepsilon h < 0 \\ 0 & \text{при} \quad Q_{0} + \varepsilon h \geqslant 0 \end{cases}$$

— единичные функции Хевисайда; K — эффективный коэффициент турбулентного теплообмена на уровне z=h; $h_d=2,8\times$ ×V/sin ϕ — глубина трения; $g\alpha_T$ — параметр плавучести; $\beta = 0.15$ °C/м, $\gamma = 0.01$ °C/м, $\varepsilon = 3 \cdot 10^{-6}$ °C/c, $K_{\Phi} = 0.2$ см²/с, $\varkappa = 0.03$ м, $c = 5 \cdot 10^{-7}$ — постоянные параметры. Уравнения модели расчета характеристик сезонного термоклина [12, 13] для весенне-летнего периода записываются в виде:

$$h \,\partial T/\partial t = Q_0/c_p \rho - \psi \left[(T - T_n)/(H - h) \right] \left[(\lambda \,\Delta h/2) \left(\partial h/\partial t \right) + K \right]; \quad (5.11)$$

$$[H - (H - h)\varphi'](\partial T/\partial t) + (T - T_{\mathbf{R}})(H - h)(\partial \varphi'/\partial t) = Q_{\theta}/(c_p \varrho); \quad (5.12)$$

$$\psi = [(H - h)/(T - T_{H})] [\tilde{l} \exp(-h/d + \mu \Phi(h))], \qquad (5.13)$$

где H — глубина нижней границы деятельного слоя; $T_{\rm H}$ — температура на нижней границе деятельного слоя; остальные обозначения прежние.

Входящие в уравнения (5.11)—(5.13) величины определяются следующим образом:

$$b = 3 / (2a_T \gamma_T C^3 l^2 g) \sqrt{M^2 / (Ca_b)},$$

где γ_T — число, обратное турбулентному числу Прандтля; α_T — коэффициент термического расширения воды; С — универсальная постоянная; l — масштаб турбулентности; g — ускорение свободного падения; α_b — константа, связывающая коэффициент турбулентной вязкости и аналогичный коэффициент для энергии турбулентности; d — характерная толщина диффузионного подслоя; M — поток турбулентной энергии от разрушения поверхностных волн.

Для М принимается следующая зависимость:

$$M = d (\rho_a / \rho) V^3; \quad \bar{\alpha} = 10^{-3}.$$

d и µ определяются так:

$$d = C^2 l \sqrt{1.5l_b}; \quad \mu = \tau_0^2 / (4 \alpha_T \gamma_T g K_0^2),$$

где τ_0 — тангенциальное напряжение ветра, нормированное на ρ ; $\tau_0 = (\rho_0/\rho) c_d V^2$, c_d — коэффициент трения.

Для определения K₀ используется эмпирическая зависимость от скорости ветра

$$K_0 = 4,3 \cdot 10^{-4} V^{-2}.$$

Функция $\Phi(h)$ имеет вид

$$\Phi(h) = 2/(\operatorname{ch} 2h/D + \cos 2h/D),$$

где D — глубина слоя трения; $D = \sqrt{2K_0/f}$, f — параметр Кориолиса.

Функция ф' входящая в уравнение (5.12), определяется следующим образом:

$$\varphi' = (\psi + 12)/20.$$

Профиль температуры в сезонном термоклине восстанавливается по формуле

$$T_z = T - (T - T_{\rm H}) \Theta, \qquad (5.14)$$

где

$$\Theta = \psi \xi + 3 (2 - \psi) \xi^{2} + (3\psi - 8) \xi^{3} + (3 - \psi) \xi^{4};$$

$$\xi = (Z - h)/(H - h).$$

Максимальный вертикальный градиент температуры в слое скачка определяется по зависимостям:

$$\Gamma_{\text{Marc}} = (T + T_{\text{H}})/(h - H) \Theta';$$

$$\Theta' = \psi + 6 (2 - \psi) \xi + 3 (3\psi - 8) \xi^{2} + (3 - \psi) \xi^{3};$$
(5.15)

глубина залегания максимального вертикального градиента может быть рассчитана по формуле

$$z_{\Gamma_{\text{MAKC}}} = h + \left[(Z - \psi)/(6 + 2\psi) \right] (H - h).$$
 (5.16)

5.1.2. Определение начальных и граничных условий в оперативном режиме

Для задания начального поля температуры воды на поверхности океана (ТПО) в узлах сетки с разрешением по пространству 2—5° могут быть использованы либо информация оперативного банка данных Росгидрометцентра, обрабатываемая на основе объективного анализа по схеме из работы [23]; либо факсимильные карты ТПО, передаваемые различными радиометцентрами (для Северной Атлантики — Галифакс, Нортвуд, Гамбург, Мадрид).

Начальное поле толщин ВКС задается по режимным данным, с корректировкой по судовым наблюдениям. В весенне-летний период значения ВКС могут быть рассчитаны по эмпирической формуле [46]

$$h = 1.53 V/\sin \varphi.$$
 (5.17)

В оперативном режиме наиболее доступной прогностической метеоинформацией являются поля приземного атмосферного давления. Для Северной Атлантики прогноз барических полей передается в факсимильном режиме с заблаговременностью 24, 48, 72, 96, 120, 144 ч (РМЦ Брекнслл, Норфолк).

Скорость ветра рассчитывается по прогностическим полям атмосферного давления на основе методики, описанной в работе [1]:

$$V \coloneqq [\sigma/(2\omega\rho_a \sin \varphi)] (\partial p/\partial n); \tag{5.18}$$

$$\gamma = \arctan\left[\frac{(\partial P/\partial x)}{(\partial P/\partial y)} \right] \pm \pi/2, \tag{5.19}$$

где σ — коэффициент перехода от скорости градиентного ветра к скорости ветра в приводном слое атмосферы (σ =0,5...0,8); *n* — направление нормали градиента давления; $\partial P/\partial n$, $\partial P/\partial x$, $\partial P/\partial y$ — модуль горизонтального градиента атмосферного давления и его компоненты по осям XY.

Расчеты тепловых потоков Q₀ проводятся по эмпирической формуле, предложенной в работе [47]:

$$Q_0 = 0,5Q_N (1 + \gamma^n), \tag{5.20}$$

где

$$\mathbf{\gamma} = \begin{cases} V/V_N & \text{при } Q_N \leqslant 0\\ V_N/V & \text{при } Q_N > 0; \end{cases}$$

20 Заказ № 133

 V_N — средние многолетние значения скорости Бетра; Q_N — средний многолетний тепловой поток на поверхности; n=3 при $Q_N \leq \leq 0$, n=2 при $Q_N > 0$.

Тепловые потоки, рассчитываемые по предлагаемой формуле, учитывают отклонения реального потока от среднего многолетнего в зависимости от скорости ветра.



Рис. 5.1. Блок-схема оперативного прогноза термических характеристик деятельного слоя океана.

Общая блок-схема прогноза приводится на рис. 5.1.

Массивы всех характеристик, необходимых для прогноза, набиваются на перфокарты в соответствующих форматах по столбцам сетки с севера на юг и с запада на восток. Для счета готовятся массивы следующих характеристик Q_N , V_N , h_0 , T_0 , P_{1-5} .

5.1.3. Пример прогноза

По модели (5.7)—(5.10) прогнозировалось изменение термической структуры ВКС Северной Атлантики на 16—20 августа 1986 г. (рис. 5.2). По обе стороны арктического антициклона (в центральной части акватории) существовали фронтальные разделы, вдоль которых смещались неглубокие циклоны. Отмечались довольно значительные барические градиенты, обусловливавшие скорость ветра 15—20 м/с в зонах действия циклонов. Изменения температуры ВКС за рассматриваемый период были весьма существенными: в зонах циклонов температура понизилась на 2—3 °С, в области высокого давления в условиях радиационного прогрева

температура повысилась на 1—2 °С. Поле прогностической изменчивости температуры воды приведено на рис. 5.3 и хорошо согласуется с фактическими ее изменениями. На рис. 5.4 а и 5.5 а показаны поля прогностических значений h и $\partial T/\partial Z|_h$ на 20 августа



Рис. 5.2. Приземные барические поля за 0 ч 16 (a) и 20 (б) августа 1986 г.

1986 г.; на рис. 5.46 и 5.56 приведены прогностические изменения этих характеристик за 16—20 августа 1986 г. В зонах действия циклонов с сильными ветрами толщина ВКС увеличивается на 5—8 м и обостряется градиент в слое скачка. В области высокого давления за счет прогрева наблюдается обратный процесс.

Выскажем некоторые соображения о применимости изложенных методов.

1. Не рекомендуется их применение в районах фронтальных зон, где, как правило, наблюдается нестандартное вертикальное распределение температуры в ДС (отсутствие ВКС, выход термоклина на поверхность, инверсии), и основные изменения темпера-



Рис. 5.3. Фактические (а) и прогностические, рассчитанные по модели (б) изменения температуры ВКС за 16—20 августа 1986 г.

туры воды в синоптическом масштабе связаны с процессами трансфронтального обмена, меандрированием струй основных течений, динамикой мезомасштабных вихрей.

2. Наиболее результативно методики работают при прохождении локализованных циклонов с сильными (10-20 м/с) штормовыми ветрами, которые обусловливают значительные изменения структуры ДС за короткий промежуток времени (3-5 сут). При слабых ветрах, когда короткопериодная изменчивость *T* и *h* ВКС незначительна, хорошую оправдываемость дает инерционный прогноз.



Рис. 5.4. Толщина ВКС 20 августа 1986 г., рассчитанная по модели (а), и прогностические изменения толщины ВКС за 16-20 августа 1986 г. (б).

5.2. Автоматизированные системы краткосрочного прогноза характеристик верхнего слоя океана

Краткосрочный прогноз термической структуры верхнего (несколько десятков метров) слоя океана имеет важное научное и практическое значение. Особый интерес представляют резкие изменения структуры, при которых температура поверхностного слоя может изменяться на несколько градусов за несколько суток. В открытом океане вдали от фронтальных зон и интенсивных течений такие изменения, как правило, обусловлены влиянием атмосферных процессов.



Рис. 5.5. Прогностическое поле вертикального граднента температуры в слое скачка на 20 августа 1986 г. (а), прогностические изменения градиента за 16—20 августа 1986 г. (б).

Штормовые ветры в зоне циклона вызывают охлаждение и увеличение его толщины; в малоградиентных барических образованиях при слабом ветре в условиях прогрева формируется многоступенчатая структура и температура поверхностного слоя океана быстро растет. Анализ спутниковых и судовых измерений в Саргассовом море [79] показывает, что области повышения температуры в результате дневного прогрева хорошо соответствуют конфигурации гребней высокого давления. Зафиксировано, что суточный прогрев может достигать 3,5 °С, повышение температуры более 1 °С охватывает акваторию около 300 000 км², более 2 °С — около 130 000 км².

Диагноз и прогноз таких явлений возможен только на основе автоматизированных прогностических комплексов, включающих в себя оперативную обработку на ЭВМ гидрометеорологической информации, поступающей по каналам глобальной системы телесвязи [45, 56, 72, 74]..

5.2.1. Система ВМФ США

うちんちんなななななないないという

たちからないの意思を見たいとないので、「ないない」の

いるとの言語で

В Центре численных прогнозов ВМФ США разработана оперативная система краткосрочного прогноза термической структуры. деятельного слоя океана [72, 74]. Система включает в себя ежесуточный трехмерный анализ температуры деятельного слоя в Северном полушарии. Каждый день анализируется до 1500 судовых наблюдений и 150 данных ХВТ. В результате анализа генерируются значения температуры воды на 17 горизонтах в слое 0-500 м на сетке с шагом 300 км. Из-за отсутствия регулярных. наблюдений за соленостью ниже квазиоднородного слоя в качестве начальных данных принимаются климатические значения. а для квазиоднородного слоя значение солености подбирается таким образом, чтобы стратификация была нейтральной. Прогнозструктуры на 1 сут рассматривается как поле первого приближения для анализа на следующий день.

В качестве модели деятельного слоя используется дифференциальная модель [75], но в перспективе возможно применение интегральной модели. При прогнозе учитывается адвекция количества теплоты дрейфовыми течениями. Граничные условия обеспечиваются прогнозом потоков тепла, влаги и импульса с дискретностью 6 ч по атмосферной модели, основанной на примитивных уравнениях. Прогноз составляется на 72 ч.

- Эксплуатация системы в течение четырех месяцев в 1982 г. показала, что прогнозы толщины ВКС на 24, 48 и 72 ч были лучшеинерционных [72]. Однако прогнозы температуры этого слоя оказались лучше инерционных только на 24 ч. На период 48 и 72 ч прогностические значения температуры превышали фактические. Возможное объяснение этому — завышение притока тепла к океану по атмосферной модели.

5.2.2. Система Росгидрометцентра

В Росгидрометцентре разработана автоматизированная система краткосрочного прогноза характеристик верхнего слоя океана [49], функционирующая на ЭВМ ЕС 1060. Информационное обеспечение системы основано на банке оперативных данных [29]. Система состоит из 3 блоков: объективного анализа температуры поверхности океана, прогноза потоков тепла и импульса от атмосферы к океану и модели верхнего слоя океана. Схема объективного анализа средней за 5 сут температуры поверхности океана, разработанная А. А. Зеленько, основана на весовой интерполяции данных наблюдений в узлы равномерной сетки с шагом 2,5°. Подробное описание схемы и результатов ее эксплуатации приводится в работах [23, 56].

Прогноз потоков тепла и импульса от атмосферы к океану осуществляется на основе прогноза на 5 сут приземного атмосферного давления, поступающего в банк данных в коде GRID из Брекнелла. Прогностические поля давления имеют дискретность 12 ч, шаг сетки 2,5°. На их основе по традиционным формулам рассчитываются скорость, направление и напряжение ветра, а по формуле (5.20) — поток тепла на поверхности океана.

Прогноз на 5 сут температуры и толщины ВКС производится с помощью интегральной модели (5.2)—(5.5). В теплую часть года для расчета толщины ВКС используется формула (5.17). В качестве начального поля температуры берутся результаты объективного анализа температуры поверхности океана. Система реализована для северо-восточной части Атлантики (45—60° с. ш.; 10—40° з. д.), наиболее хорошо освещенной данными наблюдений. Шаг расчетной сетки — 2,5°.

На рис. 5.6 представлены результаты прогноза на 24—28 июня 1987 г. Этот период интересен тем, что западная часть рассматриваемого района находилась под влиянием циклона, а для восточной было характерно малоградиентное барическое поле (см. рис. 5.6 а). Прогностические поля толщины и температуры ВКС отражают эти особенности атмосферных процессов. В зоне влияния циклона толщина ВКС по прогнозу достигает 30—40 м, в то время как в восточной части не превышает 20 м (см. рис. 5.6 б). Различны также прогностические изменения температуры ВКС: охлаждение в западной части и прогрев в восточной (см. рис. 5.6 б). Максимальное понижение температуры, согласно прогнозу, составило 1 °С, а повышение — 1,4 °С. Для сравнения отметим, что фактическое понижение температуры на океанской станции «С», оказавшейся под влиянием циклона, составило 1,2 °С (рис. 5.7).

Оценивая качество всех составленных в 1985—1988 гг. прогнозов, можно резюмировать, что получить заметного выигрыша, по сравнению с инерционным прогнозом, не удается. Аналогичные результаты приводятся в работах [56, 72], там же проанализированы причины погрешностей прогноза. Основной из них является высокий уровень «шума» в начальных и контрольных полях температуры поверхности океана, полученных с помощью объективного анализа. Один из путей преодоления этих трудностей состоит, по-видимому, в замене традиционного объективного анализа на четырехмерный, когда прогноз температуры воды на следующие сутки используется как основа для объективного анализа и усвоения новой информации. Создание такой непрерывной технологической линии анализ — прогноз — анализ позволит повысить успешность краткосрочных прогнозов [72, 74].



Вместе с тем эффективность работы прогностической системы можно оценить по результатам прогнозов в аномальных условиях, в данном случае при резких изменениях температуры воды. Во-первых, как уже отмечалось, такие изменения представляют собой какбольший интерес и, во-вторых, они по значению превосходят погрешности задания начального поля температуры. В связи с этим для летних месяцев 1985—1987 гг. были отобраны синоптические ситуации, характеризующиеся интенсификацией атмосферных процессов в рассматриваемом районе. В табл. 5.1 приведены типы атмосферных образований (Ц — циклон, Ац — антициклон), под влиянием которых находился район, и значения давления на первой от центра вихря замкнутой изобаре.

Таблица 5.1

| Карактеристики | атмосферных | к процесс | сов и | прогно | стических | изменений |
|----------------|-------------|-----------|-------|--------|-----------|-----------|
| температу | ры воды в С | еверной | Атлан | тике в | 1985-198 | 7 гг. |

| Temnopu | JP | · · · · · | | · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | | |
|--|--------------|-----------------------|--------------------|---|-----------------|--------------------------|
| Дата | Тяп вихря | Дав- ление, гПа | ∆T _{Make} | ∆7 <i>C</i> °C | ∆ <i>T</i> L °C | ∆ <i>T</i> R °C |
| 4—8 июня 1985 г. 19—23 июня | Ац Ц | 1035 9 8 5 | 2,6 _0,9 | 2,4 (1,2) | 0,7 (0,8) | -0,6(-0,7) |
| 1985 г. 24—28 вюня 1985 г | Ац | 1030 | 2,5 | 0,9 (1,4) | _ | 0,7 (0,7) |
| 4-8 июля 1985 г. 9-13 июля 1985 г. | Ац Ац | 1030 1030 1025 | 2,3 2,3 0,8 | 0,9(1,3) 0.8(0.8) | 0,7 (0,6) | $0,5 (0,5) \\ 1,8 (1,2)$ |
| 11—15 августа 1986 г. 21—25 августа | Ац | 1020 | 0,7 | 0,7 (0,9) | — | - |
| 1986 г. 6—10 июня 1987 г. 16—20 июня | Ац Ц | 1030 990 | 1,3 1,3 | $\begin{array}{c} 0,9 \ (2,0) \\ -0,7 \ (-0,5) \end{array}$ | 0,4 (0,4) | |
| 1987 г. 24—28 июня 1987 г | ц | 985 | -1,0 | -0,6 (-1,2) | _ ` | — |
| 1967 г. 11—15 июля 1987 г. | ц | 980 | -0,7 | -0,5 (-0,5) | - | — |
| 16—20 июля 1987 г. | Ац | 1025 | 1,1 | 0,6 (0,5) | 0,8 (1,1) | _ |
| 19—23 июля 1987 г. | Ац | 1030 | | 0,4(1,9) | | - |
| 21—25 июля 1987 г. | Ац | 1035 | 1,1 | 0,7 (1,7) | v,o (v,4) | . |

Изменчивость температуры поверхностного слоя океана в эти периоды оценивалась по данным судов погоды, с которых поступала наиболее надежная и регулярная (4 раза в сутки) информация. На рассматриваемой акватории расположены суда погоды С (52°45′ с. ш.; 35°30′ з. д.), L (57° с. ш.; 20° з. д.) и R (47° с. ш.; 17° з. д.) (в 1987 г. информация с точки R не поступала). В табл. 5.1 также приведены максимальные прогностические изменения температуры поверхностного слоя океана в зоне атмосферного образования ($\Delta T_{\text{макс}}$), прогностические изменения в узлах сетки, ближайших к судам погоды ($\Delta T_{C}, \Delta T_{L}, \Delta T_{R}$), И фактические изменения температуры на судах погоды (в скобках). Прочерки означают, что судно находилось вне зоны влияния атмосферного образования или, что информация OTCVTCTвует,

Из данных табл. 5.1 видно, что во всех случаях правильно предсказан знак изменения температуры. В большинстве случаев удовлетворительно спрогнозировано и значение изменения, хотя встречаются и довольно большие расхождения. При среднем абсолютном значении фактического изменения температуры за 5 сут в точке *C*, равной 1,2 °C, средняя погрешность прогноза составила 0,5 °С, соответствующие значения на точке L 0,6 и 0,2 °С, на точке R 0,8 и 0,2 °С.

Несмотря на условность подобного сравнения, оно показывает, что с помощью прогностической системы можно предсказывать перестройку температурного поля поверхностного слоя океана под влиянием интенсивного атмосферного воздействия. Ее дальнейшее развитие должно заключаться прежде всего в изменении процедуры анализа исходного поля температуры, а также в усовершенствовании задания потоков тепла и импульса от атмосферы к океану и в уточнении модели верхнего слоя океана. Аналогичная система разработана в Росгидрометцентре и для Норвежского моря [50].

5.3. Физико-статистические методы краткосрочного прогноза температуры воды

В краткосрочном прогнозе характернстик деятельного слоя океана велика роль метеорологического прогноза. Однако для открытых районов морей и океанов прогнозы некоторых метеорологических элементов (облачность, влажность воздуха и т. д.) не составляются. Поэтому разработано достаточно много прогностических методов элементов гидрологического режима, где метеорологический прогноз не используется. Эти методы основаны на запаздывании в изменениях гидрологических элементов по сравнению с метеорологическими и в них используется аппарат корреляционных связей.

5.3.1. Прогноз распределения температуры воды по вертикали

Прогноз вертикального распределения температуры воды в деятельном слое является одной из самых важных проблем термики океана. Уже упоминалось об отсутствии надежного прогноза метеоэлементов в приводном слое атмосферы. Кроме того, большие Трудности связаны с адекватным описанием механизма перераспределения тепла в океане, особенно на границе между верхним квааноднородным слоем и сезонным термоклином. Поэтому для расчета вертикального профиля температуры разрабатывались различные косвенные методы. Примером статистического подхода к данной проблеме может служить метод, разработанный в Росгндрометцентре Н. А. Белинским, М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой [10].

Для количественного описания профиля температуры берутся следующие параметры (рис. 5.8):

1) средняя температура деятельного слоя Т;

2) сумма положительных отклонений от средней температуры $\Sigma (+\Delta T);$

- 3) температура поверхностного слоя T₀;
- 4) температура на нижней границе деятельного слоя Т.

Распределение температуры по вертикали описывается следующим выражением:

$$T_z = T + \Delta T_0 \exp\left[-b \left(z - 1\right)^n\right] + \Delta T_u \exp\left[-d \left(H - z\right)^m\right], \quad (5.21)$$

где z — вертикальная координата, отсчитываемая от поверхности океана (z=1); ΔT_0 , $\Delta T_{\rm H}$ — отклонение от средней температуры слоя на поверхности и на нижней границе деятельного слоя соот-



Рис. 5.8. Параметры кривой распределения температуры воды по вертикали: T_0 — температура воды на поверхности, $T_{\rm H}$ — на нижней границе слоя, \overline{T} — средняя температура слоя, Σ (+ ΔT) — сумма положительных от-

клонений температуры от Т.

ветственно, b, d, m, n — эмпирические параметры.

т и *n* характеризуют отличие температурного профиля от экспоненты и определяются по номограмме с входными параметрами $\sum (+\Delta T)/\Delta T_0$ и $\Delta T_{\rm st}/\Delta T_0$.

Таким образом, зная характеристики T_0 , T, $T_{\rm H}$, $\sum (\pm \Delta T)$, можно рассчитать кривую вертикального распределения температуры. Естественно, что для прогноза этой кривой нужен прогноз указанных характеристик. Предполагается, что изменения температуры обусловлены в основном тепловым потоком на поверхности океана и адвекцией тепла течениями.

Изменения \overline{T} и $\sum (+\Delta T)$ за счет потока тепла Q определяются при помощи выражений $\sum Q/(c_p \rho H)$ и $\sum Q/(c_p \rho \Delta z)$, где Δz — расстояние между соседними горизонтами.

Полагаем, что изменения этих характеристик за счет адвективных факторов можно определить

путем множественной корреляции с полем атмосферного давления. При аналитическом представлении полей атмосферного давления с помощью математических рядов задача прогноза сводится к отысканию уравнений вида:

$$T_{aAB} = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_n A_{ij} + c_1;$$

$$\sum (+\Delta T)_{aAB} = l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_n A_{ij} + c_2; \quad (5.22)$$

$$T_{B} = m_1 A_{00} + m_2 A_{i0} + m_3 A_{01} + \dots + m_n A_{ij} + c_3,$$

где A_{1j} — коэффициенты ряда; k, l, m — коэффициенты регрессии; c_1 , c_2 , c_3 — свободные члены.

Вычисления показали, что оптимальная заблаговременность прогноза температуры воды по заданному полю атмосферного давления составляет 36 ч. Расчет изменения температуры поверхностного слоя производнтся по формуле из работы [67]

$$\Delta T_{0} = \left[kQ_{s} - \sum (-Q)/c_{p} \rho \right] / (0,5\lambda) + bA_{ij}, \qquad (5.23)$$

где Q_s — поглощенная солнечная радиация; $\sum (-Q)$ — потери тепла через поверхность; λ — длина ветровой волны; A_{ij} — коэффициенты разложения поля атмосферного давления; k, b — коэффициенты.

Уравнения (5.22), (5.23) дают возможность прогнозировать значения T_0 , $T_{\rm N}$, T и \sum (+ ΔT) с заблаговременностью 36 ч. Затем по формуле (5.21) восстанавливаются значения температуры на каждом горизонте, т. е. дается прогноз вертикального распределения температуры в деятельном слое океана.

5.3.2. Прогноз температуры поверхностного слоя океана с забязговременностью 5—10 сут

Метод прогноза средней 5-суточной температуры воды в теплую часть года с заблаговременностью 5—10 сут, разработанный в Росгидрометцентре Л. И. Скриптуновой [60], основан на учете потоков тепла через поверхность океана и адвекции тепла течениями. Суммарный поток тепла через поверхность рассчитывается по упрощенной формуле [62]. Учет адвекции производится косвенным образом с помощью характеристик поля атмосферного давления.

Поля температуры воды, атмосферного давления и потока тепла представляются аналитически с помощью разложения в ряды по естественным составляющим:

$$T = \sum B_{if}^{T} x_{i}^{T} y_{f}^{T};$$

$$P = \sum B_{if}^{P} x_{i}^{P} y_{f}^{P};$$

$$\sum Q = \sum B_{if}^{Q} x_{i}^{Q} y_{f}^{Q};$$

(5.24)

где B_{ij} — коэффициенты разложения; x_i , y_j — естественные составляющие; индексы T, P, Q относятся соответственно к температуре воды, атмосферному давлению и потоку тепла.

При таком способе представления полей прогноз температуры воды сводится к прогнозу коэффициентов разложения поля *T*. В качестве предикторов служат коэффициенты разложения полей *P* и *Q*.

Поскольку в настоящее время прогноз потоков тепла через поверхность океана не составляется, то производится экстраполяция ΣQ на период заблаговременности прогноза. Под ΣQ здесь подразумевается суммарный по времени поток тепла от начала теплонакопления (условно 1 мая) до момента составления прогноза.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения поля температуры находятся способом множественной корреляции. Для учета тепловой инерции океана в число предикторов входит предшествующее поле температуры воды

$$B_{il_{k}}^{T} = f(\sum B_{il_{k}}^{P}, \sum B_{il_{k}}^{Q}, B_{il_{k}}^{T}), \qquad (5.25)$$

где *п* — номер пятидневки, на которую составляется прогноз; *k* — номер пятидневки, за которую берется исходная информация.

Для нахождения прогностических уравнений важно правильно разделить океан на районы с примерно однородными гидрометео-



рологическими условиями. При этом учитывается положение гидрологических фронтов, особенности в распределении облачности и т. д. Районы, выделенные в северных частях Атлантического и Тихого океанов, приведены на рис. 5.9.

Количество переменных (B_{ij}^{Q}, B_{ij}^{P}) в уравнениях для прогноза B_{ij}^{T} в разных районах различное и колеблется от 4 до 8. В каче-

Рис. 5.9. Районы в Атлантическом (а) и Тихом (б) океанах, в которых задано поле температуры воды.

стве примера приведем уравнение для расчета B_{01}^{T} в северном районе Атлантического океана:

$$B_{01}^{T} = 0,22B_{10}^{P} + 0,09B_{01}^{P} + 0,61B_{11}^{P} - 3,06B_{02}^{P} + 2,23B_{21}^{P} + 0,15\sum Q + 0,42B_{01_{Hay}}^{T} + C_{0I}.$$
(5.26)

При составлении прогноза рекомендуется следующая последовательность: 1) построить 5-суточные карты распределения температуры воды и воздуха, облачности и атмосферного давления; 2) рассчитать по формуле, согласно данным работы [62], поток тепла через поверхность; 3) найти коэффициенты разложения полей T_Q , P, $\sum Q$; 4) подставить полученные значения B_{ij}^P , B_{ij}^Q в прогностические уравнения вида (5.25); 5) по рассчитанным коэффициентам B_{ij}^T восстановить поле температуры.

Средняя обеспеченность метода составляет 80 %. Наибольшие погрешности характерны для районов интенсивных течений. Поэтому М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой для этих районов был разработан способ прогноза температуры воды с учетом глубины ветрового перемешивания и адвекции тепла течениями.

Изменения температуры воды определяются на основе выражения

$$\partial T/\partial t = Q/(c\rho h) + u \,\partial T/\partial x + v \,\partial T/\partial y, \qquad (5.27)$$

где h — толщина верхнего однородного слоя, вычисленная по методу, приведенному в работе [1], как функция высоты ветровых волн, u, v — скорости дрейфовых течений, рассчитываемые по методике из работы [32].

Градиенты температуры снимаются с 5-суточных карт распределения температуры воды. Одновременный учет потоков тепла через поверхность, глубины волнового перемешивания и адвекции тепла течениями позволяет составлять прогноз температуры воды по фактическим данным с заблаговременностью 5 сут.

5.4. Эмпирические методы расчета характеристик деятельного слоя

В основе эмпирических методов лежат попытки связать характеристики деятельного слоя с внешними параметрами (скоростью ветра, притоком тепла от Солнца и т. д.). Одними из первых такую попытку предприняли Д. Россби и Р. Монтгомери [77], которые рассмотрели однородный слой, образуемый турбулентным ветровым перемешиванием. Толщина однородного слоя *h* определялась ими как функция скорости ветра V и параметра Кориолиса

$$h = \gamma V / \sin \varphi, \qquad (5.28)$$

где у — размерная константа; φ — широта; h — в метрах, V — в м/с. Зависимость h только от скорости ветра по данным океанической станции погоды РАРА в Тихом океане была получена в работе [80]:

для утренних часов
$$h = 0, 2 + 1,92V$$
;
для дневных часов $h = -4, 3 + 2,15V$; (5.29)
в течение суток $h = -2, 3 + 2,06V$.

Более сложные зависимости были получены Б. Н. Филюшкиным [63]:

— для станции РАРА

2,

$$h = 0.395 V^{1,30} / \left[(Q_s / |\beta|)^{0,15} \Omega^{0,85} \right];$$
(5.30)

- для станции TANGO

$$h = 0,364 V_*^{1,15} / [(Q_s / |\beta|)^{0,19} \Omega^{0,81}], \qquad (5.31)$$

йде V_{*} — динамическая скорость; Q_s — поток тепла на поверхности океана; β — параметр плавучести; Ω — параметр Кориолиса.

Разнообразные эмпирические формулы приводятся в моногра-Фиях Р. Джеймса [20], Т. Левасту и И. Хела [35]. Для расчета глубины конвективного перемешивания Джеймсом была предложена формула

$$h_f^2 = h_0^2 + 2Q_s / (c_{\rho} \rho \,\Delta T), \qquad (5.32)$$

где h_0 и h_f — глубина однородного слоя в начале и конце расчетного периода; c_p — удельная теплоемкость воды; ρ — плотность воды; ΔT — градиент температуры на глубине, до которой происходит перемешивание.

Глубину ветрового перемешивания Джеймс предлагал рассчитывать по формуле

$$h = (K_1 / \Delta T) \left[1 - \exp(-K_2 \Delta T M_w) \right], \tag{5.33}$$

где K_1 и K_2 — константы; ΔT — градиент температуры в наиболее близком к поверхности термоклине; M_w — фактор ветрового перемешивания, определяемый по номограмме как функция скорости ветра, продолжительности его действия и длины разгона.

Левасту была предложена формула для расчета изменения глубины конвективного перемешивания Δh

$$\Delta h = \Delta T_s / (T_s (12) - T_{200}), \tag{5.34}$$

где ΔT_s — изменение поверхностной температуры за последние 12 ч; $T_s(12)$ — температура поверхности океана за 12 ч до момента расчета; T_{200} — температура на глубине 200 м.

Сходные по структуре формулы предложены З. К. Абузяровым [1, 2]:

для глубины конвективного перемешивания

$$h = f(T_0 - T_n),$$

где T_0 и T_n — поверхностная температура в момент максимального теплонакопления и в момент составления прогноза соответственно; — для глубины ветрового перемешивания

$$h = 0,26h_b + c, \tag{5.35}$$

где h_b — высота ветровых воли.

Практический метод прогноза характеристик конвективного перемешивания, основанный на схеме Н. Н. Зубова, был разработан Г. Н. Милейко [43]. В его основе лежит предположение, что в процессе конвекции определенному значению температуры воды на поверхности соответствует определенная глубина конвективного перемешивания h, и это соответствие для данного района от года к году не меняется.

Для северных частей Атлантического и Тихого океанов были рассчитаны средние многолетние глубины конвективного перемешивания для интервалов понижения поверхностной температуры в 1 °C от максимальных до минимальных значений. Изменение температуры воды рассчитывалось по формуле

$$\Delta T_{w} = f(\Delta Q/h),$$

где ΔQ — потери тепла за расчетный период, определяемые по эмпирической формуле Я. А. Тютнева [62], как функция разности температур воды и воздуха.

Температура воздуха берется из метеорологического прогноза. Наиболее полные схемы расчета характеристик конвективного перемешивания разработаны Ю. П. Дорониным [21].

5.5. Долгосрочный гидродинамический прогноз температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя океана

Создание методов долгосрочного прогноза температуры воды в океане на базе гидродинамических моделей связано со значительными трудностями, основными среди которых являются отсутствие надежного долгосрочного метеорологического прогноза и необходимость учета адвективных факторов. Одним из первых это направление начал развивать Дж. Адем. Им был разработан метод прогноза средней месячной аномалии температуры поверхностного слоя океана на основе термодинамической модели [71]. Модель описывает балано тепла в верхнем слое океана (до глубины 50—100 м), верхнем слое суши и в 10-километровом слое атмосферы. Уравнение для температуры верхнего слоя океана учитывает приток тепла нз атмосферы, адвективные факторы и горизонтальное турбулентное перемешивание.

Испытывалось несколько вариантов модели: с учетом только горизонтального перемешивания, с учетом только притока тепла из атмосферы, с учетом горизонтального и вертикального переноса тепла в океане. Оценка по знаку прогнозируемой аномалии температуры воды показала, что этот метод, по сравнению с климатическим прогнозом, лучше. Наилучший результат дал первый вариант модели.

Выделение в середине 60-х годов XX столетия важнейшего элемента вертикальной структуры деятельного слоя океана — верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) —в качестве самостоятельного объекта послужило началом бурного развития численного моделирования его эволюции. В последующие годы было создано несколько десятков моделей ВКС, однако лишь очень немногие из них были доведены до стадии метода прогноза. В Росгидрометцентре на основе модели Калацкого был разработан и внедрен в оперативную практику метод долгосрочного прогноза температуры и толщины ВКС в северных частях Атлантического и Тихого океанов [25, 45]. Основные уравнения модели описаны в разд. 5.1, при этом коэффициенты турбулентного обмена принимались постоянными и не зависящими от внешних условий.

Поток тепла через поверхность океана рассчитывался по приближенной формуле из работы [62].

Модель Калацкого не учитывает адвекцию тепла течениями. Привлечение модели крупномасштабной циркуляции здесь вряд ли целесообразно, поскольку это сильно усложняет задачу, и. кроме того, эти модели дают довольно схематичные результаты. Для учета адвективного переноса тепла предложен способ, который представляет собой сочетание гидродинамического и статистического подходов [27].

Суть его состоит в следующем. На основе описанной выше модели рассчитываются в течение ряда лет средние месячные распределения температуры воды на какой-либо акватории. Абсолютные погрешности таких расчетов осредняются во времени, и по-



Рис. 5.10. Среднее распределение адвективных поправок (°С) за летние месяцы 1976—1978 гг.

лученное среднее статистическое распределение погрешностей используется в дальнейшем при составлении прогнозов как поле адвективных поправок (поскольку наибольшие погрешности сконцентрированы в зонах с сильной адвекцией). Приведенное на рис. 5.10 распределение адвективных поправок отражает влияние интенсивных течений (Гольфстрим, Лабрадорское) на термический режим верхнего слоя океана в западных районах Северной Атлантики. Аналогичное распределение было получено для северной части Тихого океана.

Прогноз пространственного распределения толщины и температуры квазиоднородного слоя в северных частях Атлантического и Тихого океанов производится на сетке с шагом по широте 2,5° и по долготе 5,0°. Прогнозирование может осуществляться в теплую часть года (май—сентябрь), поскольку теоретические представления, положенные в основу использованной для прогноза гидродинамической модели, соответствуют теплой части года, когда квазиоднородный слой располагается в пределах экмановского слоя трения, и плотностная конвекция не является доминирующим процессом в верхних слоях океана.

Исходные уравнения интегрируются численно методом Эйлера с шагом во времени 1 сут.

Прогнозируется изменение полей *h* и *T* в течение полутора месяцев: например, с 15 мая по 30 июня, с 15 июня по 30 июля и т. д. Оправдываемость прогнозов рассчитывается на основе сравнения прогностических и фактических средних месячных полей температуры воды на поверхности океана.

Для задания начального распределения толщины квазиоднородного слоя океана при составлении прогноза, например, с 15 мая по 30 июня берется среднее многолетнее поле *h* в мае, полученное на основании обработки большого количества наблюдений [34]. В дальнейшем в качестве начального распределения используется прогностическое поле на 11-е—15-е число соответствующего месяца. Например, при составлении прогноза с 15 июня по 30 июля в качестве начального распределения прогностическое поле *h* на 11--15 июня из предыдущего прогноза.

Для задания начального распределения температуры воды берутся средние 5-суточные карты поверхностной температуры воды в Северной Атлантике, составляемые в отделе морских прогнозов Росгидрометцентра. Так, для прогноза с 15 мая по 30 июня используется распределение T 11—15 мая, для прогноза с 15 июня по 30 июля — распределение T 11—15 июня и т. д.

В качестве граничных условий применяются прогностические поля средних месячных аномалий температуры воздуха, которые составляются по методу аналогов в отделе месячных прогнозов Росгидрометцентра. В каждом прогнозе *h* и *T* используются два прогноза температуры воздуха. Например, в прогнозе с 15 мая по 30 июня берутся прогнозы температуры воздуха на май и июнь, в прогнозе с 15 июня по 20 июля — прогнозы температуры воздуха на июнь и июль и т. д. Прогностическое значение температуры воздуха получается сложением среднего многолетнего значения для данного месяца и прогностической аномалии. В прогнозах также используются средние месячные (климатические) поля скорости ветра, полученные на основании данных атласов [7, 8].

В качестве примера рассмотрим прогноз полей толщины и температуры однородного слоя в Северной Атлантике в августе 1976 г. В качестве начального поля толщины однородного слоя было взято прогностическое распределение значения *h* на 11— 15 июля 1976 г. За начальное поле температуры бралось распределение *T* 11—15 июля 1976 г. В качестве граничных условий использовались прогностические значения температуры воздуха в июле и августе 1976 г. и средние многолетние поля скорости ветра в июле и августе.

На рис. 5.11 приведена абсолютная погрешность прогноза Tв августе 1976 г. ($\Delta = T_{\phi} - T_{\pi}$). При допустимой погрешности



Рис. 5.11. Абсолютная погрепиность (°С) прогноза температуры однородного слоя в августе 1976 г.



Рис. 5.12. Прогностическое (цифры на линиях) и фактическое (цифры у точек) распределение значений h (м) на разрезе по 36° с. ш. в августе 1976 г.

1 °С обеспеченность прогноза составляет 73 % (при этом обеспеченность прогноза температуры воздуха была 72 %, обеспеченность прогноза T_{π} по норме 66 %).

На рис. 5.12 изображено прогностическое и фактическое распределения значений *h* на разрезе по 36° с. ш. (данные получены в XIII рейсе нисп Георгий Ушаков). Наибольшие отличия отмечаются в западной части разреза в зоне Гольфстрима, где *h*, по данным наблюдений, имеет очень сложное распределение.

Дальнейшее совершенотвование метода долгосрочного гидродинамического прогноза должно заключаться в создании системы непрерывного усвоения данных о состоянии океана и атмосферы, детализации задания граничных условий и уточнении модели верхнего слоя океана, например, путем учета влияния осадков и испарения [33].

5.6. Физико-статистические методы долгосрочного прогноза температуры воды

Физико-статистические методы долгосрочного прогноза температуры воды основаны на учете динамического и теплового воздействия атмосферы на океан. В основе многих работ лежат гипотезы Н. А. Белинского о том, что на температуру воды в какомлибо районе влияет атмосферная циркуляция над значительно большим районом, и о преобладающем влиянии зимних процессов на температурный режим океана. В качестве характеристики атмосферной циркуляции Н. А. Белинский предложил использовать индексы, отражающие интенсивность циклонической и антициклонической деятельности (индексы Белинского). Им был разработан метод прогноза температуры воды в теплую часть года для восьми квадратов Смеда в Северной Атлантике [9]. В качестве предикторов использовались индексы Белинского за холодный сеуон над Северной Атлантикой и температура воздуха над Южной Гренландией.

Аналогичный подход при разработке метода прогноза температуры воды в Баренцевом море использовал А. И. Каракаш [28], где предикторами были значения индекса Белинского над Севервой Атлантикой и Баренцевым морем и температура воздуха на Шпицбергене. Для прогноза температуры воды в Японском море В. Ф. Шапкина [65] использовала разложение индексов Белинского в ряды по полиномам Чебышева.

В работах М. Г. Глаголевой [16—18] широко использовалось разложение полей в ряды по естественным составляющим, причем рассматривались средние месячные аномалии гидрометеоэлементов. Предполагалось, что аномалии температуры воды формируются под воздействием аномального теплообмена океана и атмосферы, показателем которого является аномалия температуры воздуха и адвекции тепла течениями, которая косвенно характеризуется аномалией атмосферного давления. В первых работах естественные составляющие аномалий температуры воды и воздуха находились по данным океанских станций погоды в Северной Атлантике.

$$\Delta T_{w} = \sum B_{i}^{w} Z_{i}^{w};$$

$$\Delta T_{a} = \sum B_{i}^{a} Z_{i}^{a}.$$
(5.36)

где B_i^w , B_i^a — коэффициенты разложения полей аномалии температуры воды ΔT_w и воздуха ΔT_a ; Z_i^w , Z_i^a — соответствующие естественные составляющие.



^Dис. 5.13. Фактическое (а) и прогностическое (б) распределение средней месячной аномалии температуры воды в январе 1988 г.

Естественные составляющие поля аномалии атмосферного давления рассчитывались по 32 точкам, расположенным над северной частью Атлантического океана и Северной Америкой. Погностические уравнения находились методом множественной корреляции для коэффициентов разложения поля аномалии температуры воды в теплый сезон года

$$B_{i_n}^{\Delta T_w} = \sum a_j B_{l_{(XII-1II)}}^{\Delta T_a} + \sum b_k B_{k_{(n-2)}}^{\Delta P} + c_j B_{i_{(n-2)}}^{\Delta T_w} + d_i. \quad (5.37)$$

где n — номер месяца; a_j , b_k , c_i , d_i — коэффициенты уравнения регрессии; $B_k^{\Delta P}$ — коэффициенты разложения поля аномалии атмосферного давления.

В дальнейшем для более полного представления поля температуры воды в Северной Атлантике естественные составляющие рассчитывались по 48 точкам [19] (рис. 5.13). Кроме того, в рассмотрение была введена важная характеристика, влияющая на теплообмен океана с атмосферой, — облачность. Поля облачности, полученные по данным искусственных спутников Земли, также раскладывались в ряды по естественных составляющим. Коэффициенты разложения полей облачности использовались в качестве аргументов в прогностических уравнениях типа (5.37). Испытания метода, проведенные в 1987—1989 гг., показали среднюю оправдываемость около 80 %, что на 5—8 % выше оправдываемости климатического и инерционного прогнозов.

Для составления прогнозов температуры воды с большой заблаговременностью в ряде случаев целесообразно применять динамико-статистический метод, разработанный Ю. М. Алехиным [4, 5]. Этот метод основан на внутренних закономерностях изменений какого-либо элемента во времени без учета внешних воздействий. Задача прогноза сводится к экстраполяции временного ряда путем решения системы линейных равенств

$$q_{\tau+(m-1)} = k_{m_1}q_{\tau-1} + k_{m_2}q_{\tau-2} + \dots + k_{m_n}q_{\tau-n} = \sum_{Q=1}^n k_m(\Theta) q(\tau - \Theta),$$
(5.38)

где $q_{\tau-1}$, $q_{\tau-n}$ — члены временно́го ряда; $q_{\tau+(m+1)}$ — прогнозируемое эначение с заблаговременностью m; k_m — коэффициенты экстраполяции; n — длина ряда.

Использование уравнений (5.38) для прогноза сводится к нахождению оптимальной длины ряда и коэффициентов экстраполяции, которые находятся с помощью корреляционной функции исследуемого ряда:

$$R(\Theta) = \sum q(\tau) q(\tau - \theta)/(n\sigma^2), \qquad (5.39)$$

где σ² — дисперсия ряда.

Динамико-статистический метод использовался для прогноза средней месячной, сезонной и годовой температуры воды в Северной Атлантике [59].

В основе метода сверхдолгосрочного прогноза температуры воды лежит гипотеза о влиянии гелиогеофизических факторов на гидрометеорологические процессы. Это направление получило развитие в работах И. В. Максимова, Н. П. Смирнова и др. Гармонический анализ позволил выделить в многолетних рядах наблюнический за температурой воды 6—7, 11 и 18—19-летние циклы. 6—7-летний период обусловлен колебаниями оси вращения Земли, 11-летний период связан с солнечной активностью, 18—19-летний с долгопериодным лунно-солнечным приливом. На основе учета этих периодичностей был разработан компонентно-гармонический метод прогноза температуры воды [41].

5.7. Адаптивный регрессионный метод прогноза декадной температуры воды в Тихом океане

Прогностические исследования по термике океана, основанные на статистических закономерностях, выполняются в двух вариан-

прогноз будущего по известному прошлому процесса;

прогноз процесса по факторам, его определяющим.

Решение первой прогностической задачи сводится к отысканию функции оптимального экстраполирования по автокорреляционной функции процесса — это так называемый динамико-стохастический метод прогноза [4], а также его разновидность — метод многомерной авторегрессии [53, 55].

Выбор физически наиболее обоснованных факторов, формирующих флюктуационные особенности температуры океана, и определение формулы зависимости между прогнозируемой температурой и влияющими факторами — основной этап в разработке методов второго направления.

5.7.1. Сбор, обработка и оценка качества исходной информации

Надежность любого метода прогноза и дальнейшее его применение в оперативной работе во многом зависит от качества и количества натурных данных. В связи с этим совершенствование апробированного метода прогноза поля ТПО в северо-западной части Тихого океана [38] требует надежной информационной основы.

В качестве такой информации использовались декадные карты температуры поверхности океана (ТПО) Японского метеорологического агентства (ЯМА). Для построения карт обобщались данные за декаду, полученные с торговых, научно-исследовательских и рыболовных судов [70].

Качество данных контролируется с помощью климатического анализа, путем сравнения с результатами судовых наблюдений. Затем данные осредняются в пределах квадрата 1°×1°.

Для подготовки декадных карт ТПО в ЯМА также используется информация с геостационарного метеорологического спутника ХИМАВАРИ (место расположения над экватором на 14° в. д.). Декадная карта, построенная по данным судовых, буйковых и ИК-измерений освещает район 0—53° с. ш.; 115—180° в. д. (рис. 5.14).

Оценка точности декадных карт, проведенная на основе статистического сравнения температуры воды по данным автономных буев и значений, снятых с факсимильных карт, показала, что среднее значение расхождений составило 0,12 °C, среднее абсолютное значение — 0,42 °C, среднее квадратическое отклонение расхождений — 0,51 °C. Вероятность непревышения погрешности факсимильной карты в 1 °C составляет 95 %, а весь диапазон погрешностей варьирует в пределах $\pm 1,5$ °C.

Небольшие погрешности факсимильных декадных карт, нормальный характер распределения погрешностей позволяют сделать заключение об удовлетворительном качестве этих карт.

Последующая обработка декадных полей проводилась с использованием устройства ввода графической информации (УВГИ— БЕНСОН) в комплексе с устройствами подготовки данных на МЛ (УПД ЕС-9004). Технологическая схема обработки декадных карт изложена в работе [15] (рис. 5.15). Основные моменты данной схемы заключаются в следующем: на магнитную ленту (МЛ) с помощью клавиатуры записывается название карты, далее в полуавтомати-



Рис. 5.14. Распределение температуры воды на поверхности 21-30 ноября 1983 г.

ческом режиме с карты, закрепленной на графическом планшете УВГИ, снимаются и записываются на МЛ реперные точки, за которые приняты узлы 10-градусной координатной сетки, после чего записывается номинал изотермы и последовательность характерных точек в системе координат графического планшета. Использование подобной, так называемой графической формы представления карт в изолиниях на внешних носителях (ВН), предполагает числовое кодирование непосредственно формы изолинии, а не значений температуры в узлах регулярной сетки, как это принято при традиционной обработке картографической информации.

Наиболее очевидными преимущества хранения информации на ВН в виде координат изолиний (изотерм) становятся при формировании массивов данных на разномасштабных сетках, поскольку



Рис. 5.15. Технологическая схема обработки декадных карт температуры воды.

- Y.
эдесь появляется возможность трансформировать в автоматизированном режиме масштаб сетки и, что особенно важно, уменьшать пространственную дискретность снимаемой с карты информации по любых разумных пределов.

Записанные таким образом изолинии с декадных карт хранятся на архивных МЛ. Для последующей работы с ними на магнитных дисках ЭВМ организуется база данных в виде файла прямого доступа, в который загружается информация заданных декадных карт.

5.7.2. Изменчивость температуры воды в зоне субарктического фронта в Тихом океане

В результате статистического анализа внутригодовых и межгодовых колебаний ТПО в зоне субарктического фронта северо-западной части Тихого океана обнаружились существенные различия в структуре пространственно-временных взаимосвязей.

В пределах акватории, для которой разрабатывался метод прогноза, выделялись районы, различающиеся по характеру тепловой аномальности и спектрально-корреляционному составу температурных колебаний.

Анализ внутрирядных связей проводился по отдельным выборкам декадных значений температуры воды в узлах регулярной • сетки. Приведенные на рис. 5.16 поля междекадных взаимосвязей ТПО рассчитаны по 25-летнему архиву декадных данных ТПО; сдвиг автокорреляционной функции рассчитан с шагом назад. Заштрихованы зоны с уровнем связи ниже значимого ($r_{\rm sn} = 0,40$). Преемственность в межгодовых колебаниях ТПО наиболее выражена для зимнего и осеннего сезона, причем с увеличением сдвига уровень связи, как правило, падает. Для летнего сезона число вначимых связей межгодовых колебаний ТПО для сдвига 2—3 декады варьирует в пределах 20 %, т. е. на основной акватории колебания ТПО статистически не связаны.

На рис. 5.17 представлен временной ход коэффициента корреляции между соседними декадами, рассчитанного по осредненным во всему исследуемому району аномалиям ТПО за 1964—1987 гг.

Тесные связи (при сдвиге 1 декада) отмечаются в осенние и вимние месяцы (октябрь—март) и летом (июль—август) (см. рис. 5.17 а). В то же время длина связей, уровень которых не иже 0,6, наибольшая в феврале — марте, начале августа, а также в ноябре—декабре и превышает три декады (см. рис. 5.17 б). Это естественно обобщенная по пространству картина характера внутренней взаимосвязи температурных колебаний. В отдельных точках поля она может несколько отличаться от интегральной: в частности, для северных районов акватории высокий уровень корреляции при сдвиге 3 декады отмечен только для зимы и весны; в летний и осенний период его значение не достигало уровня значимости.



Рис. 5.16. Зоны сильных (1) и слабых (2) временных корреляционных связей в поле ТПО в зимний (февраль) (а), весенний (май) (б), летний (август) (в) и осенний (ноябрь) (г) сезоны.

5.7.3. Модель авторегрессии

Наличие внутрирядной связи в декадных значениях температуры, т. е. наличие некоторой определенности последующих значений ТПО по отношению к предшествующим, позволяет осуществить ее прогнозирование с заблаговременностью, равной или превышающей 1 декаду.

Численная реализация прогноза на основе авторегрессионной математической модели сводится к решению линейного равенства





Рис. 5.17. Временной ход коэффициента корреляции между соседними декадами (a) и протяженность корреляционных связей с уровнем $\tau \ge 0.6$ (b).

где X' — рассчитанное значение элемента (аномалия ТПО) для заданной декады; X'_i — аномалия ТПО за предшествующие декады; n — оптимальный период связи (порядок модели); a_i — коэффициенты обратной связи, определяемые по известным значениям X' н X'_i

В соответствии с методом наименьших квадратов для определения коэффициентов $a_i = a_j$ имеем следующую систему нормальных уравнений [11]:

$$\sum_{i=1}^{n} c_{ij} a_{j} = b_{i} \quad (t = 1, 2, \ldots, n);$$
 (5.41)

или в развернутом виде:

$$a_{1}c_{11} + a_{2}c_{12} + \ldots + a_{n}c_{n} = b_{1};$$

$$a_{1}c_{21} + a_{2}c_{22} + \ldots + a_{n}c_{2n} = b_{2};$$

$$a_{1}c_{n1} + a_{2}c_{n2} + \ldots + a_{n}c_{nn} = b_{n}.$$

(5.42)

Здесь

$$c_{if} = (1/N) \sum_{k=1}^{N} x'_{ik} x'_{jk};$$

$$b_i = (1/N) \sum_{k=1}^{N} x'_{\phi \kappa} x'_{ik},$$

333

где $x'_{\phi\kappa}$ — фактическое значение аномалии x'_k по данным выборки из N случаев; x'_{ik} — аномалия элемента за предшествующие декады.

Система нормальных уравнений (5.41)—(5.42) может быть записана в матричной форме

$$c_x = b, \tag{5.43}$$

где $C(C_{ij})$ — квадратная матрица:

$$C_{ij} = \begin{vmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1n} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ C_{n1} & C_{n2} & \dots & C_{nn} \end{vmatrix};$$
(5.44)

x и b — матрицы-столбцы:

$$x_{j} = \begin{vmatrix} a_{1} \\ a_{2} \\ \vdots \\ a_{n} \end{vmatrix}; \quad b_{i} = \begin{vmatrix} b_{1} \\ b_{2} \\ \vdots \\ b_{n} \end{vmatrix}.$$
(5.45)

Решив систему (5.41) и получив коэффициенты a_j , можно рассчитать ряд значений [11], характеризующих точность полученного уравнения авторегрессии — точность аппроксимации исходного ряда:

--- стандартная погрешность

$$S = \sqrt{\left[\frac{1}{(N-n)}\right] \left(\sum_{k=1}^{N} x'_{\phi \kappa} - \sum_{j=1}^{n} a_{j} r_{j}\right)};$$
 (5.46)

- относительная погрешность

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \boldsymbol{S} / \boldsymbol{\sigma}_{\boldsymbol{\Phi}}; \tag{5.47}$$

- множественный коэффициент корреляции

$$R = \sqrt{1 - S^2 / \sigma_{\Phi}^2}, \qquad (5.48)$$

где

$$\sigma_{\phi} = \sqrt{\left[1/(N-1)\right] \sum_{k=1}^{N} x_{\phi k}^{\prime 2}}; \qquad (5.49)$$

среднее квадратическое значение переменной x'_в

Для статистически надежного уравнения регрессии необходимо выполнение условия $N \gg n$. Вводя безразмерные переменные, путем нормировки исходных рядов относительно средних квадратических значений, можно решить уравнение (5.41) относительно автокорреляционных функций исследуемых выборок:

$$\begin{split} \tilde{X}'_{ik} &= x'_{ik}/\sigma_i; \quad \sigma_i = \sqrt{\left[1/(N-1)\right] \sum_{k=1}^N {X'_{ik}}^2}; \\ \tilde{X}'_{\phi \kappa} &= X'_{\phi \kappa}/\sigma_{\phi}, \end{split}$$

где σ_i — среднее квадратическое значение X'_{ik} .

Тогда уравнение авторегрессии запишем в виде

$$\widetilde{X}_{k} = \sum_{i=1}^{n} a_{i} \widetilde{X}_{ik}$$
(5.50)

и вместо системы нормальных уравнений (5.41) получим $(a_i = a_j)$:

$$\sum_{j=1}^{n} r_{ij} \tilde{a}_{i} = r_{i} \quad (i = 1, 2, ..., n),$$
 (5.51)

или в развернутом виде:

$$\tilde{a}_{1}r_{11} + \tilde{a}_{2}r_{12} + \ldots + \tilde{a}_{n}r_{1n} = r_{1};
\tilde{a}_{1}r_{21} + \tilde{a}_{2}r_{22} + \ldots + \tilde{a}_{n}r_{2n} = r_{2};
\tilde{a}_{1}r_{n1} + \tilde{a}_{2}r_{n2} + \ldots + \tilde{a}_{n}r_{nn} = r_{n},$$
(5.52)

「たかかいののおいいののない」というがあったの

$$\mathbf{r}_{ij} = (1/N) \sum_{k=1}^{N} \widetilde{X}'_{ik} \widetilde{X}'_{jk} = [1/(\sigma_j \sigma_i)] c_{ij};$$

$$\mathbf{r}_i = (1/N) \sum_{k=1}^{N} \widetilde{X}'_{\phi \kappa} \widetilde{X}_{ik} = [1/(\sigma_{\phi} \sigma_i)] b_i.$$

 r_{ij} и r_i представляют собой нормированные автокорреляционные функции, характеризующие уровень связи между декадами (при $i=j r_{ij}=1$ — связь синхронная).

Прогноз, основанный на экстраполяционных методах, перспективен, когда имеется относительно простая спектральная структура процессов и их значительная инерция, а также предполагается, что исследуемые процессы являются стационарными и эргодическими.

Расчет будущих значений ТПО на основе уравнения авторегрессии представляет собой определенный интерес в связи с тем, что метод весьма прост в реализации, требует информацию лишь о самом прогнозируемом процессе, нетрудоемок, что важно при его оперативной эксплуатации. Перспективность и оправданность его применения исследовалась и доказывалась неоднократно; на ряде примеров показано [37], что наилучшую оценку ТПО можно дать по предшествующим значениям ряда, учитывая тот факт, что в моделях многомерной регрессии инерционные особенности ТПО входят в число наиболее информативных предикторов.

いったいない 大きをないのうちい シー

Метод прогноза ТПО с малой заблаговременностью (до 3 декад), основанный на принципах авторегрессионного моделирования вариационных рядов, был реализован для условий субарктического фронта северо-западной части Тихого океана.

В качестве исходной информации использовались декадные карты ТПО Японского метеорологического агентства.

Основным средством анализа была выбрана статистическая прогностическая модель. Численная реализация прогнозирования TПО с заблаговременностью 1, 2 и 3 декады основывалась на построении линейной многомерной авторегрессионной схемы. Ряды температурных колебаний представлялись в виде суммы двух слагаемых: среднего многолетнего хода декадной ТПО и аномалий TПО, которые представлялись в виде процесса авторегрессии. Аномалии декадных значений ТПО рассчитывались как разница между значением температуры в конкретную декаду и средним многолетним значением для этой же декады. Временные ряды были сформированы в виде межгодового хода АТПО для каждой из 36 декад в каждой точке поля. Для учета нестационарности колебаний аномалий температуры поверхности океана (АТПО) реализован адаптивный принцип регрессионного прогнозирования.

В основе этого принципа, также как и использованного ранее в физико-статистической модели прогноза поля ТПО [38], лежат определенные требования к объему и структуре исходных реализаций: ограниченные по длине выборки данных должны иметь свойства обучающихся последовательностей. Их структура не остается неизменной, так как последовательность постоянно обновляется и «впитывает» информацию новую 0 прогнозируемом процессе. Обучаясь на каждом шаге прогноза, корректируя параметры экстраполяционного многочлена (5.40), адаптивная прогностическая модель авторегрессии несет в себе меньшую неопределенность и априорную вероятность грубых промахов, по сравнению с консервативной моделью (не наделенной свойствами адаптации) или моделью, основанной на авторегрессии по рядам исходных значений ТПО.

При формировании выборки исходных данных учитывалась общность особенностей в колебаниях ТПО в пределах одного сезона, при этом в одну временную последовательность объединялись несколько декад для одного сезона конкретного ряда с аналогичными декадами следующего года и т. д.

Как правило, ряды формировались из 4—6 последовательных декад, что при длине архива 25 лет (с 1964 по 1988 г.) даст объем выборки 100—130 членов. Такая последовательность отвечает требованиям адаптивного прогнозирования: при данной последовательности модель достаточно быстро реагирует на вновь поступающие «сигналы», параметры ее остаются статистически достоверными и значимыми при варьировании параметрами моделей авторегрессии в довольно широком диапазоне. Для определения оптимального периода обратной связи (или порядка модели) использовался метод пробной модели, т. е. выполнялось прогнозирование при последовательно увеличивающихся значениях порядка модели и в качестве оптимального выбиралось то значение, при котором точность прогнозирования оказывалась наибольшей.

Многочисленные статистические эксперименты показали, что информационное насыщение наблюдалось при значении порядка модели равна трем; дальнейшее наращивание мерности векторапредикторов, как правило, не только не улучшало показатели качества прогнозирования, но зачастую приводили к негативным результатам в оценках предсказания ТПО.

Разработанная модель дает возможность осуществлять прогнозирование с заблаговременностью 1, 2 и 3 декады. В экстраноляционном многочлене (5.40) первый факторный признак (определяющий фактор из предыстории) имеет сдвиг по отношению к дате прогноза, равный заблаговременности прогноза. Число остальных признаков соответствует параметру модели, также как и количество ординат корреляционной функции (начиная со сдвига, равного заблаговременности прогноза), необходимых для решения системы (5.51). В общем виде блок-схема прогноза представлена на рис. 5.18, где в блоке «Управляющие данные» введены следующие обозначения:

- н к даты начала и конца выборки предиктанта;
 - м номера точек поля;
 - т заблаговременность прогноза;
 - *п* порядок модели;
 - d дата прогноза;
 - *р* номера декад.

Формирование выборок предиктанта осуществляется в соответствии с вводимыми управляющими данными. Прогнозирование может производиться для отдельных точек м и для всего поля в целом. Параметр р указывает на номера декад, которые необходимо отобрать в пределах сезона для формирования исходной выборки предиктанта. Матрица предикторов формируется исходя из значений параметров n, т, p. При этом временная последовательность первого предиктора будет сдвинута назад относительно предиктанта на т декад, а последнего на т+п декад. В соответствии с этим будут изменены номера декад, привлекающихся для формирования матрицы предикторов. В качестве альтернативных рассчитываются тривиальные прогнозы: климатические и инерционные. На этапе диагностических оценок авторегрессионной и альтернативной моделей выбирается метод прогноза с наилучшими рценками: стандартного отклонения, эффективности и модуля порешности. Этот метод и будет участвовать в качестве базовой рогностической модели для предвычисления ТПО в конкретной очке поля. После восстановления прогностического поля рассчиываются средние по полю погрешности и оправдываемость пронозов ТПО каждым из указанных методов: инерционным, климатическим, авторегрессионным, альтернативным (или комбинированным).

В комбинированном методе результирующее прогностическое поле представляет собой совокупность значений ТПО в узлах об-



Рис. 5.18. Блок схема прогноза декадных полей ТПО и АТПО.

ласти, рассчитанных одним из трех методов. Причем выбор метода в каждом узле осуществляется в результате экспертной оценки (по параметру эффективности) на конкурсной основе в автоматизированном режиме.

Результаты подобной экспертизы в каждой точке поля показали, что при заблаговременности 1 декада выбор авторегрессионного метода осуществляется в 81 % случаев, климатического в 11 % и инерционного — в 8 % случаев. Для заблаговременности 2 декады эти оценки составили 66, 31 и 3 % и для заблаговременности 3 декады — 52, 46 и 2 % соответственно. Таким образом, с ростом заблаговременности конкурентоспособность авторегрессионного метода уменьшается, но тем не менее и для заблаговременности З декады для зимнего периода в больщинстве точек поля предпочтение отдается именно этому методу; этот результат явился отражением внутренней структуры взаимосвязей в колебаниях ТПО, анализ которой изложен в разд. 5.7.2. (см. рис. 5.16, 5.17).

| Смысл виден: ес данного р гнозы име мости при модели. В'табл онных) пи | ком ли ј айон ают і авлен авлен . 5.2- | юин резула высс ать 5.7 | ирон льта ли с жие кан 7 пр и л | занн ты езон и с сие-, ивед | ой экс: на и табі либо цены три | альт прес инери альн о м и оце ивиа. | ерна с-ан цион ые р атем енки | ализа ализа ные и резуль матиче матиче метод | й с: по ли таті ески циче ерші | хемн казь клил ы, то е п ских ионн | ы пр ивак мати о не прог к (ан | огне от, ч чесн т не чост зтор и к | оза оче нто для кие про собходи чические егресси лимати |
|---|--|-------------------------------------|---|--|---|--|--|--|--|--|---|--|---|
| Олрав; | дывае | Moct | ь про | огно з ; | •рл | Юдл | IA 38(| благовр | емен | ности | 91д | т. Т. | юлица 5. 1, % |
| Модель врогноза | . 1 | ι. | 111 | ıv | v | v 1 | VII | VIII | IX | x | XI | XII | Среднее за год |
| Метод Инерция Климат Альтеона- | 85 66 59 83 | 79 83 56 76 | 86 85 32 87 | 86 82 48 86 | 59 51 70 69 | 83 58 69 83 | 80 66 59 80 | 83 25 56 76 | 83 85 58 83 | 75 63 62 73 | 89 73 56 87 | 83 79 52 83 | 81 68 57 81 |

Абсолютные погрешности прогнозов ТПО для заблаговременности 1 декада, °С

| Модель врогнова | I | II | III | IV | v | ٧I | VII | VIII | іх | x | хı | хп | Среднее за год |
|---|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Метод Инерция Климат Альтерна- тива | 0,8 1,1 1,2 0,8 | 0,8 0,8 1,3 0,9 | 0,9 0,8 2,0 0,8 | 0,7 0,9 1,6 0,9 | 1,2 1,5 1,2 1,1 | 0,9 1,4 1,3 1,0 | 0,9 1,3 1,4 0,9 | 0,8 2,0 1,3 0,8 | 0,8 0,7 1,2 0,8 | 0,8 1,0 1,0 0,7 | 0,6 1,0 1,3 0,7 | 1,0 1,1 1,4 1,0 | 0,9 1,1 1,3 0,9 |

Таблица 5.4

Оправдываемость прогнозов ТПО для заблаговременности 2 декады, %

| Модель прогноза | 1 | u | n | ŧv | v | VI | VIL | V111 | ıх | x | XI | X11 | Среднее за год |
|--|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| Четод Инерция Анмат автерна- ава | 78 42 59 79 | 69 61 56 69 | 78 68 32 76 | 86 69 48 78 | 54 17 70 68 | 85 45 69 79 | 82 44 59 82 | 85 85 56 82 | 79 79 58 62 | 59 15 62 62 | 68 27 56 69 | 65 35 52 68 | 74 42 57 73 |

Таблица 5.5

Абсолютные погрешности прогнозов ТПО для заблаговременности 2 декады, °С

| Модель прогноза | 1 | IJ | III | ıv | v | VI | VII | VIII | IX | x | хі | хп | Среднее за год |
|---|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Метод Инерция Климат Альтерна- тива | 0,9 1,7 1,2 0,9 | 1,1 1,4 1,3 1,1 | 1,0 1,1 2,0 1,0 | 0,8 1,3 1,6 0,9 | 1,4 2,4 1,2 1,1 | 1,0 1,9 1,3 1,1 | 0,9 1,9 1,4 0,9 | 0,7 2,7 1,3 0,8 | 0,8 0,7 1,2 1,1 | 1,0 2,0 1,0 0,9 | 1,1 2,2 1,3 1,1 | 1,1 1,9 1,4 1,1 | 1,0 1,8 1,3 1,0 |

Таблица 5.6

Оправдываемость прогнозов ТПО для заблаговременности 3 декады, %

| Модель прогноза | I | II | 111 | IV | v | VI | VII | VIII | IX | x | хı | XII | Среднее за год |
|---|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|----------------------|------------------------------|
| Метод Инерция Климат Альтерна- тива | 76 31 59 76 | 62 30 56 61 | 63 51 32 62 | 86 76 48 77 | 54 17 70 66 | 78 21 69 70 | 77 24 59 75 | 72 0 56 73 | 70 31 58 62 | 62 8 62 66 | 38 1 56 48 | 68 17 52 66 | 6 7 26 57 67 |

Таблица 5.7

Абсолютные погрешности прогнозов ТПО для заблаговременности 3 декады, °С

| Модель прогноза | I | 11 | III | 1 V | v | VI | VII | VIII | ıх | x | XI | XII | Среднее за год |
|---|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Метод Инерция Климат Альтерна- тива | 1,0 2,0 1,2 1,0 | 1,1 2,2 1,3 1,1 | 1,2 1,6 2,0 1,2 | 0,8 1,2 1,6 0,9 | 1,4 2,7 1,2 1,2 | 1,1 2,9 1,3 1,2 | 1,1 2,8 1,4 1,1 | 0,8 4,3 1,3 0,9 | 0,9 1,8 1,2 1,1 | 1,1 2,6 1,0 1,0 | 1,8 4,3 1,3 1,6 | 1,1 2,9 1,4 1,1 | 1,1 2,6 1,3 1,1 |

ческого. Здесь же даны результаты прогнозов альтернативным (комбинированным) методом.

Прогнозы составлены на историческом материале (за 1986 г.). Общее количество составленных прогнозов равно 852 для заблаговременности 1, 2 и 3 декады соответственно. Суммарное число оцененных прогнозов для трех заблаговременностей составило 2556.

Оценки оправдываемости прогнозов проводились в соответствии с «Наставлением по службе прогнозов», разд. 3, ч. III, 1982 г.

Учитывая, что исходная информация обладает некоторой неточностью (см. разд. 5.7.1), в диапазон допустимых погрешностей прогнозов должно войти значение этой погрешности, т. е.

$$\Delta_{\mathrm{gon}} \leq 0,674 \, (\sigma_{\mathrm{r}} + \delta_k),$$

где σ_{τ} — изменчивость температуры на интервале заблаговременности; δ_k — погрешность исходной информации (при 95 %-м уровне вероятности погрешности декадных карт ТПО Японского метеоагентства не превышают значения ± 1 °C).

Разработанный метод прогноза ТПО отличается детализацией, преимущества его перед инерционным методом наиболее ощутимы при заблаговременности 2 и 3 декады — 32 и 41 % соответственно, для 1 декады — 14 %; перед климатическим методом выигрыш адаптивного авторегрессионного прогнозирования составил 24, 17 и 10 % (для заблаговременности 1, 2 и 3 декады соответственно).

Для северо-западной части Тихого океана не существует надежных методов прогнозов ТПО с заблаговременностью 2 и 3 декады. Прогнозы Японского метеорологического агентства (ЯМА) с заблаговременностью 1 декада, выпускаемые с 1986 г., имеют тот же порядок погрешностей: по литературным источникам [78] средняя погрешность прогнозов с заблаговременностью 1 декада, по методу ЯМА за 1983—1984 гг., составила 1,1 °С, причем в летние месяцы ее значение возрастало и равнялось 1,5—1,8 °С.

Метод прогноза с использованием адаптивной линейной многомерной авторегрессионной модели разработан для ЭВМ ЕС-1061. На обработку исходной информации — декадных карт ТПО и ввод ее в ЭВМ требуется около 1 ч, затраты машинного времени составляют около 5 мин.

5.8. Долгосрочный прогноз аномалии температуры поверхностного слоя северо-западной части Тихого океана

Традиционно применяемые физико-статистические методы прогнозирования полей аномалий температуры поверхностного слоя (ATHO) различной заблаковременности, в том числе и долгосрочные, как известно, не удовлетворяют потребителей [6], что определяется невыполнением базовых предположений о статистической структуре гидрометеорологических процессов. В основном проблемы сводятся к слабой обоснованности гипотезы о стационарности процессов, а также к существованию явления их мультиколлинеарности, что значительно сужает сферу применения статистических методов.

Вместе с тем создание в последнее время архивов температуры полей АТПО достаточно большого объема позволяет использовать для разработки способов прогноза широко применяемый в метеорологии метод аналогов, который относится к непараметрическим статистическим методам и снимает многие присущие им ограничения [42, 54, 58]. Суть его сводится к следующему: если в некотором районе в течение определенного промежутка времени наблюдается гидрометеорологический процесс, аналогичный наблюдаемому в прошлом (в том же районе и, примерно, в те же календарные сроки), то текущий процесс в течение некоторого времени в будущем будет развиваться сходным образом [54]. Эта гипотеза привлекает внимание своей кажущейся простотой и физической очевидностью, позволяя автоматически учесть все линейные и нелинейные связи системы суша—океан—атмосфера [58]. Применение метода аналогов для прогноза температуры поверхности океана не получило распространения потому, что имеет свои особенности, определяемые как динамическими различиями процессов, развивающихся в океане и атмосфере, так и степенью освещенности данными наблюдений.

Для решения поставленного вопроса необходима информация о температурных полях с дискретностью во времени, исключающей случайные колебания, что обычно достигается осреднением данных на различных временных интервалах. Существует несколько архивов температуры поверхностного слоя северо-западной части Тихого океана, различающихся по объему, пространственному и временному разрешению и степени освещенности изучаемой акватории [40]. По мнению многих исследователей [36, 68], для рассмотрения крупномасштабных колебаний температуры океана в качестве начального периода осреднения можно принять интервал 1 месяц. Пространственная дискретность должна быть при этом такой, чтобы исключались мелкомасштабные возмущения. Такое условие для района, соизмеримого с размерами океана, соблюдается, по мнению авторов, изложенному в работах [36, 68], при дискретности 500-800 км. На наш взгляд, для такого сложного и изменчивого района, как северо-западная часть Тихого океана, необходима дискретность 200-300 км.

Этим требованиям отвечает архив средних месячных температур поверхностного слоя северо-западной части Тихого океана, который ведется в ДВНИГМИ с 1967 г. Данные представляют собой значения срочных судовых наблюдений за температурой поверхностного слоя океана, осредненных за месяц по 54 2,5-градусным трапециям. Архив включает в себя информацию с 1967 по 1989 г. и содержит 263 месячные карты, описывающие акваторию северозападной части Тихого океана в области 30—50° с. ш.; 140— 160° в. д.

При изучении вопросов о причинах формирования АТПО, особенно для разработки способов их прогнозирования, необходимо рассматривать и учитывать в схемах прогноза комплекс процессов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Существует много различных характеристик интенсивности такого взаимодействия, включающих в себя не только различные индексы и типы атмосферной циркуляции, но и некоторые ее энергетические оценки, основанные на расчетах завихренности атмосферных полей, интенсивности циркумполярного вихря и т. п.

Межгодовая изменчивость пространственного положения планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) широко используется в качестве характеристики крупномасштабной циркуляции атмосферы, в ряде работ показана существенная взаимообусловленность ее с процессами формирования АТПО [39, 73, 76]. Это послужило основанием для использования в данном руководстве информации о динамике пространственного положения ПВФЗ в процедуре выбора года аналога полей АТПО. Предполагается, что аналогичным полям АТПО должна соответствовать сходная динамика пространственного положения ПВФЗ.

Архив ПВФЗ представляет собой данные о широте пересечения оси ПВФЗ поочередно с каждым меридианом, кратным десяти, начиная с 90° и кончая 180° в. д. Для характеристики положения ПВФЗ использовалась центральная изогипса на поверхности H_{500} , определяемая по методологии, предложенной в работе [64], а значения осевых изогипс ПВФЗ умеренных широт для каждого месяца позаимствованны в работе [30]. Исходный архив данных о среднем месячном положении ПВФЗ получен простым осреднением ежедневных данных о положении осевых изогипс, которые в свою очередь рассчитаны на основе суточного архива H_{500} за 1967—1989 гг.

Из вычислительных алгоритмов, применяемых в методе аналогов, наиболее распространенными являются различные модификации кластерного анализа, основанные на процедурах, автоматической классификации. В принципе, любой алгоритм классификации состоит из двух основных шагов: расчет матрицы мер сходства (расстояний) объектов и пошаговое построение классов, причем пошаговое построение классов возможно одним из двух методов иерархическая восходящая или нисходящая классификация. На практике восходящие методы приводят к лучшим результатам [14, 22, 42, 57].

В данной работе применяется быстродействующий алгоритм иерархической восходящей классификации, особенностью которого является не только значительная экономия памяти, но и уменьшение необходимого числа сравнений между элементами матрицы мер сходства (расстояний), что достигается исключением из рассмотрения тех расстояний между объектами, которые не влияют на результаты вычислений.

Одной из сложных проблем создания методов прогноза по аналогии полей гидрометеорологических элементов является учет динамики процесса, что резко увеличивает размерность исходных массивов. Очевидный способ обойти эту сложность — сократить размерность исходного массива данных и попытаться учесть динамику процесса через преобразования полей. В настоящей работе для сокращения размерности массивов используется представление гидрометеорологических полей в виде естественных ортогональных функций, так называемая структурная компрессия данных.

При этом информация о динамике гидрометеорологического элемента во времени представлена в виде суммы весовых коэффициентов разложения за заданный промежуток времени. Сходными периодами в развитии гидрометеорологического процесса считается достижение минимума расстояния между набором весовых коэффициентов.

Данный подход реализован на примере разработки метода протноза по аналогии полей АТПО для различных сезонов года. Учитывалась динамика полей АТПО за четыре предшествующих прогнозу месяца.

На рис. 5.19 представлена блок-схема прогноза АТПО. Комплекс программ реализован для ЭВМ типа ЕС-1061 и ПЭВМ типа IBM PC-AT/XT. Практическая схема прогноза полей АТПО включает в себя следующие основные этапы.



Рис. 5.19. Блок-схема прогноза средних месячных полей АТПО.

1. Формирование матрицы исходных данных, представляющих собой информацию о развитии АТПО за период, равный четырем месяцам, предшествующим прогнозу. Согласно многим исследованиям [18, 39, 40, 68], этот период является характерным временным масштабом формирования и эволюции АТПО на межгодовом интервале изменчивости.

2. Компрессия матрицы исходных данных путем расчета естественных ортогональных функций (е. о. ф.) полей АТПО. Данное преобразование позволяет резко сократить размерность исходной матрицы и перейти к анализу временных коэффициентов разложения, полное совпадение которых в разные моменты времени свидетельствует о полном сходстве соответствующих полей АТПО. Другой особенностью этого преобразования является то, что в процессе подбора года-аналога фактически сравниваются поля АТПО не только по конфигурации изотерм, но и по их уровню.

3. Формирование матрицы временных коэффициентов е. о. ф., описывающих 90 % дисперсии полей АТПО, и выделение столбца временных коэффициентов е. о. ф. полей АТПО за период, предшествующий прогнозу, в отдельный массив.

4. Иерархическая классификация матрицы временных коэффициентов е. о. ф. эволюции полей АТПО. При этом данные об эволюции полей АТПО за некоторый период, предшествующий прогнозу, в расчетную схему не включаются. Результатом этой процедуры является выделение в архиве данных сходных по условиям развития АТПО периодов. Так, например, в случае прогноза поля АТПО на июнь при заблаговременности 1 месяц, месяцем, предшествующим прогнозу будет апрель, а в результате работы программного комплекса будут классифицироваться поля АТПО с января по апрель каждого года, исключая последний год, в котором дается прогноз.

「古書にていていた」となっていたので、「「「「

5. Отнесение полей АТПО за период, предшествующий прогнозу к аналогу. В результате работы программного комплекса на этом этапе осуществляется автоматизированный подбор года-аналога по тенденциям развития АТПО северо-западной части Тихого океана за четыре предшествующих прогнозу месяца.

6. Согласование года-аналога и исходного года по характеру эволюции пространственного положения ПВФЗ за предшествующий прогнозу период. Согласование осуществляется путем сравнения результатов классификации полей АТПО и идентичной классификации данных о пространственном положении ПВФЗ.

7. Расчет прогностических значений поля АТПО. В программном комплексе предусмотрены различные способы расчета прогностических полей.

Описанный выше программный комплекс испытывался в реальных условиях. Прогноз полей АТПО при нулевой и месячной заблаговременности рассчитывался с июня 1988 г. по май 1989 г., что позволило определить не только оценки качества прогнозирования в целом, но и их зависимость от сезона года. Качество разработанного метода оценивалось по следующим общепринятым в гидрометеорологии критериям [18, 58]. Прежде всего в каждой точке поля находилась средняя абсолютная погрешность для каждого месяца прогноза по формуле

$$\Delta t_j = (1/N) \sum_{i=1}^N |t_{\Phi_j} - t_{\varpi_j}|,$$

где t_{Φ_j} — фактическое поле АТПО; $t_{\pi p_j}$ — прогностическое поле АТПО; i, N — количество прогнозов; j — точки поля.

Согласно наставлениям и руководству по оценке качества долгосрочных прогнозов погоды, в том числе и температуры воды, эти погрешности прогноза сравниваются с некоторым допустимым критерием, в качестве которого рассматривается значение среднего квадратического отклонения гидрометеорологической характеристики от нормы

$$\sigma_{ij}^{k} = \sqrt{\sum_{p=1}^{l} (\Delta t_{i,i,j} - \Delta \bar{t}_{ij})^{2}/(l-1)},$$

где i — месяцы года; j — точки поля; $p = \overline{1, l}$ — годы.

Другим допустимым критерием для определения качества методических прогнозов является средняя квадратическая изменчивость гидрометеорологической характеристики на интервале заблаговременности



Рис. 5.20. Поля средних абсолютных (a) и стандартных (б) погрешностей гноза (a) (критерий оправдываемости — изменчивость Заблаговременность прогноза: где $\Delta t_{l, i-\tau, j}$ — изменения АТПО на интервале заблаговременности прогноза т в *j*-й точке; $\Delta \bar{t}_{i-\tau, j}$ — климатическое значение изменения АТПО на интервале заблаговременности.

Как следует из этих формул, допустимые критерии зависят от сезона года, что затрудняет оценку метода прогноза в целом, так как для каждого прогностического поля будет свое поле допустимых погрешностей, а стандартная погрешность прогноза, вычисляемая как интегральная характеристика, мало показательна. Поэтому для оценки точности прогноза определялись поля средних квадратических отклонений АТПО и поля их изменчивости на интервале заблаговременности для каждого месяца, которые затем сравнивались с каждым конкретным полем погрешностей прогноза. Прогноз считался оправдавшимся, если отношение погрешностей



9гноза АТПО, а также поле средней оправдываемости методического проинтервале заблаговременности). с вулевая, 11 — 1 месяц.



Рис. 5.20. Поля средних абсолютных (a) и стандартных (б) погрешностей прогноза АТПО, а также поле средней оправдываемости методического прогноза (в) (критерий оправдываемости — изменчивость на интервале заблаговременности).

Забдаговременность прогноза: I — нулевая, II — 1 месяц.

прогноза к стандартному отклонению или изменчивости на интервале заблаговременности не превышало единицы.

Из рис. 5.20 а и б видно, что малые погрешности прогноза соответствуют малоадвективным областям на юго-востоке и северо-востоке района и колеблются от 0,4 до 0,7 °С. Уровень погрешностей в зоне пространственной миграции субарктического фронта Куросио, как и ожидалось, наибольший, что определяется значительной межгодовой изменчивостью интенсивности всей системы циркуляции вод Куросио. Причем, анализ абсолютных погрешностей по сезонам года показывает устойчивость этой зоны в про-

348

Оправдываемость методических прогнозов на независимом материале 1988—1989 гг. (критерий оправдываемости — изменчивость на интервале заблаговременности), %

| Заблаговре- | _ | | | 1988 г. | | | 1989 r. | | | | | |
|----------------------|--|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---|----------------------|
| менность прогноза | ٧ſ | VII | VIII | ιх | x | XI | хп | I | II | 111 | τv | v |
| Нулевая 1 месяц | $\begin{array}{r} 61\\ \overline{51}\\ 63\\ \overline{52} \end{array}$ | 57 56 82 76 | 85 74 69 54 | 67 61 76 63 | 71 69 71 69 | $\begin{array}{r} 63 \\ \overline{42} \\ 61 \\ \overline{43} \end{array}$ | 68 57 69 62 | 83 71 76 73 | 72 63 71 63 | 50 40 56 41 | $ \begin{array}{r} 71 \\ 62 \\ 52 \\ 40 \end{array} $ | 71 65 78 65 |

Примечание. В числителе — критерий оправдываемости — изменчивость на интервале заблаговременности, в знаменателе — критерий оправдываемости — климатическая изменчивость.

странственном отношении. В целом значение погрешности редко превышает 2,0 °C, что с учетом точности исходных карт АТПО может считаться вполне приемлемым результатом.

Из рис. 5.20 в видно, что неуспешные прогнозы в основном наблюдаются в зоне смешения вод Куросно и Ойясио и миграций субарктического фронта. В целом, средняя оправдываемость по полю колеблется в пределах от 33 до 100 %. 100 %-я оправдываемость наблюдается в точках с координатами 32,5° с. ш.; 147,5° в. д. и 37,5° с. ш.; 155° в. д., т. е. в районах с наименее выраженной адвекцией.

Анализ оправдываемости методического прогноза в зависимости от времени года (табл. 5.8) показал, что наименее успешные прогнозы АТПО относятся к переходному сезону года: к весеннему (март, апрель) и осеннему (ноябрь), а также к периоду формирования сезонного термоклина (июнь).

Полученные на независимом материале авторские оценки качества методических прогнозов свидетельствуют о том, что данный метод может быть использован в качестве базового для долгосрочного прогноза полей АТПО в теплый и холодный периоды года. Естественно, необходимы дальнейшие исследования в целях повышения надежности определения года-аналога для переходных сезонов, для чего необходимо рассмотрение дополнительной информации об эволюции процессов не только в верхнем слое океана, но н о дополнительных факторах, влияющих на изменения АТПО.

Глава 6. ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ НА НЕАРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Ледяной покров — один из основных факторов, лимитирующих хозяйственную деятельность на замерзающих морях. Поэтому учет фактической и ожидаемой ледовой обстановки на морях является необходимым условием нормальной работы портов и флота. Даже на частично замерзающих морях, к которым относятся неарктические моря (Белое, Балтийское, Черное, Азовское, Каспийское, Аральское, Японское, Охотское, Берингово), ледовая обстановка бывает настолько сложной, что без помощи ледоколов плавание во льдах становится невозможным.

Неарктические моря находятся в различных климатических зонах и имеют довольно большой диапазон изменчивости ледовых условий. Под ледовыми условиями понимаются: сроки первого и устойчивого появления льда, сроки замерзания, вскрытия и очищения моря ото льда, распределение льда и его дрейф, ледовитость, сплоченность, толщина льда, сжатие и разряжение, торосистость и др.

Ледовые условия сильно меняются от года к году и от месяца к месяцу в зависимости от суровости зимы и географического положения моря. На морях, расположенных в северных широтах, продолжительность ледоставного периода достигает 8 месяцев, в морях умеренных широт — 6, в южных морях от 2 до 4 месяцев. Например, в Финском заливе, как показывают данные многолетних наблюдений, разница в продолжительности безледокольной навигации достигает 103 сут, т. е. 3,5 месяца.

Все изменения ледовых условий в море тесно связаны с погодными и имеют в большинстве своем сезонный характер соответственно сезонным изменениям погоды. Поэтому для изучения ледового режима моря и научного его предвидения необходимо располагать материалами как гидрологических, так и метеорологических наблюдений.

Вследствие физических особенностей ледообразования, развития и разрушения льда выделяются три периода, в которых действуют различные метеорологические и гидрологические факторы осенний, соответствующий ледообразованию, зимний — ледонакоплению и весенний — ледоразрушению. Кроме того, в зависимости от заблаговременности прогноза, подход к разработке метода прогноза различен.

Краткосрочные прогнозы (до 3 сут) основываются главным образом на учете (прямом или косвенном) составляющих теплового баланса, среднесрочные (от 3 до 15 сут) и долгосрочные (от 15 сут до 2 месяцев и более) на учете влияния циркуляции атмосферы. Процессы ледообразования начинаются с того момента, когда вода в результате осенне-зимнего выхолаживания подготавливается к кристаллизации. Это наступает тем скорее, чем больше теплоотдача воды и чем меньше теплонакопление за предшествующий весенне-летний период.

Разрушение ледяного покрова весной начинается с того момента, когда тепловой баланс моря становится положительным. С течением времени инсоляция увеличивается и таяние льда, которое вначале шло медленно, ускоряется. Естественно, что чем таяние льда интенсивнее, тем раньше происходит вскрытие и очищение моря ото льда. На этот процесс накладываются и механические факторы, такие, как колебания уровня моря, течения, волнение, которые ускоряют процесс разрушения ледяного покрова.

Ледообразование и ледоразрушение прежде всего определяется процессами теплового и динамического взаимодействия между атмосферой, гидросферой и ледяным покровом. Однако доминирующими для них в большинстве случаев являются тепловые процессы. Поэтому при разработке методов ледовых прогнозов требуется глубокий анализ процессов теплонакопления и теплоотдачи, отдельных составляющих теплового баланса и энтальпии моря. Помимо тепловых и динамических факторов большое значение имеют физико-географические и морфометрические условия моря — глубина моря и форма береговой линии, свойства и особенности существующего льда в море. •

Даты ледообразования, даты вскрытия и очищения моря ото льда, толщина льда определяется главным образом тепловыми факторами. Однако нередко они зависят и от влияния динамических факторов. Динамические факторы определяют в основном дрейф льда и его перераспределение в море. Но в ряде случаев динамические факторы способствуют не только перераспределению льда, но и увеличению общей ледовитости моря и образованию льда. Такие явления наблюдаются, например, при многократном ледообразовании на чистой воде в результате дрейфа льда ветром и (или) течениями в другие районы моря. Динамические факторы могут вызывать также более раннее или более позднее замерзание или вскрытие моря (взламывание припая сильным ветром, влияние тепла глубинных вод при сгонно-нагонных явлениях и др.). Из всего многообразия факторов, определяющих режим того или иного ледового явления, важно выбрать те факторы, которые являются главными для развития ледового явления в данное время и в данном районе моря, т. е. важно проанализировать относительную роль факторов с учетом местных условий и сезона года. В этом состоит основная задача исследования при разработке метода прогноза. Задача эта чрезвычайно сложная, учитывая большое количество влияющих факторов и их сложную взаимосвязь (рис. 6.1).

Зимние ледовые процессы, состоящие в увеличении мощности ледяного покрова (толщины и количества), определяются двумя основными факторами: температурой воздуха и режимом ветра. Следует отметить, что на ледообразование и его развитие влияет не температура воздуха в какой-то конкретный момент времени, а сумма отрицательных температур воздуха, накопленная от дня



Рис. 6.1. Факторы, определяющие ледовые условия на морях.

перехода температуры воздуха через 0 °С до дня, на который прогнозируется данная ледовая характеристика (дата появления льда, толщина льда и др.). Эту величину в океанологии принято называть суммой градусодней мороза.

В весенних ледовых прогнозах вскрытия и очищения моря ото льда главными факторами являются теплозапас моря и мощность льда в море, для характеристики которой обычно используется площадь, занятая льдом, и толщина льда. Однако, учитывая то обстоятельство, что измерять толщину льда в море трудно, ее заменяют достаточно надежной характеристикой — суммой градусодней мороза.

При разработке методов долгосрочного прогноза ледовых условий учитываются крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы. Все существующие методы долгосрочных ледовых прогнозов можно условно разбить на три группы. В первую группу входят методы, в которых учитываются предшествующие прогнозу гидрологические и метеорологические условия. Это в основном методы прогнозов весенних ледовых условий, в которых одним из главных факторов является количество льда, накопленное за зиму. Во вторую группу входят методы, в которых используются начальные данные и заданные метеорологические условия, т. е. в явной или скрытой форме входит прогноз погоды. Для этой группы характерны методы прогнозов осенних ледовых явлений. В третью группу входят методы сверхдолгосрочного прогноза ледовых явлений, основанные на учете гелиогеофизических факторов, например, солнечной активности. Физической предпосылкой методов данной группы явилась возможность использования для ледовых прогнозов существующих в природе циклических колебаний с различными периодами. Перечисленные выше факторы применяются при разработке как физико-статистических. так и гидродинамических методов ледовых прогнозов. В настоящее время имеется значительное количество работ, посвященных выявлению комплекса формирующих ледовые условия факторов я прогнозированию ледовых условий в море [1-54].

6.1. Исходные данные

Наблюдения за льдом в море производятся с береговых гидрометеорологических станций и постов, с попутных и экспедиционных судов и ледоколов, с самолетов, вертолетов и ИСЗ. Данные наблюдений за льдом используются как для разработки методов прогнодений за льдом используются как для разработки методов прогнов и и методов прогнов и и и проверки, так и в качестве информации, получаемой оперативной работе по гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности.

Материалы береговых наблюдений освещают сравнительно узую зону, что дает возможность изучить ледовый режим ограниенного района моря. Береговые наблюдения включают в себя: пределение сроков появления и исчезновения льда, количества лавучего и неподвижного льда, ширину припая, торосистости, разушенности, дрейфа, толщины льда и высоты снежного покрова на вду и др. Дополнительные профильные наблюдения и маршрутые съемки дают возможность проследить за развитием ледовых влений в некотором удалении от основного пункта наблюдений. Цанные береговых наблюдений являются исходным материалом ия разработки методов ледовых прогнозов ледовых фаз — сроков оявления, замерзания, вскрытия и очищения моря ото льда, продолжительности ледоставного периода, дрейфа льда вблизи берега. Данные судовых наблюдений значительно расширяют информацию о ледовых условиях моря: горизонтальные размеры льдин и толщины ледовых образований, сплоченность льда и др. Обычные суда, как правило, избегают встречи с мощными льдами. Поэтому более полные сведения могут быть получены с ледоколов, особенно, если на них работают наблюдатели-гидрометеорологи. Недостатком этих наблюдений является их эпизодичность, неравномерность во времени и в пространстве. Поэтому они не могут быть использованы для разработки методов ледовых прогнозов, но являются хорошим подспорьем в оперативной работе, как дополнительная и очень важная информация о состоянии льдов в открытом море.

Наблюдения за льдами с самолетов, вертолетов и ИСЗ восполняют недостатки судовых и прибрежных измерений благодаря одновременному охвату значительных акваторий моря или всего моря в целом. Они позволяют оценить такие характеристики ледяного покрова, как распределение льдов по площади моря, положение кромки плавучего и неподвижного льда, сплоченность плавучего льда, форму и возраст льда, ширину припая и полыней, размеры наиболее крупных льдин или скоплений льда, состояние поверхностного ледяного покрова. Поэтому эти наблюдения являются основным материалом при разработке методов ледовых прогнозов для открытых районов моря таких, как прогноз положения кромки льда и его дрейфа, ледовитости, протяженности ледовой трассы, сроков очищения открытых районов моря ото льда. Данные авиаразведок служат также для порверки ледовых прогнозов и составления консультаций для потребителей.

Кроме результатов наблюдений за характеристиками ледяного покрова для разработки методов ледовых прогнозов необходимы гидрометеорологические данные, характеризующие термодинамическое состояние океана и атмосферы, прежде всего теплообмен атмосферы с морем, покрытым льдом. К сожалению, для прямых расчетов тепловых потоков часто недостает данных гидрометеорологических наблюдений. Поэтому в практике для характеристики тепловых потоков используются различные показатели, косвенно учитывающие термическое состояние моря и атмосферы над ним. Показателями могут служить такие доступные данные, как температура воздуха и воды, индексы атмосферной циркуляции и др. В большинстве случаев при разработке методов долгосрочных прогнозов используются карты аномалий атмосферного давления на уровне моря или на высотах 850 и 500 гПа и температуры воздуха. Карты аномалий атмосферного давления выражают либо в индексах Белинского, либо в виде рядов разложения по ортогональным функциям координат.

Физический смысл использования температуры воздуха в качестве «теплового фактора» заключается в том, что температура воздуха наилучшим образом характеризует тепловое состояние атмосферы. В холодный период года именно температура воздуха определяет скорость образования льда и увеличение его толщины, а следовательно, и развитие общей ледовитости. В теплый период года температура воздуха является одним из основных показателей интенсивности таяния льда.

Влияние температуры воды на ледовитость сказывается и непосредственно, и косвенно через циркуляцию атмосферы.

6.2. Краткосрочные и среднесрочные прогнозы ледовых условий

6.2.1. Прогнозы осенних ледовых фаз

Сроки первого появления льда связаны с датой перехода температуры воды через точку замерзания. Существует довольно тесная связь даты первого появления льда с датой перехода температуры воды через точку замерзания. Однако прогнозы появления льда, основанные на этой связи имеют малую заблаговременность и не имеет большого практического значения. Значительно больщее прогностическое значение имеет связь даты первого появления льда с датой перехода температуры воздуха через 0 °С и ниже. Физический смысл этой связи состоит в том, что продолжительность периода между этими двумя датами неявно связана с суммой отрицательных температур воздуха [$\sum (-t_a)$], накопленных от дня перехода температуры воздуха через 0 °C до дня появления льда. Чем резче происходит понижение температуры воздуха после перехода через 0 °С и чем устойчивее это понижение, тем быстрее накапливается необходимая для появления льда сумма отрицательных температур воздуха. Эта связь очень простая, и прогноз первого появления льда по ней не нуждается ни в какой дополнительной информации, например, в прогнозе температуры воздуха. Существенный недостаток такого способа прогноза состоит в том, что эта связь не учитывает хода температуры воздуха после перехода ее через 0°С. Это приводит к значительным погрешностям прогноза.

Большое влияние на дату появления льда оказывает энтальпия моря. Очевидно, чем больше энтальпия моря в период, предшесткующий ледообразованию, тем позже (при прочих равных условиях) появится лед. В период, предшествующий ледообразованию, тепловой баланс поверхности моря пропорционален разности темвератур воды и воздуха. Если учесть, что температура воды измеявется мало, то изменение теплового баланса определяется температурой воздуха. Таким образом, с достаточной для практики точкостью можно принять, что условия, необходимые для появления льда в мелководных, слабо стратифицированных районах моря. Пределяются суммой градусодней мороза [Σ ($-t_a$)], которая наапливается от даты перехода температуры воздуха через 0 °С до появления льда. В свою очередь значение Σ ($-t_a$) зависит от коночества теплоты Q в рассматриваемом районе моря, т. е.

$$Q = cH (t_{w_0} - t_{w_3}), \tag{6.1}$$

где Q — количество теплоты, теряемое морем с l см² поверхности, Дж; c — теплоемкость воды; H — глубина моря; t_{w_0} — температура воды в момент перехода температуры воздуха через 0 °C; t_{w_0} температура замерзания воды.

Учитывая, что для прибрежных мелководных районов моря соленость, а следовательно, и температура замерзания подвержены



незначительным изменениям, есть основание записать

$$\sum (-t_a) = f(H, t_{w_0}).$$
(6.2)

Эта зависимость лежит в основе методов краткосрочного прогноза даты появления льда при условии, что отсутствуют вертикальные и горизонтальные градиенты температуры воды.

| Рис. | 6.2. | Зависимос | ть су | ммы | градус | одней | MO- |
|-------|------|-----------|-------|-------|--------|-------|-----|
| роза, | нe | обходимой | для | поя | вления | льда, | OT |
| | | темпер | атура | ы вод | цы. | | |

1 — Астрахань, 2 — Гурьев, 3 — Зеленча, 4 — Оранжерейный промысел.

Процедура построения зависимостей сводится к следующему. По имеющимся материалам наблюдений строится график зависимости температуры воды от сумм градусодней мороза. В качестве примера можно привести зависимости, построенные Я. А. Тютневым [40], (рис. 6.2).

Наклон линий регрессии пропорционален глубине моря. Чем меньше глубина, тем меньше угол наклона линии регрессии, т. е. чем меньше глубина, тем меньшая нужна сумма градусодней мороза для появления льда. По рис. 6.2 определяется, какая сумма градусодней мороза соответствует температуре воды, при которой произошел переход температуры воздуха через 0 °C, а по прогнозу средних суточных температурь воздуха, данному на несколько суток вперед, рассчитывается, к какому числу накопится соответствующая сумма отрицательных температур воздуха. Число, к которому накопится необходимая сумма, снятое с графика, и принимается за дату появления льда. В табл. 6.1 приведены прогностические уравнения для основных портов неарктических морей.

Кроме рассмотренных особенностей, связанных с прогнозом появления льда, необходимо также принимать в расчет оттелели, которые довольно часто повторяются на неарктических морях. В качестве примера можно привести Рижский залив, для которого характерна значительная перемежаемость морозных дней с оттепелями. В этих случаях предлагается отдельно рассчитывать суммы

Таблица 6.1

Прогностические уравнения

| Пунқт | Уравнение | R | ð |
|-------------------|---|------|------------|
| Одесса | $\sum (-t_a) = 10, 8 \times t_{w_0} + 7, 0$ | 0,86 | <u>+</u> 1 |
| Николаев | $\sum (-t_a) = 4, 0 \times t_{w_a} + 1, 0$ | 0,87 | ±ι |
| Мариуполь | $\overline{\sum}(-t_a) = 8,8 \times t_{w_0} - 4,8$ | 0,92 | <u>+</u> 1 |
| Таганрог | $\sum (-t_a) = 3, 1 \times t_{w_a} + 3, 1$ | 0,97 | <u>+</u> 2 |
| Керченский пролив | $\sum (-t_a) = 4,3 \times t_{w_a} - 2,5$ | 0,84 | <u>+</u> 2 |
| Остров Искус- | $\overline{\sum}(-t_a) = 9,8 \times t_{w_a} + 1,0$ | 0,87 | ±1 |
| Бухта Нагаева | $\overline{\sum} (-t_a) = 23, 0 \times t_{w_b} - 48, 0$ | 0,71 | ±2 |

градусодней мороза и суммы градусодней тепла и принимать во внимание только те переходы температуры воздуха через 0 °С, когда наблюдавшаяся после перехода через 0 °С сумма градусодней мороза была больше суммы градусодней тепла, наблюдавшаяся с того дня, с которого начат расчет сумм градусодней мороза. Таким образом, прогностическая зависимость приобретает вид

$$\sum_{0}^{n} (-t_{a}) = f \left[t_{w_{0}}, \sum_{a} (+t_{a}), \sum_{0}^{n-5} \Delta h \right],$$
(6.3)

где t_a — температура воздуха; t_{w_0} — температура воды; Δh — отклонение уровня моря от равновесия.

Прогноз в этом случае составляется следующим образом. Определяется температура воды на поверхности (t_{w_0}) в день перехода температуры воздуха через 0 °C. Затем подсчитывается сумма температур воздуха выше 0 °C после первого перехода через 0 °C и сумма аномалий уровня моря $(\sum_{0}^{n-5} \Delta h)$. Далее рассчитывается сумма температур воздуха ниже 0 °C по формуле

$$\sum_{0}^{n} (-t_{a}) = f \left[t_{w_{0}}, \sum_{0}^{n-5} (+t_{a}) \right].$$
(6.4)

За дату появления льда принимается день, когда вычисленная по наблюдениям и по прогнозу сумма температур воздуха будет близка к сумме градусодней мороза, необходимой для появления льда.

Пример прогноза даты появления льда для Рижского залива в районе Колка

Прогностическое уравнение имеет вид

$$\sum (-t_a) = 11,7t_{w_0} + 3,2 \sum (+t_a) + 20,0.$$
(6.5)

Переход температуры воздуха через 0 °С произошел 12 декабря. Температура воды в этот день была 2,2 °С. Изменения температуры в последующие сутки.

| Декабрь | °C | Декабрь | °C |
|---------|------|---------|------|
| 13 | 3,0 | 20 | -5,6 |
| 14 | 5,1 | 21 | -4,7 |
| 15 | -2,3 | 22 | -3,8 |
| 16 | 4,1 | 23 | -5,4 |
| 17 | 0,5 | 24 | -6,0 |
| 18 | -7.4 | 25 | -7,3 |
| 19 | -8.6 | 26 | -8.9 |

Необходимая для появления льда сумма градусодней мороза по приведенному уравнению равна

 $\sum (-t_a) = 11,7 \cdot 2,2 + 3,2 \cdot 4,6 + 20,0 = 60,4.$

Эта сумма набирается к 26 декабря. Это число и принимается за дату появления льда в районе Колка.

Для прибрежных районов моря в случае ограниченных глубин было допустимым предположение о том, что температура замерзания воды и соленость мало меняются, и они как постоянные величины учитывались эмпирическими коэффициентами. Для открытых районов моря это допущение неприемлемо. В отличие от прибрежной зоны, в глубоководных районах моря изменение температуры и солености по вертикали и горизонтали бывает весьма существенно. Как известно, температура замерзания воды меняется вместе с изменением солености. Для морской воды соленостью более 24,7 ‰ температура наибольшей плотности ниже, чем температура замерзания. До самого момента замерзания поверхностный слой воды благодаря охлаждению делается все тяжелее, что вызывает интенсивное конвективное перемещивание и подъем более теплых вод на поверхность. Это перемешивание и затрудняет ледообразование, так как для того, чтобы началось замерзание морской воды данной солености необходимо, чтобы охладилась значительная толща воды. Другой причиной, замедляющей замерзание морской воды, по сравнению с пресной, является низкая температура ес замерзания. Уже при солености 24,7 ‰ температура замерзания равна -1,33 °С, а при солености 35 ‰ -1,91 °С. Из этого видно, что при прогнозе даты появления льда в районах открытого моря прежде всего необходимо определить температуру, при которой начинается ледообразование. Для этого необходимо выполнить большую вычислительную работу, чтобы учесть процессы перемешивания, вызываемые зимним охлаждением поверхности моря-Для тех районов моря, для которых температура воздуха прибрежных гидрометеорологических станций является репрезентативной. можно пользоваться связью между количеством теплоты, израсходованной морем до появления льда и суммой температур воздуха ниже 0 °С

$$\sum (-t_a) = f[H, (t_w - t_s)]. \tag{6.6}$$

358

В данном случае вместо глубины моря H должна браться глубина конвективного перемешивания или глубина ветрового перемешивания, если она превышает глубину конвективного перемешивания. Здесь \bar{t}_w — средняя температура воды в перемешанном слое, а t_3 — температура замерзания. При этом значение t_3 в большинстве случаев может быть взято среднее многолетнее значение, соответствующее принятой глубине перемешивания, а средняя температура слоя — только по результатам наблюдений. Поэтому для краткосрочного прогноза появления льда необходимо располагать данными наблюдений за вертикальной структурой температуры и солености за небольшой отрезок времени, предшествующий моменту появления льда. Чем ближе к моменту появления льда будут эти данные, тем точнее может быть сделан расчет теплозапаса моря и тем точнее будет прогноз появления льда.

Схему расчета появления льда в открытом море можно записать в следующем виде:

$$Q_1 - Q_2 - q_1 - q_2 - q_3 - q_4, \ldots, q_n = 0,$$

тде Q_1 — количество теплоты на момент измерения температуры и солености; Q_2 — количество теплоты, теряемое морем за отрезок времени между измерением в море и моментом составления прогноза; q_1, q_2, \ldots, q_n — количество тепла, теряемое морем от суток к суткам с момента составления прогноза до момента появления льда.

Рассмотренный метод прогноза дает наилучшие результаты в тех случаях, когда адвекция тепла течениями незначительна. Для учета адвекции необходимо располагать данными наблюдевий за течениями или надежными расчетными методами.

Важной информацией для мореплавателей является прогноз появления плавучих льдов в открытом море. Плавучие льды дрейфуют под влиянием ветров и течений и представляют собой серьезное препятствие, а иногда и опасность для судов. Принято считать, что плавучие льды становятся помехой для судоходства, когда их концентрация превышает 4 балла. Появление плавучих пьдов в открытой части моря может быть обусловлено разными причинами. В начале зимы основной причиной, вызывающей увеличение количества плавучих льдов, является дальнейшее понижение температуры воздуха, которое способствует охлаждению моря, а следовательно, создает условия для дальнейшей кристаллизации морской воды, т. е. образованию льда.

Сроки появления плавучего льда концентрацией более 4 баллов связаны со сроками первого появления льда, т. е. существует зависимость вида

$$\mathcal{I}_{45} = f(\mathcal{I}_{\mathrm{u},\,\mathrm{fl}}) \tag{6.7}$$

яде Д₄₆ — дата появления льда концентрацией 4 балла; Д_{п. п}. — Дата первого появления льда.

Эта зависимость становится более надежной, если учесть также сумму градусодней мороза, накопленную от даты первого

359

появления льда до даты появления 4-балльных льдов, а также ветер

Эти факторы берутся из метеорологического прогноза.

Полное замерзание моря наступает после появления плавучих льдов в результате дальнейшего охлаждения воды. Поскольку теплозапас моря неоднороден по площади, то и замерзание отдельных участков моря наступает в разное время. В первую очередь неподвижным льдом покрываются мелководные заливы и бухты. В дальнейшем замерзание быстро распространяется в открытую часть моря. Полное замерзание наступает тем скорее, чем раньше появляются в море плавучие льды, т. е. должна существовать связь

$$\underline{\Pi}_{n,3} = f(\underline{\Pi}_{46}), \tag{6.9}$$

где Д_{из} — дата полного замерзания.

При низких температурах воздуха плавающие льды скорее сковываются вновь образующимся между ними молодым льдом и превращаются в сплошной неподвижный ледяной покров. Поэтому при прогнозе полного замерзания моря необходимо учитывать также температуру воздуха.

Если спокойная морозная погода будет удерживаться длительное время, то ледяной покров станет устойчивым и может таким продержаться до весны, несмотря на возникновение в дальнейшем штормовых ветров. В противном же случае поднявшийся ветер быстро поломает тонкую корку льда, смерзшегося при тихой погоде. Поэтому особое внимание должно быть уделено режиму ветров в период, предшествующий замерзанию моря. Следовательно, более надежной будет зависимость вида:

$$\underline{\Pi}_{\mathfrak{n},3} = f\left(\underline{\Pi}_{46}; \sum_{\underline{\Pi}_{46}}^{\underline{\Pi}_{\mathbf{n},3}} (-t_a); W\right).$$
(6.10)

Используя эту связь, можно увеличить заблаговременность прогноза полного замерзания моря, если учесть зависимость (6.9):

$$\underline{\mathcal{A}}_{\pi,s} = f\left(\underline{\mathcal{A}}_{n,n}; \sum_{\underline{\mathcal{A}}_{n,n}}^{\underline{\mathcal{A}}_{n,s}} (-t_a); W\right).$$
(6.11)

Подводя нтог вышеизложенному, следует отметить, что вопросы полного замерзания моря при тех или иных метеорологических условиях изучены недостаточно. Поэтому зависимости для прогноза полного замерзания моря имеют ограниченное применение, так как они не учитывают многих факторов, которые в определенных ситуациях могут иметь большое прогностическое значение. Например, совершенно не изучен вопрос о том, какова должна быть минимальная толщина льда, чтобы в море появился устойчивый ледяной покров при определенных метеорологических условиях.

6.2.2. Прогноз нарастания толщины льда

Как только образовался лед в море, дальнейший процесс нарастания толщины льда происходит с нижней поверхности льда. Количество вновь образовавшегося льда пропорционально количеству тепла, потерянному через верхнюю поверхность ледяного покрова или поверхность снежного покрова, лежащего на льду. В свою очередь, количество тепла, теряемое морем, пропорционально разности температуры нижней и верхней поверхности льда, а количество теплоты, потерянной через снежный покров, — пропорционально разности температур на нижней и верхней поверхности снежного покрова. Температуру нижней поверхности льда можно рассматривать как равную температуре замерзания морской воды данной солености, а температуру верхней поверхности снежного покрова приближенно можно считать равной темперагуре воздуха.

В качестве примера расчетной формулы увеличения толщины льда можно привести упрощенную теоретическую формулу А. Г. Колесникова из работы [18], которая имеет вид

$$h^{2} + (1,32/\rho_{0}^{2}) \delta h = 9 \sum (-t_{a}),$$
 (6.12)

где h — толщина льда, см; δ — толщина снежного покрова на льду, см; ρ_0 — плотность снега.

Из этой формулы следует, что для прогноза увеличения толщины льда необходимо иметь прогноз температуры воздуха на весь период, на который ведется расчет толщины льда. Для вычисления прироста льда ото дня ко дню удобнее преобразовывать формулу (6.12) к следующему виду:

$$\Delta h = \left[9 \sum (-t_a)\right] / (2h + 1,32\delta/\rho_0^2) \tag{6.13}$$

или в общем виде

$$\Delta h = \left[a \sum (-t_a) \right] \left| (h + b\delta/\rho_0^2). \right|$$
(6.14)

В этой формуле коэффициенты а и b принимают различные значения для различных районов моря. Они определяются по материалам наблюдений за толщиной льда в данном районе моря.

Прогнозы увеличения толщины льда по формуле (6.14) дают удовлетворительные результаты во всех случаях, за исключением случаев резкого увеличения высоты снежного покрова на льду или при значительном изменении его плотности вследствие оттепелей или других причин.

Из эмпирических формул для расчета нарастания толщины льда наиболее известны формулы, предложенные Е. М. Саускан [31]:

$$\Delta h = \Delta \sum (-t_a)/18 \tag{6.15}$$

и Я. А. Тютневым

$$h = -10 + \sqrt{100 + 7 \sum (-t_a)}$$
(6.16)

или

$$\Delta h = 3.0\Delta \sum (-t_a)/h_0. \tag{6.17}$$

Формулы (6.15) — (6.17) представляют собой уточнения формулы, ранее предложенной Н. Н. Зубовым (1938), которая имеет вид

$$h = -25 + \sqrt{(25 + h_0)^2 + 8 \sum (-t_a)}, \qquad (6.18)$$

где h_0 — начальная толщина льда, см.

Пример прогноза нарастания толщины льда для северо-западной части Каспийского моря

В момент составления прогноза 4 декабря толщина льда была равной 7 см. Температура воздуха на период прогноза изменялась согласно следующим данным.

| Цекабрь | °C |
|---------|------|
| 5 | -5,3 |
| 6 | -6,1 |
| 7 | -6,9 |
| ð | -7,4 |
| 9 0 | |
| · · · · | Ψ,. |

По уравнению (6.17) находим приращение льда сначала на 7 декабря

 $\Delta h = 3.9 \cdot 18.3/7 = 7.8$ см.

Следовательно, толщина льда 7 декабря будет равна 14,8 см. Далее рассчитывается приращение льда на 10 декабря

$$\Delta h = 3.0 \cdot 23.4/15 = 4.7$$
 см.

Как видно, приращение льда уменьшилось за счет увеличения начальной толщины льда. Таким образом, толщина льда на 10 декабря будет составлять 19,7 см. Расчеты могут быть продолжены и дальше, причем за начальную толщину нужно брать 19,7 см и т. д. Вычисления целесообразно производить последовательно на 2—3 сут вперед, как это сделано в приведенном примере. Это связано с тем, что увеличение толщины льда в зависимости от суммы градусодней мороза имеет нелинейный характер, а уравнение (6.17) описывает линейный рост толщины льда. Поэтому, чтобы избежать больших погрешностей прогноза, расчет толщины льда целесообразно вести для небольших отрезков времени, в пределах которых можно допустить линейное изменение толщины льда.

В. О. Эфроимсоном [50, 52] было предложено несколько вариантов численной схемы расчета увеличения голщины льда раз-

личной точности и трудоемкости, предъявляющие различные требования к объему и качеству исходной метеорологической информации. Наиболее точным из разработанных методов является метод, основанный на решении задачи Стефана способом Меламеда, при котором исходная задача сводится к системе обыкновенных дифференциальных уравнений. Достоинством метода является возможность рассчитать немонотонный ход толщины льда. Недостатками — некоторая громоздкость вычислений, затрудняющая использование его для практических расчетов и повышенные требования к исходной информации (кроме температуры воздуха требуется информация об облачности, влажности воздуха, скорости ветра и высоты снежного покрова). В связи с этим, Эфроимсон разработал упрощенную схему расчета нарастания льда.

Как показали численные эксперименты, в большинстве случаев упрощенная схема дает удовлетворительные результаты.

Формула увеличения толщины льда имеет вид

$$\Delta h = \gamma \,\Delta t \left(t_{w_3} - t_a \right) / (1/B W + \delta / \lambda_c + h_0 / \lambda_n), \tag{6.19}$$

где h_0 — начальная толщина льда; t_a — температура воздуха; t_{w_3} — температура замерзания; δ — высота снежного покрова; W — скорость ветра; λ_{π} — теплопроводность льда; λ_c — теплопроводность снега; $B = \rho_a C_p C_Q$ (ρ_a — плотность воздуха; C_p — удельная теплоемкость воздуха; C_Q — число Стентона); $\gamma = 1/\rho l$; l — скрытая теплота ледообразования.

Если предположить незначительные изменения высоты снежного покрова δ и скорости ветра W, то можно записать для толщины льда

$$h_{\lambda} = -\left[(\lambda_{n}/\lambda_{c})\delta + \lambda_{n}/BW\right] + \sqrt{\left[(\lambda_{n}/\lambda_{c})\delta + h_{0}\right]^{2} + 2\alpha \int_{t_{0}}^{t} (t_{w_{3}} - t_{a})dt},$$
(6.20)

тде $\alpha = \lambda_{\pi}/(\rho_{\pi}l)$.

В конкретных расчетах по формулам (6.19), (6.20) применительно к условиям Азовского моря были приняты следующие значения параметров, входящих в эти формулы (в системе CGS):

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.37 \cdot 10^{-5}; \\ \lambda_c &= 2 \cdot 10^{-5}; \\ \Delta t &= 86 \ 400 \ c; \quad B &= 41.1. \end{aligned}$$

Температура ледообразования принималась равной нулю. В качестве t_a бралась средняя суточная температура воздуха. В результате формулы (6.19), (6.20) принимают вид:

$$\Delta h = [4,9\Delta \sum (-t_a)]/(4,6h+223,8/W+h_0)$$
(6.21)

 $h_{n} = -(4,6h_{0} + 223,8/W) + \sqrt{(4,6h + 223,8/W + h_{0})^{2} + 9,8\sum(-t_{a})}.$ (6.22)

На рис. 6.3 представлено сравнение результатов расчетов при различных значениях теплопроводности снега (λ_{cH}). Как видно на графике, различия в толщине льда к концу периода нарастания при λ_{cH} , отличающихся в 2 раза, не слишком велики (примерно 5 см), однако в случае экстремальных значений плотности могут возникать значительные погрешности. Другим источником погрешностей может служить произвол в выборе начального профиля



температуры воздуха. Поскольку ход ес, как правило, неизвестен, в формуле (6.20) вместо t_a используется соответствующее, подобранное значение параметра α .

Для конкретных условий Белого моря формула (6.19) при средних значениях высоты снежного покрова и скорости ветра принимает вид

$$\Delta h = 6,4\Delta \sum (-t_a)/(68,4+h_0).$$
(6.23)

Рис. 6.3. Сравнение фактического нарастания льда с расчетным при различной теплопроводности снего для. Таганрога (зима 1968/69 г.).

 $I = \phi$ актическое значение толщины льда, $2 = pacчет при \lambda_{CH} = 1,256 BT/(м \cdot K); 3 =$ при $\lambda_{cH} = 1,256 BT/(м \cdot K) с линейным на$ чальным профилем; <math>4 = - при $\lambda_{cH} = = 0,628 BT/(м \cdot K); 5 = при <math>\lambda_{CH} = = 0,042 BT/(м \cdot K); 6 = по формуле -$ Я. А. Тютнева (6.17); 7 = толщина снежного покрова.

Проверка этой формулы при расчетах толщины неподвижного льда дала удовлетворительные результаты.

Описанные выше формулы для расчета толщины льда имеют обобщенный характер. Вместе с тем на ход нарастания льда накладываются локальные физико-географические и морфологические особенности морей. В этой связи в работе [1] предпринята попытка разработать метод прогноза нарастания льда на основе построения корреляционных связей между толщиной льда и основными факторами, ее определяющими, по данным наблюдений в конкретных пунктах. В качестве предикторов при построении прогностических зависимостей брались сумма градусодней мороза и толщина льда, предшествующая моменту составления прогноза. Уравнения для прогноза толщины льда приведены в табл. 6.2. Прогнозы составляются с заблаговременностью до 10 сут. В этих

| Корреляционные | зависимос | ти для | расчета | нарастания | льда |
|----------------|-----------|--------|----------|------------|------|
| В | основных | портах | морей, ч | СМ | |

| № п.п. | Порт | Расчетные зависимости | Коэффи- цаент корреля- цин | Обеспе- ченность, метода, |
|------------------|---|---|-------------------------------------|---------------------------------|
| | | Баренцево | | |
| 1 | Нарьян-Мар | $h = 0.97h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 7.8$ | 0,94 | 94 |
| | | Белое | | |
| 2 3 | Архангельск Кемь | $\begin{bmatrix} h = 0.95h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 4.6\\ h = 1.05h_0 + 0.02\Sigma - t_a + 0.8 \end{bmatrix}$ | 0,92 0,88 | 93 91 |
| | | Балтийское | | |
| 4 5 6 7 | СПетербург Таллинн Рига Калининград | $ \begin{array}{l} h = 0.93h_0 + 0.02\Sigma - t_a + 5.6 \\ h = 0.92h_0 + 0.04\Sigma - t_a + 6.6 \\ h = 0.98h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 6.1 \\ h = 0.69h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 9.5 \end{array} $ | 0,79 0,95 0,95 0,98 | 84 95 95 98 |
| | | Черное | | |
| 8 9 | Одесса Николаев | $\begin{vmatrix} h = 1,05h_0 + 0,05\Sigma - t_a + 5,1 \\ h = 1,26h_0 + 0,03\Sigma - t_a + 3,9 \end{vmatrix}$ | 0,90 0,91 | 93 93 |
| | | Азовское | | |
| 10 11 | Мариуполь Керчь | $ \begin{vmatrix} h = 1,11h_0 + 0,10\Sigma - t_a + 1,4 \\ h = 0,75h_0 + 0,01\Sigma - t_a + 27,9 \end{vmatrix} $ | 0,96 0,91 | 96 93 |
| | | Каспийское | | |
| 12 13 14 | Астрахань о-в Искусственный о-ва Пешные | $ \begin{array}{c c} h = 0.94h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 9.9 \\ h = 0.98h_0 + 0.04\Sigma - t_a + 1.1 \\ h = 1.18h_0 + 0.01\Sigma - t_a + 3.8 \end{array} $ | 0,88 0,91 0,87 | 91 93 90 |

уравнениях локальные факторы учитываются косвенно и характеризуются значениями свободного члена уравнений.

6.2.3. Прогноз динамики льдов

Прогноз дрейфа льда

Дрейфующий лед является одним из основных факторов, лимитирующих хозяйственную деятельность на морях. За счет дрейфа льда происходит перераспределение льда по акватории моря. Основными силами, вызывающими дрейф, являются ветер и течения. Особенность условий дрейфа льда в неарктических морях по Сравнению с арктическими состоит в значительной изменчивости сплоченности льда и наличии свободных ото льда пространств воды.

Основой большинства методов расчета дрейфа льда являются закономерности, установленные в результате многочисленных наблюдений за дрейфом льда в Арктическом бассейне. Ф. Нансен во время дрейфа «Фрама» в 1893—1896 гг. вывел простую зависимость между скоростью дрейфа льда и ветром

$$U = 0.02 W, \tag{6.24}$$

где W — скорость ветра; U — скорость дрейфа льда.

При этом он показал, что дрейфующий лед отклоняется от направления ветра вправо. Н. Н. Зубов во время наблюдений дрейфа т/х «Седов» установил, что льды в основном дрейфуют вдоль изобар, оставляя область высокого давления справа от направления дрейфа. Он вывел следующую формулу:

 $U = 13\,000\,\partial P/\partial x,\tag{6.25}$

где U — средняя скорость перемещения ледяных полей, км/мес; $\partial p/\partial x$ — градиент атмосферного давления, гПа/км.

Простота расчета дрейфа льда по способу Н. Н. Зубова способствовала широкому применению его при прогнозе движения ледяных полей. Последующие исследования были направлены в основном на уточнение изобарических (или ветровых) коэффициентов и углов отклонения дрейфа льда от изобар. Было показано, что угол отклонения направления дрейфа льда от изобары изменяется в зависимости от скорости ветра и толщины дрейфующего льда, а также от сплоченности и торосистости. Чем толще лед, тем угол отклонения больше, а, с другой стороны, с увеличением скорости ветра угол отклонения уменьшается. Чем торосистость льда больше, тем больше скорость дрейфа, а при увеличении сплоченности дрейфующего льда, наоборот, его скорость уменьшается. Среднюю скорость дрейфа сплоченного льда за месяц можно вычислить по формуле

$$U = 8100 \,\partial p / \partial x. \tag{6.26}$$

В. В. Шулейкин, М. Е. Швец, Р. Г. Геворкян разработали теорию дрейфа льда, результаты которой сопоставлялись с данными наблюдений дрейфующей станции «Северный полюс». Были получены приближенные формулы для определения скорости и направления дрейфа льда:

$$U = \sqrt{K\rho_a/(\lambda\rho_w)} \cdot \boldsymbol{W}; \qquad (6.27)$$

$$\alpha = \arccos \left[\frac{2mU}{(\Psi \sqrt{K\lambda \rho_a \rho_w})} \right], \qquad (6.28)$$

где K и λ — коэффициенты трения; ρ_{α} и ρ_{w} — плотность воздуха и воды соответственно; m — масса льда, приходящаяся на 1 см² его площади.

Если скорость ветра измеряется на высоте флюгера, то коэффициент трения K = 0.0025.

В. В. Шулейкин получил упрощенную формулу для расчета скорости дрейфа U в зависимости от ветра

$$U = 0.022 W \sqrt{\cos \psi} \tag{6.29}$$

366
и для расчета угла отклонения дрейфа у от ветра

$\psi = \arctan\left(0, 30 + 5/U\right).$

К. П. Васильев и М. Г. Глаголева, проанализировав эти формулы, пришли к выводу, что погрешности в определении угла ψ при средних скоростях ветра достигают ±15°. Причем погрешности возрастают при уменьшении скорости ветра и уменьшаются при ее увеличении. Погрешности определения скорости дрейфа достигают ±0,1 км/ч (около 3 см/с).

Приведенные выше формулы справедливы при условии установившегося (стационарного) движения. Однако в действительности такой режим наблюдается редко. Вследствие нестационарности и неоднородности поля ветра скорость дрейфа, внутренние напряжения во льду также нестационарны. Поэтому достаточноточные расчеты дрейфа льда можно получить для коротких отрезков времени при больших скоростях ветра и при условии, что ветер на этом отрезке времени существенно не менял скорость и направление. Кроме того, приведенные выше формулы справедливы лишь для глубокого моря. Для условий мелководья коэффициент трения λ зависит от безразмерного параметра WH/U, где H— глубина моря.

С практической точки зрения информация о характере дрейфа льда важна для судоходных трасс, например, таких, как порты Японского моря — пролив Лаперуза — Корсаков и Ванино-Холмск. На примере этих трасс может быть рассмотрен метод краткосрочного прогноза дрейфа льда, основанный на учете ветровых условий.

Прежде всего выясняется режим ветров. Так, для залива Анива преобладающими являются ветры северных румбов. Но при прохождении глубоких циклонов через острова Хоккайдо и Сахалин восточные и западные ветры наблюдаются чаще. Благодаря такому распределению ветров, основными направлениями дрейфа льда в заливе Анива являются меридиональные и широтные. Именно на эти оси проектируются средние скорости дрейфа льда и средние результирующие скорости ветра за время между авиаразведками льда. Сведения о ветре берутся с синоптических карт. Анализ материалов наблюдений показал, что скорость дрейфа меняется в зависимости от скорости ветра неравномерно. При росте скорости ветра до 12 м/с скорость дрейфа увеличивается пропорционально ветру. Далее скорость дрейфа постепенно снижается, а, начиная со средней скорости ветра 20 м/с, скорость дрейфа меняется мало и обычно не превышает 0,5 м/с. Такое соотношение выведено на основе конкретных материалов и отражает орографические особенности данного района. При слабых восточных ветрах вся масса дрейфующего льда успевает пройти из Охотского моря в Японское через пролив Лаперуза. При сильных ветрах, обусловливающих дрейф льда с востока и северо-востока, пролив не может пропустить весь лед — увеличивается его сплоченность до 9-10 баллов, местами образуются зоны сжатий. В результате проис-

367

(6.30)

ходит накопление льда и дрейф замедляется. В работе Ю. И. Бубликовой [5] получено уравнение связи между проекцией скорости дрейфа (U_{np}) и ветра (W_{np}), которое имеет следующий вид:

$$U_{\rm np} = 0.016 - 0.038 W_{\rm np} - 0.0008 W_{\rm np}^2$$
(6.31)

Как видно, связь носит криволинейный характер, имеющий место при больших скоростях ветра. Однако последние наблюдаются сравнительно редко и составляют всего 7 % общего числа рассмотренных случаев. В то же время изменение коэффициента дрейфа происходит в небольшом интервале от 0,014 до 0,018. Это позволяет упростить уравнение

$$U_{\rm np} = 0,018 W_{\rm np} + 0,03. \tag{6.32}$$

Коэффициент корреляции этого уравнения равен 0,91, а обеспеченность 94 %. При непосредственном практическом использовании эту зависимость удобнее использовать в несколько преобразованном виде

$$U'_{nn} = 0.93 W'_{nn} + 3.0, \tag{6.33}$$

где $U'_{\rm np}$ — проекция общего расстояния смещения льда на меридиан и параллель за период между авиаразведками; $W_{\rm np}$ — сумма проекций ветра по данным за четыре срока наблюдений в сутки, баллы.

Аналогичным образом получена зависимость для прогноза дрейфа льда в юго-восточной части Татарского залива на судоходной трассе Ванино-Холмск

$$U''_{nn} = 0.95 W''_{nn} + 0.5. \tag{6.34}$$

Коэффициент корреляции равен 0,92. По приведенным уравнениям и фактическим данным о ветре можно рассчитать дрейф с достаточно высокой обеспеченностью. Эти же уравнения могут быть использованы для прогноза, если взять прогнозируемый ветер. Естественно, что обеспеченность при этом уменьшится за счет возможных погрешностей прогноза ветра.

Для прогноза дрейфа льда может быть также использована типизация атмосферных процессов, выполненная Н. М. Малышевой. В основу типизации положены траектории смещения циклонов, приземная и высотная барическая обстановка. Большая часть глубоких циклонов (95%), вызывающих наиболее сильный дрейф, приходится на циклоны, проходящие южнее пролива Лаперуза и лишь 5% циклонов перемещаются севернее пролива. Произведен расчет дрейфующих полей льда для соответствующих циклонических систем. Типизация производилась следующим образом. Осреднение барических систем выполнялось не по географическим координатам, как это обычно делается, а в отношении «барических» координат, т. е. по отношению к центру циклона и положению периферийных центров и ложбин. В этом случае барическое поле каждого из типов циклонов не зависит от того, в какой части траектории оно находится. В качестве признаков для типизации были выбраны давление в центре циклона, количество изобар, оконтуривающих циклон, и градиент давления в нем.

Зная траектории смещения циклонов рассматриваемого типа, вычисляются средние скорости и направление смещения системы, повторяемость скоростей смещения (в заданных градациях), а по ним соответственно средняя и экстремальная повторяемости действия однородного ветрового потока на водную поверхность, повторяемость продолжительности пребывания циклона в том или ином районе.

Получив таким образом типовое барическое поле и его статистические характеристики, можно вычислить изменения гидрологических элементов, включая и дрейф льда.

Этот способ весьма прост и удобен для разработки прогнозов дрейфа льда. Для этого достаточно определить тип барического поля, соответствующий прогнозируемому, и снять с расчетной карты ожидаемые скорость и направление дрейфа льда. Смещая типовую систему, по ожидаемой траектории циклона можно судить об ожидаемых изменениях дрейфа льда. Для условий Охотского моря по этому способу выделено пять типовых циклонов, отличающихся барическими градиентами и числом изобар оконтуривающих циклон.

По ветровым полям в типовых системах, используя полученные прогностические уравнения дрейфа льда, был проведен расчет векторов дрейфа льда для каждой из барических систем. Вычислены также результирующие вектора смещения льда на периоды средней продолжительности однородного потока (7—9 ч). Разделив общую продолжительность смещения системы на отрезки с продолжительностью однородного потока, можно вычислить изменение результирующих векторов дрейфа по всей траектории смещения системы, выявить зоны сжатий, разрежений, усиления и ослабления дрейфа.

Расчетные результирующие вектора дрейфа в смещающихся циклонических системах являются своего рода расчетными трафаретами, используя которые, можно очень быстро и просто снимать с карты расстояние и направление ветрового смещения льда в любой точке моря, находящейся в зоне влияния циклонической системы.

Прогноз положения кромки льда

Прогноз положения кромки льда тесно связан с прогнозом температуры воды. Действительно, если на заданный момент времени рассчитать распределение температуры воды, то положение кромки льда будет совпадать с изотермой, соответствующей температуре замерзания морской воды данной солености.

Для предвычисления температуры воды необходимо распола-^гать соответствующей прогностической моделью и материалами ^{ги}дрометеорологических наблюдений: начальным распределением

24 Заказ № 133

10月1日1日、11日、イード・ペー

「私がないななななない」ですが、

температуры воды, прогнозами температуры воздуха и поля атмосферного давления.

По указанным исходным данным можно последовательно за отрезки времени 5—6 сут рассчитать изменения температуры воды: по формуле

$$\Delta t_{w} = \Delta Q/(CH), \qquad (6.35)$$

где ΔQ — потери количества теплоты с единицы поверхности моря за 5—6 сут, H — глубина конвективного перемешивания, определяемая по начальному вертикальному распределению температуры воды; C — теплоемкость воды.

Используя эту формулу, О. И. Шереметевская разработала метод прогноза положения кромки льда в северной части Каспийского моря. Изменения температуры воды рассчитываются по формуле (6.35) от суток к суткам до тех пор, пока температура воды не станет равной температуре замерзания. Потери тепла морем принимаются пропорциональными разности температуры воды и воздуха. Расчет ведется по схеме

$$t_{w_{\text{HAV}}} \to \Delta t_{w_1} \to \Delta t_{w_2} \to \ldots \to \Delta t_{w_n} = t_{w_3},$$

где $t_{w_{BAY}}$ — начальное значение температуры воды; Δt_{w_1} , Δt_{w_2} , ..., Δt_{w_n} — изменения температуры воды за 1, 2, ..., *n*-е суг; t_{w_n} — температура замерзания.

Значения температуры замерзания t_{w_g} , полученные в узлах расчетной сетки, дают возможность определить положение изотермы, соответствующей температуре замерзания, а следовательно, и положение кромки льда. Для того, чтобы от расчета перейти к прогнозу, необходимо располагать прогнозом температуры воздуха.

Если метод прогноза для Каспийского моря основан на учете локальных факторов, то метод прогноза положения кромки льда для Охотского моря, разработанный В. Н. Яковлевым [53], предусматривает учет атмосферных процессов на больших пространствах. Для оценки теплообмена моря с атмосферой и учета влияния течений используются поля атмосферного давления и температуры воздуха над морем. Поля атмосферного давления и температуры воздуха представлялись аналитически в виде рядов Чебышева, и коэффициенты ряда использовались в качестве аргументов при прогнозе положения средних декадных кромок льда.

Чтобы получить количественную оценку суровости зимы, термические показатели суммируют, начиная с периода перехода к зимней циркуляции, т. е. с первой декады декабря. Роль градиентных течений оценивается суммарным воздействием ветра с момента установления зимнего муссона (с первой декады декабря). Дрейф льда определяется ветровыми условиями за период, для которого ведется расчет положения кромки льда (или за период, непосредственно предшествующий расчетному). Кромки льда выражались аналитически в виде рядов Чебышева. Поскольку кромка льда в Охотском море имеет довольно сложную форму, то для ее численного представления используется особый прием. Из нейтральной точки 0 (рис. 6.4) проводятся лучи, равномерно пересекающие все побережье моря в тех районах, где может встречаться лед. На берегу радиусы заканчиваются реперными точками. От каждой реперной точки по соответствующему лучу снимаются расстояния до кромки льда в милях. Всего проведено 13 радиусов. Кромка льда определялась по данным авиа-



Рис. 6.4. Аналитическое представление кромки льда в Охотском море.

I — радмусы для расчета положения кромки льда; II пункты, в которых снимались значения температуры воздуха, III — узлы сетки, в которых снимались значения атмосферного давления.

 $I - A_0, \ 2 - A_1, \ 3 - A_2, \ 4 - A_3.$

разведок, проводимых 1 раз в декаду. Значения атмосферного давления снимались непосредственно с синоптических карт в 25 точках, а температура воздуха бралась по данным наблюдений 8 береговых гидрометеорологических станций. Кроме того, берется еще одна точка в центре моря, значения температуры воздух для которой осредняются по данным береговых станций.

Муссонный характер циркуляции атмосферы над Охотским морем обусловливает сравнительно устойчивый режим в течение полугодия. Зимой в этом районе преобладает циклоническая циркуляция, которая создается и поддерживается выходом южных циклонов на акваторию Охотского моря.

Анализ коэффициентов разложения кромки льда позволил выявить характерные особенности распределения льдов в Охотском море. Коэффициент A_0 характеризует общий запас льдов в море, он может рассматриваться в качестве некоторой условной ледовитости. Значение коэффициента A_1 выражает интенсивность дрейфовой составляющей, а его знак — тип атмосферной циркуляции (циклоническую или антициклоническую). При $A_i > 0$ ледовитость уменьшается в западной части моря и увеличивается в северной и восточной. Такая ледовая обстановка может наблюдаться при нарушении циклонической циркуляции поверхностных вод в море, что связано с малым количеством южных циклонов над Охотским морем при сильном развитии сибирского антициклона. Преобладающие северные ветры уменьшают адвекцию тихоокеанских вод и усиливают холодные течения из залива Шелихова. Уси-

371

ливается вынос льдов из залива Шелихова к Камчатке и к полуостровам Кони и Пьягина, ослабевает дрейф льдов от шаятарского и сахалинского ледяных массивов на юго-запад моря. В результате в Охотском море наблюдается суровая зима и большая ледовитость. При $A_1 < 0$ ледовитость увеличивается на западе и уменьшается на севере и востоке моря. Это состояние характерно для хорошо выраженной циклонической атмосферной циркуляции и соответствующей циклонической циркуляции поверхностных вод. Незначительные изменения ледовитости на северо-западе свидетельствуют о малой роли дрейфовой составляющей в формировании ледяного покрова в этом районе. Аналогичный анализ роли коэффициентов A_2 и A_3 позволил установить, что значение и знак A_2 характеризуют влияние температурного контраста по широте и долготе, а A_3 — динамика ледовых массивов.

Учет ледовой инерции улучшает зависимости между коэффициентами разложения кромки льда и факторами, их обусловливающими. Инерция в данном методе учитывается путем включения в прогностические уравнения кромки льда за предшествующую декаду.

Таким образом, уравнения для прогноза коэффициентов разложения, характеризующих положение кромки льда, в общей форме имеют вид:

$$A_{0_{n}}^{L} = f_{1} \left(\sum A_{i_{I_{n-1}}}^{p}; \sum A_{i_{I_{n-1}}}^{t_{a}}; A_{0_{n-1}}^{L} \right);$$

$$A_{i_{n}}^{L} = f_{2} \left(\sum A_{i_{I_{n-1}}}^{p}; \sum A_{i_{I_{n-1}}}^{t_{a}}; A_{1_{n-1}}^{L} \right);$$
(6.36)

$$A_{6_n}^{L} = f_n \left(\sum A_{if_{n-1}}^{\rho}; \sum A_{if_{n-1}}^{L}; A_{6_{n-1}}^{L} \right),$$

где $A_{0_n}^L$, $A_{1_n}^L$, ..., $A_{6_n}^L$ — коэффициенты разложения кромки льда в ряд по полиномам Чебышева первого—шестого порядков; $A_{ij_{n-1}}^{\rho}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления; $A_{ij_{n-1}}^{i_{\alpha}}$ — коэффициенты разложения поля температуры воздуха; $A_{0_{n-1}}^L$ — $A_{6_{n-1}}$ — коэффициенты разложения кромки за предшествующую декаду.

Положение кромки льда в различных районах Охотского моря зависит, следовательно, от одних и тех же показателей барического и температурного полей. Определенные различия, имеющие в конкретных зависимостях для каждого раднуса, отражают динамику и разнообразие процессов над морем. Следует иметь в виду, что могут быть ситуации, когда кромка пересекает выбранный радиус дважды, а рассмотренный метод предусматривает прогноз только в одной точке. В таких случаях выбирается южное (для северной части моря) или восточное (для юго-западной части моря) расстояние от берега до кромки. Примеры расчета средней декадной кромки льда — по радиусу 8 (подход к Охотску):

$$L_8 = 9,02 + 0,57 \sum A_{01}^P - 0,10 \sum A_{20}^P + 0,68 \sum A_{10}^t - -0,65 \sum A_{00}^t - 0,83 \sum A_{01}^t;$$

$$R = 0,92, \quad P = 92\%;$$
но раднусу 10 (подход к Тауйской губе):

$$L_{10} = -2,16 + 0,19 \sum A_{01}^P + 2,26 \sum A_{20}^P - 1,31 \sum A_{10}^t - -0,94 \sum A_{00}^t - 0,74 \sum A_{01};$$

$$R = 0,83; \quad P = 87\%.$$

Рассчитанные по приведенным уравнениям значения нужноувеличить в 10 раз, так как фактические расстояния до кромки льда для удобства вычисления на ЭВМ были уменьшены в 10 раз.

Помимо несомненных успехов, достигнутых при реализации физико-статистических моделей, определенные сдвиги получены также в области гидродинамического моделирования осенне-зимних ледовых явлений [9, 24]. Для Охотского моря и Татарского, пролива с учетом региональных особенностей была апробирована гидродинамическая модель осенне-зимних процессов, применяемая для арктических морей. Наиболее реальные результаты были получены для начального периода, когда ледяной покров располагается над шельфовой зоной моря, и основное влияние на ледовые процессы оказывают разность вода—воздух и скорость ветра. Помере продвижения льда в центральные районы моря результаты оказываются хуже.

Для практических целей применение гидродинамических методов пока затруднительно, так как при этом необходимы более детальные данные наблюдений, а также достаточно надежные метеорологические прогнозы, поэтому, с точки зрения практического использования, пока основное внимание уделяется физико-статистическим методам.

В последние годы в связи с созданием региональных вычислительных центров и широкого распространения персональных компьютеров стали разрабатываться и реализовываться системы автоматизированного прогноза ледовых характеристик в комплексе. Так, в ДВНИГМИ для акватории Охотского моря разработана такая система, которая позволяет с заблаговременностью от одной декады до одного месяца и более прогнозировать комплекс ледовых характеристик: сплоченность, положение кромки льда, ледовитость и др. [28].

Для этой цели был создан архив исходной информации за период с 1960 г. по настоящее время. В основу системы были положены физико-статистические модели прогноза.

В качестве исходных данных для прогноза использовались:

— карты ледовых авиаразведок;

— карты приземного атмосферного давления и барической топографии над Северным полушарием; данные о температуре воды и воздуха по прибрежным станциям Охотского моря;

спутниковые снимки ледяного покрова.

Кромка льда представлялась положением ее характерных изгибов, фиксируемых лучами, выходящими из заранее выбранной реперной точки (рис. 6.5*a*). За начало отсчета принимается положение кромки льда при самом позднем ее фиксировании. За конец отсчета принимается самое южное положение кромки льда. По выбранным траекториям проводилась выборка ежедекадных положений кромки льда за период с декабря по май.

Поля ледовых элементов (сплоченность, возраст, формы льда) задавались по 50 сравнительно однородным районам, на которые разбивалось Охотское море (см. рис. 6.5 б).

Поля приземного атмосферного давления и геопотенциала H_{500} снимались с синоптических карт по 50 точкам, расположенным в азиатско-американском секторе Северного полушария (рис. 6.6 *a*).

Анализ условий, предшествующих экстремальным зимам, показал, что при прогнозах с заблаговременностью до трех декад атмосферные процессы в районах, расположенных западнее сибирского антициклона, не оказывают существенного влияния на ледовый режим Охотского моря. Исходя из этих соображений был выбран район, ограниченный меридианами 100° в. д.; 170° з. д. и параллелями 40---80° с. ш. (см. рис. 6.5). Поля атмосферного давления использовались средние декадные за ноябрь--май.

Средняя декадная температура воздуха в связи с отсутствием регулярных наблюдений на акватории моря снималась на 18 прибрежных станциях за ноябрь—май.

Средняя декадная температура воды задавалась по данным 4 станций, расположенных в районах основных проливов, соединяющих Охотское море с Тихим океаном и Японским морем с ноября по май (см. рис. 6.6 б). Предполагается, что изменение температуры воды в этих проливах отражает определенные особенности водо- и теплообмена Охотского моря, который в свою очередь оказывает определенное влияние на ледовый режим. Блок-схема физико-статистического метода прогноза ледовых характеристик показана на рис. 6.7. Схема прогноза состоит из трех этапов.

На первом этале все исходные поля, содержащиеся в архиве, преобразовываются посредством разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ).

Количество выбираемых коэффициентов разложения определяется формулой

$$H = f(R^2 H) = f\left(\sum_{j=1}^{H} \lambda_j \middle/ \sum_{j=1}^{M} \lambda_j \right), \qquad (6.37)$$

где $\lambda_j -$ собственные числа ковариационной матрицы рассматриваемого поля, M - общее количество собственных чисел (размерность поля); H - выбираемая часть собственных векторов.



Рис. 6.5. Схемы для фиксации ледовых характери-стик в Охотском море.

а — основные направления и их модификации (два случая)
 для задавия характерных изгибов хромки льда; б — расположение и номер районов, в которых синмались данные о полах силоченности, возрасте и форме льда.
 Положение кромки льда; 1 — начальное, 2 — рассчитанное; нункты, в которых синмались средние декадные значения воздуха (3) и воды (4).

На следующем этапе проводится отбор предикторов, коэффициенты корреляции которых с предиктантами превышали

$$r \geqslant r_{\rm K2} = \text{th } a/\sqrt{N-3}, \qquad (6.38)$$

「こうちょうちょうちょうないないないない

где *а* — показатель уровня значимости отбираемых связей.



Рис. 6.6. Расположение и номер точек и районов, данные в которых использовались для расчетов.

a — приземное давление AT_{500} , δ — температура воды. I - 4 — данные, полученные на морских станциях.

Эта операция позволяет провести дальнейшее сокращение размерности вектора предиктора и уменьшить вероятность использования для прогноза случайных связей.

В связи с использованием множества полей предикторов предусмотрена возможность повторного разложения по естественным составляющим отобранных на первом этале предикторов и последующего просенвания их по формуле (6.38). Данная операция позволяет исключить дублирование и сконцентрировать прогностически ценную информацию в ограниченном количестве предикторов.



Рис. 6.7. Блок-схема физико-статистического метода прогноза ледовых характеристик.

При отсутствии связей, удовлетворяющих заданному уровню значимости, автоматически происходит к поиску предсказателей, удовлетворяющих менее строгим граничным критериям.

С помощью выбранных в результате многоэталного преобразования предикторов строятся уравнения регрессии вида

$$T_{jk} = \sum_{i=1}^{H} \beta_i y_{i, k-\tau}, \qquad (6.39)$$

где $y_{i, k-\tau}$ — отобранные предикторы; T_{jk} — коэффициенты разложения прогностического поля.

На третьем этапе проводится восстановление реального прогностического поля по формуле

$$W_{km} = \sum_{j=1}^{H} T_{jk} X_{mj},$$
 (6.40)

где X_{mj} — собственные вектора разложения полей ледовых элементов.

После этого рассчитываются статистические оценки прогноза: коэффициенты множественной корреляции, средние квадратические погрешности прогноза, обеспеченность и т. д. При изменении состава исходных выборок (поступление новой информации, смена даты прогноза и т. д.) все операторы пересчитываются. Постоянная коррекция прогностических зависимостей позволяет в какой-то мере учесть влияние нестационарности природных процессов.

Так как при каждом прогнозе информация частично или полностью обновляется, меняются и статистические оценки уравнений. Поэтому в последующих таблицах приводятся осредненные характеристики, полученные по всему ансамблю прогнозов.

В модели реализуется прогноз коэффициентов разложения с последующим восстановлением фактического поля, и поэтому в качестве обобщенной оценки успешности целесообразно вместо множественных коэффициентов корреляции, рассчитываемых при прогнозе каждой временной функции, использовать сводный коэффициент корреляции, показывающий уровень аппроксимации уже совокупности коэффициентов разложения, т. е. практически самого фактического поля.

$$K = \sqrt{\sum_{j=1}^{H} R_j m_j}, \qquad (6.41)$$

где R_i^{j} — коэффициент множественной корреляции для *j*-й временной функции; m_j^{j} — относительная доля вклада *j*-й составляющей в суммарную изменчивость ледового элемента, определяемую H_{-} отобранными на этапе разложения функциями.

С целью проверки метода на независимом материале составлялись прогнозы среднего декадного распределения ледовых элементов за 1982—1983 гг. с заблаговременностью 1—3 декады. Всего было получено около 60 прогностических полей для каждого элемента. Результаты испытаний приводятся в табл. 6.3. Здесь же для сравнения приведены результаты инерционного и климатологического методов.

В целом оправдываемость метода при прогнозе полей ледовых элементов даже с 3-декадной заблаговременностью превышает 70 %. Максимальная эффективность наблюдается при прогнозах кромки (26 %) и сплоченности льда (17 %) с заблаговременностью 1 декада. При увеличении заблаговременности до трех декад сравнительные оценки несколько ухудшаются, и эффективность падает до 13 и 6 % соответственно. Сравнительный анализ результатов физико-статистического, инерционного и климатологического прогнозов показывает несомненное преимущество первого.

С зимы 1983/84 г. метод автоматизированного прогноза положения кромки льда на Охотском море с заблаговременностью до трех декад используется в оперативной практике Приморского УГМ.

Таблица 6.3

Характеристики успешности прогнозов полей ледовых элементов в Охотском море по результатам оперативных испытаний на независимом материале за 1982—1983 г.

| | | Onj | оавдываемость, | % | 1 | - |
|---|--|--|--|--|---|---|
| Заблаговремен- ность | Сводный коэффициент корреляции К | физико-ста- тистический метод | инерционный метод | климатоло- гический метод | Эффектив- ность, % | , |
| 1 декада 2 декады 3 декады 2 декады 2 декады 3 декады 2 декады 3 декады 3 декады 3 декады 3 декады 3 декады 3 декады | 0,85 0,77 0,71 0,86 0,78 0,70 0,79 0,71 0,66 0,79 0,71 0,64 | 87 81 77 81 77 70 84 82 81 85 84 85 84 | 68 46 38 74 63 54 82 77 71 82 81 74 | 61 61 64 64 64 78 78 78 79 79 79 | 26 20 13 17 13 6 6 4 3 6 5 3 | |

Численные прогнозы перераспределения льда

В последние годы численные методы прогноза, в основу которых положены математические модели изменений параметров ледяного покрова и верхнего слоя моря, получили широкое применение в практике обеспечения судоходства ледовыми прогнозами. Обычно эти методы связаны с численным решением систем дифференциальных уравнений, описывающих динамику ледяного покрова под действием различных природных факторов.

В большинстве из них ледяной покров рассматривается как двухслойная жидкость. Впервые это представление было предложено Д. Л. Лайхтманом, который ввел в уравнения движения льда вязкие напряжения по аналогии с уравнениями Новье-Стокса. Сплоченность льда в этих методах принималась величиной постоянной. Это предположение в известной степени справедливо для морей Арктического бассейна и не годится для неарктических морей, где сплоченность дрейфующего льда меняется в широких пределах. Неарктические моря характерны тем, что дрейфующий лед занимает только часть бассейна (имеется кромка льда), и часто именно кромка льда бывает наиболее важной характеристикой ледяного покрова.

С. Н. Овсненко [23, 24] разработал метод краткосрочного прогноза распределения льда для условий неарктических морей, учитывающий наличие кромки льда и предназначенный для расчета значительных изменений сплоченности. К уравнениям движения льда он добавил уравнение сохранения массы льда, что позволило считать сплоченность льда неизвестной функцией и рассчитывать ее. Метод был апробирован при расчетах дрейфа льда на Каспийском, Белом и Баренцевом морях. Теоретические основы метода заключаются в следующем. Рассматривается двухмерная область Z с границей ∂Z . Лед занимает подобласть $\Omega(t) < Z$. Поведение льда в области $\Omega(t)$ описывается уравнениями баланса импульса, массы, уравнениями для осредненных значений толщины льда и характерных размеров льдин, а также уравнением термодинамического состояния льда.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\mathbf{U}\nabla) U + 2\mathbf{\Omega}\mathbf{U} = -(1/\rho)\nabla P + (1/\rho)(\mathbf{\tau}_a + \mathbf{\tau}_w); \quad (6.42)$$

$$\partial S/\partial t + \nabla SU = 2SF/r;$$
 (6.43)

$$\partial h/\partial t + U \Delta h = \Phi;$$
 (6.44)

$$\partial r/\partial t + U\nabla r = F;$$
 (6.45)

$$P = P_0 \left(\frac{h}{h_0} \right) \left(\frac{S}{S_0} \right)^{\varkappa} \Theta \left(\frac{ds}{dt} \right), \tag{6.46}$$

где U — скорость дрейфа; Ω — угловая скорость вращения Земли; τ_a — касательное напряжение ветра на поверхности льда; τ_n — касательное напряжение на нижней границе льда (сила межфазового взаимодействия); S — сплоченность льда; h — толщина льда; r — диаметр льдины; ρ — плотность льда; ∇ — оператор Лапласа; F и Φ — функции скорости изменения толщины льда и скорости бокового нарастания или таяния льда.

Касательное напряжение ветра на поверхности льда задается соотношением

$$\tau_a = KSW | W|, \tag{6.47}$$

где K = const; W - скорость ветра.

В силу того, что уравнение (6.42) записано для одной фазы льда, трение ветра пропорционально сплоченности S. Касательное напряжение на поверхности раздела лед—вода задается соотношением

$$\boldsymbol{\tau}_n = ASU, \quad (6.48)$$

где

$$A = K_1 \begin{pmatrix} -1 & 1 \\ -1 & -1 \end{pmatrix}, \quad K_1 = \text{const.}$$

Для записи термодинамического уравнения состояния С. Н. Овсиенко воспользовался следующими оценками:

1)
$$P \sim 10^4 \text{ r/c}^2$$
; $S \sim 0, 2 \div 0, 3$; $dS/dt > 0$;
2) $P \sim 10^7 \text{ r/c}^2$; $S \sim S_0$; $dS/dt > 0$;
3) $P = 0$; $dS/dt \leqslant 0$.

В уравнении (6.46)

$$\Theta\left(\partial S/\partial t\right) = \begin{cases} 1, & dS/dt > 0; \\ 0, & dS/dt \leq 0, \end{cases}$$
(6.49)

а P₀ и x — подбираются на основе численных экспериментов. Все источники и стоки массы в уравнениях (6.42) — (6.46) определяются выбором функции скорости бокового нарастания или таяния F и скорости изменения толщины льда Ф. К сожалению, подобрать функции F и Ф, основываясь на результатах прямых наблюдений, не представляется возможным, ввиду явно недостаточного количества этих наблюдений. В особенности это относится к функции F, поскольку наблюдения за боковым нарастанием и таянием льда практически отсутствуют. Поэтому принято допущение, что боковое стаивание пропорционально разности температур льда и воды:

$$F = K_2 \left(t_f - t_w \right), \tag{6.50}$$

где t_f — температура таяния (0 °C); K_2 — эмпирический коэффициент.

Что касается функции Ф, описывающей изменение толщины льда, то здесь было принято предположение о том, что изменение толщины дрейфующего и неподвижного льда происходит одинаково. Поэтому для расчета толщины льда можно использовать обычные методы. В данной задаче расчет толщины льда производился по методу, разработанному В. О. Эфроимсоном [53].

Для описания динамикотермического перераспределения ледяного покрова важное значение имеет задание начальных и граничных условий. Специфика состоит в том, что кромка льда (открытая граница) перемещается, потому что лед, как правило, занимает часть бассейна. Лед может отходить от берега и подходить к нему. Вследствие этого использование традиционных граничных условий в чистом виде (равенство нулю скорости или нормальной к границе составляющей скорости) становится сомнительным. Эти условия не позволяют моделируемой среде ни подойти к твердому контуру (берегу), ни отойти от него. Должны быть заданы такие граничные условия, которые бы учитывали состояние ледяного покрова, соприкасающегося с берегом. Единственной силой, воздействующей на твердый контур со стороны льда может быть нормальное давление. В том случае, когда оно есть, берег должен сопротивляться воздействию и препятствовать движению льда, тогда можно принять условие непротекания (условие жесткой стенки). В том случае, когда при наличии льда давление у берега отсутствует, т. е. отсутствует взаимодействие, твердый контур никакой роли не играет, и граница ведет себя как свободная, которая описывается уравнением R(t, x, y) и

$$\frac{\partial R}{\partial t} + \mathbf{U}\nabla R - (\partial \zeta/\partial t) \left[(\nabla R)^2 / (\nabla R \nabla \zeta) \right] \theta \left(\zeta \right) = 0, \tag{6.51}$$

где $\zeta = h \cdot r^2$ — масса льда. Динамическое условие на свободной границе P = 0.

На части границы ледяного массива, соприкасающегося с берегом, задается условие

$$\mathbf{U}\nabla R = 0 \quad \text{при} \quad R > 0. \tag{6.52}$$

381

В начальный момент свободная граница ледяного покрова задана, скорость отсутствует, функция сплоченности, распределение толщин и размеров льдин известны:

 $\Omega(0, x, y) = \Omega_0(x, y); \tag{6.53}$

 $\mathbf{U}(0, x, y) = 0; \tag{6.54}$

 $S(0, x, y) = S_0(x, y);$ (6.55)

$$h(0, x, y) = h_0(x, y);$$
 (6.56)

$$r(0, x, y) = r_0(x, y);$$
 (6.57)

$$x, y, \varepsilon, \Omega_{\theta}$$
.

Для численного решения задачи используется обобщение метода частиц в ячейках. Процедура решения может рассматриваться как вариант физического расщепления системы (6.42) — (6.46). Область Z разбивается на прямоугольные ячейки, которые в процессе решения задачи остаются неподвижными. Элементы ледяного покрова моделируются в виде набора частиц. Каждая частица соответствует совокупности отдельных льдин, рассматриваемых как одно целое. Частица (i) характеризуется горизонтальным размером $r_i(t)$, толщиной, входящих в нее льдин $h_i(t)$. Положение ее определяется координатами $X_i(t)$, $Y_i(t)$. Координаты частиц, их размер и количество определяют функцию сплоченности и свободную границу ледяного покрова.

Решение системы (6.42) — (6.46) проводится шагами во времени. На каждом шаге решение сводится к решению трех вспомогательных систем, описывающих: 1) изменение количества движения, обусловленное работой сил давления и внешних сил; 2) процессы переноса; 3) изменение импульса, характерных размеров и толщины под действием термических факторов. Численная реализация описанной выше схемы была осуществлена на ЭВМ серии ЕС. Схема была апробирована при расчете дрейфа льда в Каспийском, Баренцевом и Белом морях. Примеры расчета динамикотермического перераспределения льда в Каспийском море и Горле Белого моря показаны на рис. 6.8.

Модель С. Н. Овсиенко с некоторой модификацией была применена в Мурманском УГМ для краткосрочного прогноза перераспределения льда в Баренцевом море [8]. Модифицированная модель является достаточно гибкой и позволяет производить как прогностические, так и диагностические расчеты перераспределения льда в зависимости от вида используемой гидрометеорологической информации.

Общая схема прогноза (расчета) состоит из трех основных этапов.

1. Подготовка исходной гидрометеорологической информации для прогноза.

2. Расчет перераспределения льда, положения кромки, зон сжатия и разрежения.

3. Представление результатов прогноза в виде, удобном для использования.



.

5 •••

Рис. 6.8. Численный расчет динамико-термического перераспределения льда в Каспийском море 29 марта — 2 апреля 1969 г. (а) и в горле Белого моря (13—18 апреля 1978 г.) (б).

I — фактическая кромка льда, 2 — рассчитанная кромка льда.



Рис. 6.9. Пример ледового краткосрочного прогноза для юго-восточной части Баренцева моря на 25 марта 1988 г. (прогноз составлен 23 марта).

1 — прогноз кромки льда; 2 — фактическая кромка льда.

В качестве исходной информации для расчета используются данные о распределении льда в пределах расчетной области, о поле касательного напряжения ветра на верхней поверхности льда.

Баренцево море аппроксимировалось сеточной областью таким образом, чтобы была возможность использовать ее как для расчета полей ветра и течений, так и для численных расчетов элементов динамики ледяного покрова. Границы различных зон сплоченности, положения кромки льда задаются по данным ледовой авиаразведки, спутниковым снимкам либо по расчетным полям на основе предшествующих данных. Поле поверхностных течений задается по известным картам течений, либо может быть получено путем расчета. Пример построения прогностической ледовой карты приведен на рис. 6.9.

Описанный метод прошел испытание в Мурманском бюро погоды и был внедрен для оперативного использования. Данные по оправдываемости численных ледовых прогнозов за 1978—1980 гг. приведены в табл. 6.4.

Таблица 6,4

| Элемент прогноза | l-е сутки | 2-е сутки | 3-е сутки | Среднее за трое суток |
|--|----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| | 197 | '8 г. | | |
| Положение кромки Сжатие Разрежение Полынъи Среднее | 79 75 88 80 80 | 84 84 91 88 86 | 85 63 82 80 77 | 82 74 87 82 81 |
| | 197 | 9г. | | |
| Положение кромки Зоны различной сплоченно- сти Сжатие Разрежение Полыньи Среднее | 93 97 68 | 86 89 100 95 82 | 92 92 75 100 100 89 | 91 91 70 100 92 88 |

Оправдываемость Р численных ледовых прогнозов, %

Численная схема прогноза перераспределения льда в Охотском море

В ААНИИ был разработан численный (гидродинамический) метод расчета (прогноза) толщины и дрейфа льда в Охотском море, основанный на модели, реализованной для арктических морей и усовершенствованный с учетом региональных особенностей [6]. Изменения температуры и солености поверхностного, однородного слоя определяются из уравнений баланса тепла и соли с учетом адвекции

$$\int_{t_{i}}^{t_{i+1}} Q_{a} dt = C \left[\int_{0}^{h} \gamma_{i} V_{i} dZ + \int_{h_{i}}^{h_{i+1}} \gamma_{i} V_{i} dZ - \int_{0}^{h_{i+1}} \gamma_{i+1} V_{i+1} dZ + \gamma \int_{t_{i}}^{t_{i+1}} a \frac{\partial V_{0}}{\partial Z} \left| dt + \int_{t_{i}}^{t_{i+1}} \gamma_{i} W \frac{\partial V_{i}}{\partial n} dZ dt \right]; \quad (6.58)$$

$$\int_{0}^{h_{i+1}} \gamma_{i} S_{i+1} dZ = \int_{0}^{h_{i}} \gamma_{i} S_{i} dZ + \int_{h_{i}}^{h_{i+1}} \gamma_{i} S_{i} dZ + \int_{t_{i}}^{t_{i+1}} \Phi_{S} dt + \int_{t_{i}}^{t_{i+1}} \int_{0}^{t} \gamma W \frac{\partial S}{\partial n} dZ dt, \qquad (6.59)$$

где h_i , h_{i+1} — толщина верхнего однородного слоя моря на момент t_i и t_{i+1} ; γ_i — плотность морской воды; C — удельная теплоемкость; t_w — температура воды; W — скорость течения; S_i — соленость воды; Φ — поток соли к слою конвекции.

Основой схемы расчета глубины однородного слоя является соотношение

$$\gamma_i \ge \gamma_{i+1}$$

Тепловой поток подстилающей поверхности к атмосфере Φ_{α} определяется из уравнения теплового баланса

$$\Phi_a = Q_{\mathbf{r},\mathbf{o}} + Q_{\mathbf{n}} + (1 - \alpha) S + Q_{\mathbf{s}\Phi}, \qquad (6.60)$$

где $Q_{\mathbf{r. o}}$ — турбулентный теплообмен; $Q_{\mathbf{n}}$ — теплообмен за счет испарения; α — альбедо подстилающей поверхности; S — суммарная радиация; $Q_{\mathbf{s}\phi}$ — эффективное излучение.

Расчет температуры воды и солености ведется в предположении постоянства скорости течения. В этом случае можно определить точку, откуда пришла водная масса в данный узел сетки. Определяя значения температуры и солености в этой точке, рассчитывается их изменение под действием турбулентного перемешивания по вертикали

$$\partial T_{re}/\partial t = K_T \,\partial^2 T_{re}/\partial Z^2 - U_T \,\partial T_{re}/\partial z; \tag{6.61}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = K_S \frac{\partial^2 S}{\partial Z^2} - U_T \frac{\partial S}{\partial Z}.$$
(6.62)

Поскольку коэффициенты турбулентного обмена в Охотском море неизвестны, то в первом приближении они определялись по результатам численных экспериментов. После охлаждения одно-

25 3akas No 183

学校書が聞きたいで、ことの内容を見て

родного слоя воды до температуры замерзания на поверхности образуется лед.

Дальнейший расчет толщины льда производится по формуле

$$h_{i+1} = \left[h_i^2 + 2\lambda/(l_k\rho_n)\int_{t_i}^{t_{i+1}} (T_n - T_{no}) dt - 2/(l_k\rho_n)\int_{t_i}^{t_{i+1}} Q_B h dt\right]^{1/2}, \quad (6.63)$$

где h_i и h_{i+1} — толщина льда на моменты t_i и t_{i+1} ; λ — теплопроводность морского льда; l_k — теплота кристаллизации; ρ_{π} — плотность льда; T_{π} , $T_{\pi 0}$ — температура на верхней и нижней поверхности льда; $Q_{\rm B}$ — тепловой поток к нижней поверхности льда из воды.

Толщина снега на льду рассчитывается по формуле

$$h_{\rm cH} = qh + B, \tag{6.64}$$

а соленость образующегося льда —

$$S_n = 1,006 S_{\infty} \left[7 \left(\frac{\partial H}{\partial Z} \right)^{1/2} \right] / \left[7 \left(\frac{\partial H}{\partial Z} \right)^{1/2} + 10,3 \right].$$
(6.65)

Скорость и направление дрейфа льда определяются из уравнения баланса сил

$$F_1 + F_2 + \Omega + R = 0, (6.66)$$

где F_1 и F_2 — напряжения трения воздуха и воды о лед; Ω — сила Кариолиса; R — сила взаимодействия с окружающими льдами.

 F_1 , F_2 и Ω рассчитываются по формулам

$$F_{1,2} = \varkappa \rho \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{Z=0}; \qquad (6.67)$$

$$\Omega = -l_i V \rho h, \tag{6.68}$$

где V = U + iV — скорость дрейфа льда в комплексном виде; ρ — плотность; h — толщина льда; \varkappa — коэффициент молекулярной вязкости.

Сила взаимодействия R_i рассчитывается по формуле

$$R_{i} = -\mu \left(U_{i} + U_{i+1} \right) / S, \tag{6.69}$$

где µ — характеризует степень сопротивления льда деформациям.

Перемещение льда различной сплоченности и толщины в модели описывается плоскопараллельным сдвигом. Для этого на каждом временном шаге суммируются составляющие скорости дрейфа льда:

$$S_{x} = \sum_{t_{0}}^{t_{k}} U_{i}; \quad S_{y} = \sum_{t_{0}}^{t_{k}} V_{i}.$$
 (6.70)

По достижении S_x и S_y в данном расчетном узле значения, равного шагу сетки, значения свойств льда перемещаются на место соседнего узла в соответствии со знаком S_x и S_y .

При такой процедуре расчета скоростей дрейфа льда и его перемещений решаются вопросы о перераспределении льда при наличии полыней, о слежении за изменениями кромки льда, перемещением зон льда различной толщины.

Таким образом, на основании численного решения уравнений движений льда и его термических изменений, можно получить последовательную картину охлаждения воды, появления льда и изменения его толщины вплоть до начала таяния.

Прогнозы весенних ледовых явлений

При краткосрочных прогнозах весенних ледовых явлений решающим фактором является толщина льда. Чем больше толщина

льда, тем большее количество времени потребуется на его разрушение. Значительное влисроки разрушения яние на льда оказывают влияние динамические факторы: ветер, течения и т. д. Роль ветра в процессе разрушения припая показана Ю. В. Тарбеевым в работе [36]. На рис. 6.10 приведен график связи толщины льда со скоростью ветра, разрушающего припай. Этот график мо-

Рис. 6.10. Связь толщины припая (h) со скоростью ветра (W), разрушаюшего припай.

1 — пролив Савникова; 2 — мыс Челюскин;
 3 — мыс Биллингса; 4 — мыс Шмидта; 5 — мыс Стерлигова.



жет быть использован для краткосрочного прогноза, так как позволяет по толщине льда на любой период весны определить, какой силы должен быть ветер для того, чтобы припай данной толщины разрушился.

При разработке метода прогноза весенних ледовых явлений в качестве аргументов используются даты перехода дневной температуры воздуха через 0°С, максимальная толщина, накопленная за зиму, сумма градусодней тепла за период от начала ледотаяния до момента вскрытия. В качестве показателя максимальной толщины льда берется сумма градусодней мороза за зиму.

Прогностические зависимости для прогноза вскрытия и очищения ото льда с учетом этих факторов были построены Е. М. Саускан для районов Каспийского, Азовского и Черного морей [31]. Сущность этой методики состоит в следующем. Количество теплоты, необходимой для полного разрушения льда, определялось по формуле

$$\Delta Q = 80 \rho_a \Delta h, \tag{6.71}$$

где ΔQ — количество теплоты, Дж; Δh — толщина льда в см; ρ_{π} — плотность льда.



Рис. 6.11. Зависимость суммы значений температуры выше 0 °С от максимальной толщины льда.

а – Гурьев, б – Астрахань; в – Таганрог; е – Ростовна-Дону; д – Херсон.

По этой формуле, располагая данными о поступившем количестве теплоты, нетрудно рассчитать количество дней, которое потребуется для полного исчезновения льда. Однако часто отсутствуют необходимые исходные данные для прогноза. Поэтому количество тепла ΔQ заменяется суммой температур воздуха выше 0 °C $\sum (+t_a)$, полагая, что $\sum (+t_a)$ пропорционально притоку тепла на поверхности льда. Из рис. 6.11 видно, что все линии регрессии имеют один и тот же наклон к оси абсцисс, в то время как отрезки отрицательных ординат, характеризующие свободный член, меняются от пункта к пункту. Это, по-видимому, обусловлено неодинаковым притоком тепла в пункты, расположенные в различных физико-географических условиях. Однако, если брать значения изменения сумм температуры выше 0 °C ото дня ко дню и соответствующие им значения стаивания льда, то свободный член пропадает, и связь может быть представлена в виде

$$\Delta \sum (+t_a) = 1, 4\Delta h. \tag{6.72}$$

Решая совместно формулы (6.71) и (6.72), можно получить связь теплового баланса с суммой температур выше 0 °С

$$\Delta Q = 53\Delta \sum (+t_a). \tag{6.73}$$

Используя связь между суммой градусодней мороза и толщиной льда, а также формулу (6.71), можно определить зависимость количества теплоты от суммы градусодней мороза

$$\Delta Q = 4,1 \sum (-t_a). \tag{6.74}$$

Тогда, приравняв правые части формул (6.73) и (6.74), получим

$$\Delta \sum (+t_a) = 0.08\Delta \sum (-t_a). \tag{6.75}$$

Это равенство позволяет по сумме градусодней мороза за зиму найти сумму градусодней тепла, необходимую для полного разрушения льда, без использования данных о толщине льда.

Полученные эмпирические формулы применимы только для тех пунктов, для которых они построены. Чтобы использовать их для других пунктов, необходимо пересчитать коэффициенты пропорциональности.

П. П. Никифоров для прогноза весенних ледовых явлений в качестве показателя теплового баланса использовал температуру воздуха

$$\sum Q = kt_a. \tag{6.76}$$

Если известно количество теплоты, поступившей на поверхность льда, то толщину стаявшего льда можно рассчитать по формуле

$$\Delta h = \sum Q/(\lambda \rho_{\pi}) = k t_a/(\lambda \rho_{\pi}), \qquad (6.77)$$

тде λ — удельная теплота плавления льда; ρ_л — плотность льда.
 Располагая прогнозом температуры воздуха, эту зависимость
 можно использовать для прогнозов стаивания льда сверху и дат
 вскрытия и очищения.

При прогнозе вскрытия Рижского залива А. А. Пасторс в качестве основных факторов использовал толщину льда, температуру воздуха, показатель интенсивности потепления (отношение суммы температур воздуха выше 0°С за период от перехода через 0°С до момента вскрытия к скорости ветра). А. А. Пасторс мостроил графики для определения количества тепла, которое должно накониться, чтобы произошло вскрытие залива (в виде сумм температур, значение которых выше 0°С), в зависимости от толщины льда и интенсивности потепления.

Среднесрочные прогнозы появления льда и очищения моря ото льда

Описанные выше методы краткосрочных прогнозов ледовых условий с заблаговременностью до 3 сут, хотя и имеют хорошее физическое обоснование, но они не всегда удовлетворяют потребителя из-за малой заблаговременности. В последние годы в связи с увеличением заблаговременности численных прогнозов погоды до 7 сут появилась возможность увеличить и заблаговременность прогнозов ледовых характеристик. В Росгидрометцентре М. Д. Андреевым [1] были разработаны методы среднесрочного прогноза (с заблаговременностью до 10—15 сут) появления льда и очищения моря ото льда для основных портов неарктических морей восточной Европы, включая Баренцево море.

Метод прогноза появления льда. Основная концепция метода среднесрочного прогноза появления льда заключается в следующем. По прогнозу погоды на 7 сут можно определить дату перехода температуры воздуха через 0 °С для соответствующего порта. По прогнозу погоды следующего дня на тот же срок (7 сут) проверяется достоверность этой даты. Далее, полагая, что температура воды в день перехода температуры воздуха через 0°C в значительной мере определяется температурой воздуха за некоторый интервал, предшествующей этой дате. Оптимальный интервал, за который следует брать среднюю температуру воздуха. определяется на основе корреляции между температурой воды и средней температурой воздуха за разные интервалы предшествующего периода времени. Такие зависимости были построены для 14 основных портов, расположенных в морях европейской части России, для 10, 15, 20 и 25-суточного осреднения температуры воздуха. Из табл. 6.5 видно, что наилучшие связи получаются для 20 и 25-суточного осреднения. При этом для южных морей (Черное, Азовское, Каспийское) более тесные связи наблюдаются при 20-суточном осреднении, а для северных морей (Баренцево, Белое. Балтийское) — при 25-суточном. Осредненная температура воздуха за установленный интервал является характеристикой теплозапаса воды к началу ледообразования.

По исходным данным о средней температуре воздуха за интервал, предшествующий дате перехода температуры воздуха через 0 °С и о самой этой дате были построены зависимости для прогноза даты первого появления льда в порту (табл. 6.6).

Метод прогноза очищения моря от льда. Наличие прогнозов погоды от 7 сут позволило несколько по-другому подойти и к прогнозу очищения моря ото льда.

Разрушение ледяного покрова и последующее очищение моря ото льда определяется многими факторами, основными из которых являются: 1) состояние ледяного покрова к началу разрушения (толщина, структура, соленость, загрязненность, наличие снежного покрова на льду и др.); 2) тепловой баланс моря; 3) динамика вод моря (течения, сгонно-нагонные явления, ветер).

| М и.п. Порг Σ i_1^{20} Σ i_2^{25} Σ i_2^{21} 0 | | | | Коэфф | ициент корре | у нин к | - | | | | | | ļ | | |
|---|----------------|---|------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|----------------------------------|---|---|----------|----------------|----------------|--------|----------|----------|----------------------|
| Парьян-Мар 0,63 0,68 0,72 0,76 0,76 0,77 0,77 0,69 0,59 0,65 0,65 0,76 0,77 0,77 0,69 0,59 0,65 0,65 0,76 0,77 0,79 0,77 0,69 0,59 0,65 0,65 0,76 0,77 0,61 0,59 0,61 0,65 0,66 0,77 0,61 0,77 0,61 0,77 0,61 0,77 0,61 0,76 0,77 0,61 0,66 0,66 0,76 0,77 0,77 0,61 0,77 | № п.п. | Порт | $\Sigma \frac{t^{10}}{a}$ | $\sum_{a} \frac{\tilde{t}^{15}}{a}$ | $\sum_{a} t_{a}^{20}$ | $\sum_{a} \overline{f}_{a}^{25}$ | $\sum_{a} f_{a}^{30}$ | | Ŭ | Decre | Тенност | ь связ | e∯ (S/0 | - | |
| 1 Нарьян-Мар 0,63 0,63 0,72 0,73 0,77 0,66 0,59 0,63 0,64 0,59 0,66 0,77 0,77 0,77 0,77 0,77 5 Paramittread 0,551 0,533 0,563 0,664 0,66 0,66 0,67 0,89 0,77 0,77 0,77 6 Paramittread 0,533 0,563 0,666 0,664 0,63 0,73 0,77 0,77 0,77 0,77 7 Karamunutrpad 0,533 0,663 0,663 0,663 0,663 0,663 0,77 0,77 0,77 0,78 | | | ž | | | Баренце | 08 | |] | |] | | | | |
| 2 Архантельск 0,58 0,58 0,73 0,73 0,74 0,61 0,61 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,73 0,73 0,73 0,61 0,73 0,61 0,73 0,61 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,66 0,73 0,61 0,77 | - | Нарьян-Мар | 0,63 | 0,68 | 0,72 | 0,78 | 0,76 | I 0,78 | _ | 11, | -`0 | 99 | 0,5(| | 0,62 |
| 4 CПетербург 0,50 0,54 0,66 0,66 0,63 0,82 0,77 0,78 0,78 0,78 | 0 0 | Архангельск Кемь | 0,58 0,61 | 0,62 0,64 | 0,69 | Delice 0,76 0,75 | $\left \begin{array}{c} 0,74\\ 0,73 \end{array} \right $ | 0,86 0,81 | <u> </u> | ,79 | 00 | 74 | 00 00 | | 0,65 |
| 4 CПепербург 0,50 0,54 0,66 0,65 0,63 0,87 0,85 0,82 0,77 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 0,78 | | | | | | Балтийск | oe | | | | | | | | |
| 8 Олесса 0,56 0,60 0,64 0,61 0,59 0,84 0,82 0,78 0,81 0,83 9 Николаев 0,56 0,66 0,83 0,79 0,78 0,81 0,83 0,81 0,82 0,83 0,81 0,83 0,81 0,81 0 | 4500 | СЛетербург Таллинн Рига Калининграл | 0,51 0,51 0,52 0,52 | 0,55 | 0.000 | 0,66 | 0,64 0,63 0,63 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | | සුකුසුක | | 88888 | 0000 | <u> </u> | 0,78 0,78 0,78 |
| 8 Одесса 0,56 0,60 0,64 0,61 0,59 0,84 0,82 0,78 0,81 0,82 0,81 0,82 <th< td=""><td></td><td>and minimum</td><td></td><td>-</td><td></td><td>11</td><td>-</td><td>-</td><td>_</td><td></td><td>-</td><td>-</td><td></td><td>-</td><td></td></th<> | | and minimum | | - | | 11 | - | - | _ | | - | - | | - | |
| 10 Мариуполь 0,52 0,56 0,61 0,55 0,55 0,86 0,84 0,81 0,83 | ගෙන | Одесса Николаев | 0,56 0,58 | 0,60 | 0,64 0,65 | 14phot 0,61 0,62 | 0,60 | 0,84 0,83 | | , 82 , 79 | 6°6 | 82 | 0,75 | | 0,82 |
| 10 Марнуполь 0,52 0,56 0,57 0,55 0,86 0,84 0,81 0,83 <th0,83< th=""> 0,73 0,73</th0,83<> | | | | | | ABOBCKO | ¢ | | | | | | | | |
| 12 Астрахань 0,50 0,54 0,59 0,59 0,54 0,59 0,82 0,72 0,82 | 10 | Мариуполь Керчь | 0,52 0,54 | 0,56 | 0,61 | 0.58 | 0,55 | 0,86 0,85 | | 2.8 | | 81 | 00 88 | | 0,83 0,83 |
| 12 Астрахань 0,50 0,54 0,59 0,59 0,54 0,85 0,85 0,85 0,82 0,82 0,82 0,82 13 о-в Искусственный 0,51 0,56 0,61 0,60 0,55 0,87 0,81 0,81 0,82 0,82 0,82 14 о-ва Пешные 0,48 0,51 0,63 0,61 0,55 0,55 0,87 0,83 0,79 0,81 | | | | | | Каспийск | 0e | | | | | | | | |
| | 12 13 14 | Астрахань о-в Искусственный о-ва Пешные | 0,50 0,51 0,48 | 0,54 0,56 0,51 | 0,59 0,61 0,63 | 0,59 | 0,54 0,55 0,58 | 0,89 | | 85 84 87 | | 828 | 000 | | 0,85 0,85 |

x Ē

Корреляционные зависимости для прогноза первого появления льда на акватории порта

| _ | | | | |
|---------|-------------------|--|---------------------------|---------------------------|
| № п. п. | Порт | Расчетные зависимости | Коэффициент Корреляции | Обеспечен- пость мето- |
| | | Баренцево | | |
| 1 | Нарьян-Мар | | 0,82 | 87 |
| | | Белое | | |
| 2 | Архангельск | | 0,84 | 89 |
| 3 | Кемь | | 0,90 | 92 |
| | | Балтийское | | |
| 4 | СПетербург | | 0,87 | 90 |
| 5 | Таллини | | 0,81 | 86 |
| 6 | Рига | | 0,93 | 9 4 |
| 7 | Калининград | | 0,92 | 93 |
| | | Черное | | |
| 8 | Одесса | | 0,79 | 84 |
| 9 | Николаев | | 0,83 | 88 |
| | | Азовское | | |
| 10 | Мариуполь | | 0,81 | 86 |
| 11 | Керчь | $\Pi_{n.n.} = 0,78 \sum \bar{t}_a^{20} + 0,64 \Pi t_a + 55$ | 0,85 | 89 |
| | | Қаспийское | | |
| 12 | Астрахань | | 0,80 | 84 |
| 13 | о-в Искусственный | $\Pi_{n.n.} = 1,76 \sum \bar{t}_a^{20} + 0,59 \Pi t_a + 19$ | 0,86 | 9 0 |
| 14 | о-ва Пешные | $\Pi_{\Pi,\Pi} = 1,43 \sum \bar{t}_a^{20} + 0,84 \Pi t_a + 18$ | 0,98 | 98 |

Примечание. Д_{п. п} — дата первого появления льда; Д t_a — дата перехода температуры воздуха через 0 °С в отсчетах от 1 сентября; $\sum \tilde{t}_a^{20}$, $\sum \tilde{t}_a^{25}$ —аналогичны обозначениям в табл. 6.5.

392

В основу метода среднесрочного прогноза даты очищения моря ото льда были положены следующие физические положения.

В весенний период в связи с увеличением притока солнечного тепла к поверхности моря температуру поверхности льда или снежного покрова на льду уже нельзя отождествлять с температурой воздуха, как зимой. На основе анализа данных натурных наблюдений за таянием льдов было установлено, что оно начинается сверху еще при температуре воздуха не на много ниже 0 °С. С другой стороны, соленость поверхностного слоя льда в весенний период бывает незначительной и температура таяния льда близка к нулевой, а при наличии снежного покрова на льду равна 0 °С. Однако из-за радиационного притока тепла температура поверхности снежного покрова несколько выше температуры воздуха. То же самое относится и к безснежному льду.

Таяние льда начинается с момента установления положительного теплового баланса на поверхности ледяного покрова. Под влиянием лучистой энергии и теплопроводности во льду происходят структурные изменения, придающие ему пористость и уменьшающие его прочность. На поверхности льда талая вода заполняет все углубления, шероховатости нивелируются, толщина льда уменьшается.

При ночных температурах ниже 0°С пористый лед и талая вода покрываются тонкой ледяной коркой, которая не пропускает длинноволновое излучение и создает так называемый парниковый эффект. Однако, несмотря на ночные температуры воздуха, значения которых ниже 0 °C, происходит постепенное повышение темпевсей толще льда, приводящее к быстрому таянию ратуры по в дневные часы, не возмещаемому ночным холодом. Исходя из этих соображений, за начало периода таяния льда можно принять дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °C в дневной срок наблюдения, а не дату перехода средней суточной температуры воздуха через 0 °C. В то же время, необходимое для разрушения ледяного покрова, количество теплоты прямо пропорционально толщине льда. Таким образом, можно считать, что сроки очищения моря ото льда зависят от максимальной за зиму толщины льда и сроков начала ледотаяния.

В качестве предикторов для построения прогностических уравнений принимались значения максимальной толщины льда и дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°С, взятой в срок 15 ч мск. Дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°С в дневное время определяется из 7-суточного прогноза погоды по дням.

Полученные прогностические зависимости приведены в табл. 6.7.

6.3. Долгосрочные прогнозы ледовых условий

Одной из основных, принятых при разработке методов долгосрочных ледовых прогнозов, является концепция о преемственности атмосферных и гидрологических процессов. Наиболее отчетливо

Таблица 6.7

| | | ······································ | | |
|--------------|-------------------|--|-------------------------------------|-------------------------------------|
| u. n. | Море, порт | Расчетные зависимости | Коэффи- циент корреля- цин | Обеспе- ченность метода, % |
| | | Баренцево | | - |
| 1 | Нарьян-Мар | $\underline{\Pi}_{0} = 0,62h_{m} + 0,41\underline{\Pi}t_{4}^{\pi} + 155$ | 0,77 | 83 |
| | | Белое | | |
| 2 | Архангельск | | 0,82 | 88 |
| 3 | Қемь | $\square_0 = 0,82h_m + 0,27 \square t_a^{\pi} + 142$ | 0,78 | 85 |
| | | Балтийское | | |
| 4 | СПетербург | | 0,69 | 76 |
| 5 | Таллинн | $\Box_0 = 0,74h_m + 0,28 \Box t_a^{\Box} + 160$ | 0,75 | 80 |
| 6 | Рига | | 0,72 | 78 |
| 7 | Калининград | $\underline{\Pi}_{0} = 0,34h_{m} + 0,68\underline{\Pi}t_{a}^{\pi} + 82$ | 0,83 | 89 |
| | | Черное | | |
| 8 | Одесса | | 0,84 | 89 |
| 9 | Николаев | $\Pi_0 = 0,47h_m + 0,35\Pi t_a^{\Pi} + 119$ | 0,78 | 84. |
| | | Азовское | | |
| 10 | Мариуполь | | 0,98 | 98- |
| 11 | Керчь | $\Pi_0 = 1,02h_m + 0,01\Pi t_a^{\Pi} + 162$ | 0,97 | 97 |
| | | Каспийское | | |
| 12 | Астрахань | | 0,71 | 77 |
| 13 | о-в Искусственный | | 0,69 | 76 |
| 14 | о-ва Пешные | | 0,72 | 78- |
| _ | I I | | 1 | 1 |

Корреляционные зависимости для прогноза очищения акватории основных портов на морях

Примечание. h_m — максимальная толщина льда за зиму; $t_a^{\rm H}$ — дата перехода температуры воздуха через 0°С в 15 ч мск; $Д_0$ — дата очищения моря ото льда.

в атмосферных процессах преемственность прослеживается от предзимья к зиме, что особенно важно для осенних ледовых прогнозов. Например, замечено, что меридиональным процессам в январе-феврале, обусловливающим частые вторжения холодного воздуха на европейскую территорию, предшествуют меридиональные процессы в октябре и ноябре. Отмечена преемственность также и для процессов, обусловливающих теплые зимы на европейской территории. В частности, преобладание зональной циркуляции в октябре — ноябре вызывает преобладание этой же циркуляции в январе — феврале. Обнаружены характерные особенности в поведении высотных барических полей, обусловливающих теплые и холодные зимы в Европе. Для теплых зим характерно в предзимье отсутствие или слабое развитие высотной ложбины на востоке Европы при нормальном или слабом развитии западного высотного гребня, что приводит к интенсивному выносу теплого воздуха с Атлантического океана на восток.

Хорошо развитая высотная ложбина на востоке при нормальном или хорошо развитом высотном гребне над западными районами Европы или примыкающими к ней районами Атлантического океана вызывают над всей Европой преобладание меридионального переноса, т. е. холодную зиму.

На Дальнем Востоке поле давления осенью (в октябре) в известной степени определяет распределение давления в последующую зиму, что хорошо прослеживается по средним картам атмосферного давления.

Для теплых зим характерно позднее развитие центров действия атмосферы, что обусловливает затоки теплых масс воздуха с Тихого океана. Перед холодными зимами обычно преобладают холодные северные потоки в октябре.

Помимо преемственности процессов при разработке методов ледовых прогнозов обычно используются такие закономерности, как свойство инерции процессов, протекающих в атмосфере и в океане, аналогичность процессов, тенденция в их развитии, большая устойчивость температурных аномалий в океане.

Развитие синоптических процессов в масштабах сезона на обширных пространствах позволяет выявить крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы, являющиеся основой долгосрочных ледовых прогнозов. Разрабатываются также методы ледовых прогнозов, основанные на учете влияния на гидросферу Земли космических причин, особенностей движения самой Земли, изменений солнечной активности и приливообразующей силы Луны. Однако ледовые прогнозы, основанные только на учете гелиогеофизических факторов, как правило, имеют низкую оправдываемость.

В зависимости от вида долгосрочного прогноза ледовых явлений, определяемого сезоном, используются различные факторы, входящие в прогностические уравнения. В осенних прогнозах появления льда и замерзания морей в качестве основных факторов используется количество теплоты, накопленной морем в весеннелетний период, которое характеризуется энтальпией и интенсивностью теплоотдачи в осеннее время.

Для весенних ледовых явлений (таяние льдов, вскрытие и очиящение моря ото льда) наиболее важными аргументами служат колнечство льда, накопленное морем в течение зимы и интенсивность весенних процессов в атмосфере, связанных с увеличением поступления солнечного тепла.

Таким образом, выбор аргументирующих факторов, в конечном счете, сводится к учету динамического и теплового состояния атмосферы, моря и самого ледяного покрова. Отбор наиболее эффективных аргументов осуществляется путем обработки имеющихся рядов гидрометеорологических наблюдений с помощью методов математической статистики. Местные физико-географические и морфологические особенности вносят определенные коррективы в выбор аргументирующих факторов, но они, как правило, учитываются в неявном виде.

6.3.1. Долгосрочные прогнозы ледовых фаз

В условнях большой изменчивости наступления сроков ледообразования на неарктических морях долгосрочные прогнозы сроков появления льда позволяют наиболее эффективно планировать работу морского флота, рыбной промышленности и других отраслей народного хозяйства, связанных с морем. Методы долгосрочных прогнозов сроков появления льда основываются на установлении эмпирических связей между сроками появления льда и предшествующими им термодинамическими процессами, происходяцими в океане и атмосфере. В качестве показателей этих процессов использовались локальные факторы (температура воздуха и

Таблица 6.8

| | Direct | | Обеспече | енность, % |
|--------------------------|--|------|----------|------------|
| 11 9 987 | Бид уравнения | R | метода | природная |
| <u> </u> | Первое появление льда | | <u> </u> | ÷ |
| Бугрино (о-в Колгуев) | $\Pi_{\rm n. n.} = 10.0t_{a_{\rm M. K}}^{\rm IX} - 0.4J_1^{\rm IX} - 13.8$ | 0,72 | 82 | 43 |
| Нарьян-Мар | | 0,73 | 80 | 53 |
| Индига | | 0,75 | 81 | 52 |
| Мыс Болванский | | 0,75 | 86 | 77 |
| | Полное замерзание | | | |
| Бугрино | $ \Pi_{\pi, 3} = -5.9\Gamma_{y, 11}^{3-1} - 3.3A_{Z_3}^{1X} + 71.4$ | 0,69 | 80 | — |
| Нарьян-Мар | $\left \mathcal{I}_{\mathbf{n},\mathbf{s}} = -3.8\Gamma_{\mathbf{y},\mathbf{H}}^{\mathbf{IX}} - 0.9J_{\mathbf{t}}^{\mathbf{IX}} + 39.0 \right $ | 0,70 | 85 | 55 |

Уравнения для прогноза осенних фаз

396

Таблица 6.9

| Уравнения | для | прогноза | весенних | ледовых | фаз |
|-----------|-----|----------|----------|---------|-----|
|-----------|-----|----------|----------|---------|-----|

| | | | Обесі ност |)ечен- ъ, % |
|-------------------|---|------|---------------|----------------|
| Пункт | Вид уравнения | R | мето- да | при- родная |
| Бугрино | $ \prod_{\text{oq}} = -1,26 \sum t_{a_{\text{III}}}^{\text{IX}-\text{XI}} - 1,1A_{Z_4}^{\text{XI}-\text{XII}} + $ | 0,81 | 82 | 52 |
| Мыс Микулин | | 0,82 | 86 | 50 |
| Мыс Болванский | $\Pi_{oq} = -0.27 \sum t_{a_{III}}^{IX-XII} + 1.1Z_{n_3}^{XI-XII} + 1.02 n_3$ | 0,71 | 82 | 52 |
| Ходовариха | $ \begin{array}{c} +20,2 \\ \Pi_{ov} = -1,9 \sum t_{a_{M,K}}^{X-XII} - 2,3A_{Z_{4}}^{IX-XII} + \\ +36,4 \end{array} $ | 0,71 | 82 | _ |

Примечание к табл. 6.8 и 6.9. $t_{aM, K}$ — средняя месячная температура воздуха в Малых Кармакулах; J_1 — индекс атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (1-й район); $\Gamma_{y, ll}$ — тенденция температуры воздуха в Усть-Цильме; $A_{Z_x}^{IX}$ — индекс антициклонической деятельности над 3-м районом в сентябре; $\Sigma t_{a_{III}}$ — сумма средних месячных температур воздуха на Шпицбергене; $A_{Z_4}^{IX-XII}$ — индекс антициклонической деятельности над 4-м районом; $Z_{n_3}^{VIII}$ индекс циклонической деятельности над 3-м районом.

воды, атмосферное давление и др.) в отдельных пунктах. Позже стали применяться либо индексы атмосферной циркуляции над обширными районами, либо поля атмосферного давления и температуры воздуха и воды, представленные аналитически в виде ряда разложения по полиномам Чебышева или естественным составляющим.

В качестве примеров таких зависимостей, можно привести зависимости, разработанные А. И. Каракашем [14] для прогноза сроков наступления осенних и весенних ледовых фаз в юго-восточной части Баренцева моря (табл. 6.8, 6.9) и Я. А. Тютневым для прогнозов сроков наступления ледовых фаз в портах Азовского, Черного и Японского морей (табл. 6.10, 6.11).

Сложность предсказания основных ледовых фаз состоит в очень большом размахе явления. Часто даты бывают чрезвычайно растянуты во времени. Например, начало весеннего взлома припая в пункте Абрука (Балтийское море) от крайней ранней даты до крайней поздней равна 96 сут, т. е. более трех месяцев и в предельных случаях наблюдалась 21 января и 27 апреля — практически взлом припая может произойти в любой день зимы.

Таблица 6.10

Уравнения для прогноза появления льда (N == 38 лет)

| _ | | | Обеспече | нность, % |
|---------------------------------------|--|------------------------------|----------------------|----------------------|
| Пункт | Вяд уразнения | R | метода | природная |
| ————————————————————————————————————— | $ \begin{array}{l} \Pi_{n.\ n} = 2,5A + 2,1\overline{t}_{n} + 38,0 \\ \Pi_{n.\ n} = 2,7A + 1,8\overline{t}_{n} + 35,3 \\ \Pi_{n.\ n} = 3,8A + \overline{t}_{n} + 34,4 \\ \Pi_{n.\ n} = 5,3A + 39,0 \end{array} $ | 0,66 0,61 0,67 0,64 | 82 74 76 76 | 52 57 47 55 |

Таблица 6.11

Уравнения для прогнозов сроков очищения морей ото льда (N = 34 года)

| _ | | | Обеспеч | енность, % |
|---|--|--|----------------------------|----------------------------|
| Пункт | Вяд уравнения | | метода | природная |
| Марнуполь Таганрог Ейск Николаев Очаков | $ \begin{array}{ c c } \hline & \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \$ | 0,78 0,66 0,68 0,60 0,60 0,65 | 71 74 71 73 73 | 53 59 56 46 57 |

Примечание к табл. 6.10 и 6.11: Дл. в — дата (отсчет от 1 ноября) первого появления льда (для Таганрога устойчивого появления); \bar{t}_a — средняя температура воздуха третьей декады октября в Архангельске; A — сумма нормированных коэффициентов ряда разложения полей аномалий давления по полиномам Чебышева ($A_{\rm ff} = A_0^{\rm IX} - A_{10} \pm 02$ —03 для Азовского моря; $A = A_{00}^{\rm IX} - A^{\rm X} 02$ —03 для Черного моря); $\mathcal{J}_{\rm ov}$ — дата (отсчет от 1 марта) окончательного очищения моря ото льда; t_a — средняя температура первой декады февраля в Мариуполе; $A' = A_{00} - A_{02} - A_{31} + A_{32}$.

Несмотря на различие местных условий, влияющих на сроки наступления ледообразования, возможна разработка единого метода долгосрочного прогноза сроков появления льда на морях, поскольку основной причиной, определяющей эти сроки является интенсивность теплообмена между морем и атмосферой, определяемая особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции. Эти особенности связаны с тем, какая форма циркуляции преобладает в период, предшествующий ледообразованию: зональная или меридиональная.

При зональной циркуляции с поступлением на европейскую территорию теплых и влажных воздушных масс из районов Атлантики происходит уменьшение эффективного излучения и замедление отдачи тепла в атмосферу вследствие процессов испарения и теплообмена. При меридиональной циркуляции, сопровождающейся затоками холодного и сухого воздуха с арктического бассейна, потеря тепла поверхностью моря резко возрастает. Как показано в работах [20, 21], переход от зональной циркуляции к меридиональной обусловлен тепловым взаимодействием Атлантического океана с атмосферой.

Таким образом, при прогнозах сроков появления льда в качестве основного предиктора выступает атмосферная циркуляция. Другим значащим фактором является температура поверхности Северной Атлантики.

В последние годы при разработке метода долгосрочного прогноза сроков появления льда делались попытки учитывать внешние гелиогеофизические факторы, например, геомагнитную возмущенность Земли. Л. А. Вительс и другие высказали предположение о том, что с увеличением возмущенности магнитного поля Земли устанавливается устойчивый западный перенос, а при уменьшении магнитной возмущенности в районе Гренландии образуется область повышенного давления, которая, соединяясь с Азорским антициклоном, образует гребень давления, блокирующий развитие западного переноса. При этом вероятность меридиональной циркуляции возрастает, что должно способствовать ранним срокам появления льда на морях.

Основываясь на этих закономерностях О. И. Шереметевская [42, 46, 47] разработала метод долгосрочного прогноза сроков появления льда на морях. В качестве предикторов использовались коэффициенты разложения поля атмосферного давления над Северным полушарием по функциям координат X и Y, коэффициенты разложения аномалий температуры воды в Северной Атлантике и индексы геомагнитной возмущенности.

Поля сроков первого появления льда (предиктант) представлялись аналитически путем разложения их в ряды по естественным составляющим

$$\square_{nn}(x, t) = A_0(t) + A_1(t) \varphi_1(x) + A_2(t) \varphi_2(x) + \ldots + A_n(t) \varphi_n(x),$$
(6.78)

где A_0 — средняя аномалия поля сроков первого появления льда; естественные составляющие; A_1, A_2, \ldots, A_n — коэффициенты разложения.

Таким образом, строились прогностические зависимости вида

$$A_{i}^{n} = f(A_{i}^{P}, A_{i}^{I_{w}}, K), \qquad (6.79)$$

где A_i^{n} — коэффициенты разложения поля сроков появления льда; A_i^{p} — коэффициенты разложения полей атмосферного давления; $A_i^{t}w$ — коэффициенты разложения полей температуры воды в Северной Атлантике; K — индекс геомагнитной возмущенности.

Общие коэффициенты корреляции изменялись от 0,69 до 0,91. Процедура составления прогноза по уравнениям состоит из трех этапов. На первом этапе по уравнениям (6.79) рассчитываются значения коэффициентов разложения A_i^{π} . На втором — производится восстановление поля аномалий дат по прогнозируемым значениям A_i^{π} с помощью естественных составляющих по формуле (6.78). На третьем этапе строится прогностическая карта изохрон дат первого появления льда и их аномалий (рис. 6.12).



Рис. 6.12. Фактическое (1) и прогностическое (2) поля сроков первого появления льда в 1978 г.

Точками отмечены опорные пункты.

Фоновые прогнозы по предложенной схеме составляются 1 сентября. Расчеты, выполненные на зависимом ряде за 1948—1973 гг., показали, что обеспеченность метода (средняя по 27 пунктам) составляет 77 %, а природная 63 %.

В отличие от традиционных статистических методов долгосрочных прогнозов сроков появления льда, в которых в качестве предиктантов используются даты появления льда, О. И. Шереметевская разработала метод, в котором предиктант представлен характеристикой скорости охлаждения воды. Расчет сроков ледообразования производится по прогнозу скорости охлаждения воды с учетом начальной температуры воды и температуры замерзания. Уравнение, описывающее процесс осеннего охлаждения воды до температуры замерзания записывается в виде

$$(t_{w_0} - t_{w_3})/\Delta \tau = \sum_{\tau_1}^{\tau_2} Q/(c\rho_w H),$$
 (6.80)

где $\Delta \tau = \tau_2 - \tau_1$ — промежуток времени от начального момента расчета до момента достижения водой точки замерзания, суг; $\sum_{\tau_1}^{\tau_2} Q$ — сумма тепловых потоков на границе раздела вода—воздух за время Δt ; с — теплоемкость воды, которая принимается равной единице; ρ_w — плотность воды; H — глубина перемешивания.

Для прибрежных мелководных районов, где перемешивание достигает дна, значение *Н* можно считать постоянным, равным глубине места в пункте наблюдений. Адвекцией тепла течениями пренебрегалось.

Прогноз по этому методу составляется в сентябре. За начальную температуру t_{w_a} принимается среднемесячная температура августа, когда теплозапас моря наибольший.

По данным наблюдений за температурой воды и сроками появления льда за прошлые годы вычислялась скорость охлаждения воды, (°С/сут) по формуле

$$V_{0} = \left(t_{w}^{\text{VIII}} - t_{w_{3}} \right) / \Delta \tau.$$
 (6.81)

Значение температуры замерзания t_{w_3} в каждом пункте принимается постоянным. Значение $\Delta \tau$ отсчитывается в сутках до 1 сентября. Расчеты выполнялись с 1944 по 1976 г. для 7 морских и 5 речных пунктов. Далее поля скорости охлаждения воды в выбранном районе были представлены аналитически рядами разложения по естественным составляющим

$$V_0(k, t) = A_0^{\mathfrak{o}}(t) + A_1^{\mathfrak{o}}(t) \,\varphi_1 + A_2^{\mathfrak{o}}(t) \,\varphi_2 + \ldots + A_{11}^{\mathfrak{o}}(t) \,\varphi_{11}, \quad (6.82)$$

где A_0^v средняя в данном районе скорость охлаждения воды; A_1^v , A_2^v ..., A_{11}^v — коэффициенты разложения, меняющиеся от года к году; φ_1 , φ_2 , ..., φ_{11} — естественные составляющие. Естественные составляющие φ_1 были рассчитаны по совокупности 33 полей, заданных в 12 пунктах по данным за 1944—1976 гг. (табл. 6.12, 6.13).

Уравнение для прогноза скорости охлаждения в общем виде записывается следующим образом:

$$A_{i}^{v} = f(B_{ij}^{P}; t_{w}^{A}; t_{w}^{B}; Z), \qquad (6.83)$$

сде A^v_i — коэффициенты разложения поля скорости охлаждения оды; B^P_{ij} — коэффициенты разложения полей аномалий атмосферного давления; t_w — температура воды Северной Атлантики; t^5_w —

401

Таблица 6.12

| Значения | первых | шести | естественных | составляющих | поля |
|----------|--------|--------|--------------|--------------|------|
| | | CKODOG | ти охлажлені | а | |

| Номер пункта | Φı | φ2 | Фз | Φ. | Φ5 | Φs |
|---|--|--|--|--|--|--|
| 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 | 0,2336 0,3151 0,1628 0,2433 0,7054 0,2917 0,0340 0,2867 0,2082 0,1285 0,0424 | -0,6840 -0,4061 0,0330 -0,1388 -0,2066 0,2430 0,2159 0,0896 0,2579 0,1532 0,2557 | $\begin{array}{c} 0,0780\\ 0,2488\\ -0,1394\\ -0,6635\\ 0,0753\\ -0,0606\\ 0,1610\\ 0,0627\\ -0,0489\\ -0,3351\\ 0,0610\\ \end{array}$ | $\begin{array}{r} 0,3314\\-0,3963\\-0,1870\\-0,2771\\0,1752\\0,3752\\-0,5393\\0,0986\\0,3147\\0,1727\\-0,1289\\-0,1289\end{array}$ | $\begin{array}{c} -0,4335\\ 0,4271\\ 0,3056\\ 0,0388\\ 0,1661\\ 0,4311\\ -0,4928\\ -0,0172\\ -0,1651\\ -0,2054\\ -0,0876\end{array}$ | 0,2105 0,4054 0,3331 0,0332 0,0152 0,4566 0,3833 0,0968 0,3363 0,3139 0,3181 |

Таблица 6.13

Коэффициенты корреляции (R), число аргументов (n) и длина ряда (N) для соответствующих коэффициентов разложения поля скорости

охлаждения льда $(A_0^V \dots A_7^V)$

| Характе- ристика | A ₀ ^V | Al | ' A2V | A ₃ ^V | | A ^V 5 | A ₆ ^V | A ₇ ^V |
|---------------------|-----------------------------|------|-------|-----------------------------|------|------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| R | 0,85 | 0,81 | 0,80 | 0,86 | 0,88 | 0,81 | 0,63 | 0,69 |
| n | 6 | 5 | 6 | 7 | 8 | 5 | 5 | 6 |
| N | 33 | 33 | 33 | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 |

температура воды Баренцева моря; 2— величина, характеризующая положение высотной фронтальной зоны.

В работе [12] для долгосрочных прогнозов сроков появления льда на неарктических морях были использованы карты барической топографии поверхности 500 гПа. Эта поверхность наиболее близка к среднему уровню тропосферы и поэтому хорошо отражает процессы, происходящие в ней. Следует обратить внимание на то, что масштаб барических образований на уровне 500 гПа больше, чем у поверхности земли и сами барические образования на этом уровне более устойчивы: их влияние на сроки появления льда равнозначно или даже превышает влияние температуры воздуха у поверхности земли. С карт барической топографии 500 гПа снимались значения геопотенциала H_{500} в узлах пересечений географических координат через 10° по широте и 5° по долготе. Границы западного района 35—75° с. ш.; 40—90° в. д. — всего 99 точек. Границы восточного района на 40—80° с. ш.; 120—180° в. д. — 63 точки. Карты брались за ряд лет — с 1938 по 1965 г.
Дальневосточные моря лежат в зоне действия муссонов. Поэтому район выбран таким образом, чтобы были учтены центры действия атмосферы, определяющие климат и погоду этой территории: сибирский антициклон и алеутская депрессия.



Снятые с карт значения геопотенциала раскладывались с помощью ЭВМ в ряды по полиномам Чебышева до 3-го порядка включительно (16 членов ряда). Коэффициенты разложения использовались в качестве предикторов при построении прогностических зависимостей. В прогностические уравнения включались коэффициенты разложения непосредственно по синоптическим периодам, а также осредненные или суммированные по месяцам (за сентябрь и октябрь). Таким образом были получены уравнения для прогноза сроков появления льда для некоторых пунктов Беного, Балтийского, Черного, Азовского и Японского морей с обеспеченностью от 67 до 83 % и коэффициентами корреляции от 0,64 до 0,77 (рис. 6.13).

Прогноз сроков появления льда составляется в начале сентября. Он состоит из трех этапов. На первом этапе рассчитываются значения А", по уравнению (6.83); на втором этапе выпол-

いいというないないないない

няется процедура восстановления с помощью естественных составляющих по формуле (6.82) скорости охлаждения воды V_0 в каждом пункте; на третьем этапе вычисляются даты первого появления льда по формуле

$$\Delta \tau = (t_{w_0} - t_{w_3}) / V_0. \tag{6.84}$$

По вышеописанной схеме были произведены расчеты сроков появления льда в 12 пунктах за 28 лет. Оправдываемость прогнозов в каждом пункте и значения допустимых погрешностей следующие.

| Номер | πу | тңк | та | | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------|----|-----|----|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ρ%. | | • | • | • | • | • | | 89 | 93 | 93 | 78 | 64 | 78 | 89 | 75 | 82 | 82 | 82 | 82 |
| Δ сут | • | | • | • | ٠ | ٠ | • | 6 | 8 | 8 | 10 | 13 | 9 | 10 | 9 | 8 | 8 | 8 | 12 |

6.3.2. Прогноз сроков очищения моря ото льда

В оперативной практике для долгосрочных прогнозов сроков очищения ото льда неарктических морей применяются физико-статистические методы. Прогнозы по этим методам составляются на основе локальных линейных уравнений регрессии, в которых предикторами являются характеристики атмосферного давления Pи температуры воздуха t_{α} за предшествующее время

$$\mathcal{A}_{on} = f\left(\sum (-t_a), P\right). \tag{6.85}$$

В качестве показателя запаса льда используется сумма температур воздуха $\sum t_a$, накопленная за осенне-зимний период на какой-либо станции. Так, на Белом и Баренцевом морях для большинства станций показателем накопившегося за зиму льда служит сумма температур воздуха за ноябрь—март в Баренцбурге (о-в Шпицберген), на Балтийском море — по пунктам С.-Петербург и Рига.

К настоящему времени имеется достаточный материал ледовых авиаразведок и измерений толщины льда в прибрежных пунктах, чтобы характеризовать запас льда в море непосредственно по данным ледовых наблюдений, а не косвенно по сумме температур воздуха $\sum t_a$, как это обычно делается.

Объем льда, накопившийся за зиму, можно вычислить по формуле

$$V_{\pi} = Sh_0, \tag{6.86}$$

где S — ледовитость; h₀ — толщина льда в момент начала таяния.

В табл. 6.14 приведены коэффициенты корреляции между датами очищения в отдельных пунктах и различными характеристиками запаса льда (V_{π} , S, h и $\sum t_{a}$), рассчитанные по данным наблюдений за 1945—1976 гг. Из данных табл. 6.14 видно, что корреляция сроков очищения льда и объемов льда выше, чем другие показатели. Однако кроме этого показателя в процессах ледотаяния существенна роль и других факторов, таких, как ветер, снеж.

Таблица 6.14

| Пункт | Σt_a | s | h | v _n |
|------------|--------------|------|------|----------------|
| Ленпорт | 0,44 | 0,63 | 0,55 | 0,64 |
| Нарва | 0,56 | 0,73 | 0,60 | 0,83 |
| Таллинн | 0,62 | 0,81 | 0,63 | 0,82 |
| Қаңдалакша | 0,45 | 0,54 | 0,47 | 0,46 |

Коэффициенты корреляции (R) сроков очищения ($\mathbf{Д}_{ou}$) с Σt_{a} , S, h и V_{x}

ный покров, термические факторы. При наличии снежного покрова, а также при оттепелях температура воздуха неоднозначно связана с накоплением количества теплоты. Поэтому использование нового более информативного предиктора такого, как фактический запас льда, дал возможность О. И. Шереметевской получить более надежные прогностические уравнения, чем уравнения вида (6.85):

Ş

うちち いってい いろうまちあいまち してんちんし

$$\square_{\text{oq}} = f\left(\sum_{i=1}^{m} I_i; \sum_{i=1}^{n} A_i\right), \qquad (6.87)$$

где I_i — характеристики ледового запаса в море (толщина льда, ледовитость, объем льда); A_i — коэффициенты разложения полей аномалий атмосферного давления по естественным составляющим.

Оценки прогностических уравнений вида (6.87) приведены в табл. 6.15. Проверка уравнений на независимом ряде показала, что обеспеченность невыхода погрешностей прогноза за 0,670 составила в среднем 75 %. Заблаговременность прогноза 1—3 месяца.

Оценки прогностических зависимостей вида (6.87)

Таблица 6.15

| Пункт | R | S/o | Пункт | R | S/o |
|--|--|--|--|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Гобседа Кодовариха Канин Нос Нарва Усть-Луга Мощный | 0,76 0,75 0,82 0,83 0,78 0,85 | 0,64 0,65 0,56 0,55 0,61 0,52 | Таллинн Мерсрагс Лиепая Астрахань Одесса | 0,83 0,90 0,86 0,86 0,71 | 0,54 0,43 0,51 0,53 0,69 |

О. И. Шереметевская [45] разработала метод прогноза сроковполного очищения моря ото льда на основе приближенного решения уравнения теплового баланса ледяного покрова, который лучше отражает физическую сущность процесса очищения моря ото пьда, чем прогностические зависимости вида (6.87).

Уравнение теплового баланса сплошного ледяного покрова за-

$$\Delta h/(\Delta t) = -Q/(L\rho_n), \qquad (6.88)$$

405

где Δh — толщина станвания льда за промежуток времени Δt ; ρ_{π} — удельная теплота плавления льда; Q — теплообмен на границе лед—воздух вследствие процессов радиационного и турбулентного обмена.

Применительно к задаче долгосрочного прогноза сроков очищения ото льда среднюю скорость стаивания льда можно вычислить по материалам наблюдений за прошлые годы, зная толщину льда к началу таяния h_0 и дату очищения моря ото льда, когда h становится равной нулю, т. е. можно записать

$$\Delta t = \Pi_t - \Pi_{og}, \tag{6.89}$$

где \prod_{i} — дата составления прогноза, когда $h = h_0$.

За начальную толщину льда принимается толщина льда в третьей декаде марта для морей Северо-Запада. Тогда с учетом формул (6.88) и (6.89) уравнение для прогноза даты очищения моря ото льда запишется в виде

$$\underline{\mathcal{I}}_{on} = -h_i/(QL\rho_n) + \underline{\mathcal{I}}_i. \tag{6.90}$$

Для реализации такого подхода по материалам за прошлые годы были вычислены ежегодные значения средней скорости таяния льда в Архангельске, Разноволоке, Невской Губе, заливе Пярну. Средняя многолетняя скорость стаивания льда составила: в Архангельске — 1,61 см/сут; в Разноволоке — 1,80 см/сут; в Невской Губе — 1,83 см/сут; в заливе Пярну — 1,80 см/сут. Обеспеченность невыхода погрешностей за 0,67 о составила 79 %, а природная — 54 %.

Для Архангельска и Разноволока использование средних многолетних значений скорости стаивания льда не дало положительных результатов из-за сравнительно большой изменчивости скорости стаивания льда. Поэтому были найдены статистические зависимости для прогноза скорости стаивания льда вида:

$$V_{\rm cr} = f\left(\sum_{i=1}^{m} I_i; \sum_{i=1}^{n} A_i\right). \tag{6.91}$$

Таким образом, вычислив V_{cr} и определив начальную толщину льда h_0 по формуле

$$\underline{\Pi}_{0} = \frac{h_{0}}{V_{cT}} + \underline{\Pi}_{i}, \qquad (6.92)$$

можно прогнозировать даты очищения моря от льда в Архангельске и Разноволоке. Обеспеченность невыхода погрешностей прогноза за 0,67 составила соответственно 80 и 76 %.

6.3.3. Прогноз продолжительности ледового сезона

Под продолжительностью ледового сезона (ПЛС) понимается промежуток времени (сут) между датами первого появления льда и окончательного очищения моря ото льда.

Ограниченное число исследований, относящихся к разработке метода прогноза ПЛС на неарктических морях, указывает на недостаточную изученность этого элемента ледового режима, который ранее не был предметом самостоятельного изучения. Вместе с тем прогноз ПЛС представляет научный и практический интерес. Например, зная дату появления льда и прогноз ПЛС, можно с большой заблаговременностью судить о сроках очищения моря ото льда. Известно также, что ледяной покров является одним из факторов, оказывающих влияние на развитие атмосферных процессов, так как значение ПЛС соответствует тому промежутку времени, в течение которого море, покрытое льдом, перестает играть роль источника тепла и влаги в атмосферу. Это в свою очередь отражается на суммарном тепло- и влагообмене между морем и атмосферой и на особенностях атмосферной циркуляции.

До недавнего времени прогнозы ПЛС на морях не составлялись. Но прогноз ПЛС в комплексе с другими элементами ледового режима (ледовитость и толщина льда) может существенно дополнить представление об ожидаемых ледовых условиях на морях. Поэтому в последние годы были предприняты попытки разработать метод прогноза ПЛС на основе поиска связей между ПЛС и различными характеристиками ледового режима.

一時、主要ないとうたいであるないので、 ちょうろう

Ł

ŝ,

Сложность решения задачи прогноза ПЛС состоит в том, что диапазон изменения ПЛС очень широк, он связан с особенностями глобальных термодинамических процессов в океане и атмосфере. Расчеты показали, что ПЛС составляет в среднем 170—190 сут на Белом море; 130—150 сут в Финском заливе; 48—162 сут в центральной и южной частях Балтийского моря; от 20 до 120 сут на южных морях Европейской территории и от 60 до 160 сут в Татарском проливе. В отдельные годы на южных морях, в центральной и южной Балтике лед не образуется, а на Беринговом море ПЛС достигает 230 сут и более. Об изменчивости ПЛС можно судить по данным табл. 6.16.

Поскольку значение ПЛС определяется временем между датами появления и очищения моря ото льда, был выполнен корреляционный анализ, который показал, что ПЛС в одних пунктах. в большей степени зависит от сроков очищения моря ото льда, в других — от сроков появления льда.

Как видно из данных табл. 6.17, ПЛС в большей степени зависит от сроков очищения ото льда, чем от сроков появления. Кроме того, видна слабая связь ПЛС с ледовитостью и максимальной толщиной льда $h_{\text{макс.}}$ Действительно, не всегда большая ледовитость и толстый лед соответствуют длительному ледоставному сезону.

О. И. Шереметевская [44] при разработке метода прогноза ПЛС предварительно исследовала пространственную корреляцию ПЛС. Это позволило обосновать выбор пунктов для аналитического представления пространственного распределения ПЛС и в дальнейшем облегчило выбор предикторов. По данным табл. 6.18 видно, что значения ПЛС между отдельными портами северо-за-

Таблица 6.16

Продолжительность ледового сезона на неарктических морях, сут

| Порт | Средняя | Нанбольщая | Накменьшая | Среднее ква драти- ческое отклонение |
|--|--------------------------|--------------------------|--------------------------|---|
| | Бел | ое море | • | |
| Архангельск Разноволок Онега Кандалакша | 188 187 187 191 | 220 235 227 210 | 149 155 147 112 | 16 18 16 20 |
| | Балти | йское море | | |
| Ленпорт Выборг Пярну | 158 160 150 | 203 205 202 | 100 67 61 | 21 28 28 |
| | Чери | кое море | | |
| Одесса Очаков Николаев | 46 81 107 | 102 142 145 | 0 4 32 | 20 28 23 |
| | Азов | ское море | | |
| Мариуполь Таганрог | 92 121 | 167 176 | 11 62 | 31 23 |
| | Каспи | йское море | | |
| Астрахань Казахское Остров Тюлений | 96 134 96 | 159 172 157 | 36 86 42 | 25 18 23 |
| | Япон | ское море | | |
| Владивосток Советская Гавань | 81 198 | 165 240 | 66 179 | 20 12 |
| | Охот | ское море | | |
| Магадан Охотск | 190 . 168 | 258 254 | 156 130 | 20 25 |
| | Берин | гово море | | |
| Анадырь Петропавловск- Камчатский | 256 121 | 274 201 | 240 29 | 8 30 |

падных морей хорошо коррелируются. По значимым коэффициентам корреляции можно выбрать наиболее информативные порты для характеристики ПЛС на каждом море.

Коэффициенты корреляции между продолжительностью ледового сезона и другими элементами ледового режима

こうに、 とんと、 として、 ないので、 ないのないので、 ないのないので、

| | | Э | лемент ледс | вого режима | | |
|--|--|--------------------------------------|--------------------------------------|---------------------|--------------|----------------------|
| | | | <u> </u> | лед | ОБИТОСТЬ М | орей |
| Порт | д _{п. п} | д _{оч} | ^h макс | Варенцева | Белого | Балтий- ского |
| Нарьян-Мар Разноволок Архангельск СПетербург Пярну | $\begin{array}{c} -0,68\\ -0.72\\ -0,69\\ -0,57\\ -0,82 \end{array}$ | 0,80 0,74 0,57 0,76 0,61 | 0,22 0,30 0,34 0,41 0,34 | 0,38 — — — | 0,46 0,16 | 0, 51 0,52 |

Схема прогноза ПЛС разрабатывалась в три этапа. На первом этапе распределение ПЛС аппроксимировалось функциями координат и времени. На втором этапе осуществлялся поиск статистических зависимостей для прогноза коэффициентов разложения ряда, описывающих пространственное распределение ПЛС. На третьем этапе оценивалась эффективность прогностической схемы.

Уравнения для прогноза ПЛС, составляемого в январе, приведены в табл. 6.19.

^{3⁶ Восстановление конкретных значений ПЛС производится повычисленным значениям коэффициентов разложения *P_i* с помощью стественных составляющих, приведенных в табл. 6.20.}

Уравнения для прогнозов коэффициентов в сентябре и январе установлены по 30-летнему ряду (с зимы 1949/50 по зиму 1978/ 79 г.). Проверка уравнений была выполнена на независимом ряде

Таблица 6.18

| Порт | Нарьян-Мар | Разноволок | СПетербург |
|----------------|------------|------------|------------|
| Мыс Болванский | 0.66 | | <u> </u> |
| Холовариха | 0,62 | _ | <u> </u> |
| Индига | 0,57 | _ | _ |
| Архангельск | · · · | 0,58 | i _ |
| Маяк Зимнегор- | 1 - 1 | 0,62 | - |
| ский | | | |
| Пялица | - | 0,57 |) <u> </u> |
| Онега | - | 0,45 | ÷ |
| Иацы | I — i | 0,76 | |
| Пярну | | ~ | 0,54 |
| Нарва | | — | 0,50 |
| Выборг | - | — | 0,66 |
| Таллинн | - | — | 0,42 |
| Рига | | ~ | 0.49 |

Коэффициенты парной корреляции ПЛС

Таблица 6.19

「「「「「「「「」」」」

Уравнения для прогноза ПЛС

| Вид уравнения | R | S/σ |
|--|------|------|
| $P_0 = 234 - 0.75D_0 - 1.99A_{7x11}^{3c} + 2.09A_{6x}^{5c}$ | 0,92 | 0,41 |
| $P_{\rm I} = 122 - 1,03D_{\rm I} - 8,07T_{\rm C}^{\rm 21} + 1,66A_{0_{\rm I}}^{2c}$ | 0,89 | 0,50 |
| $P_2 = 2 - 0.82D_3 - 1.39A_{7_{\rm XII}}^{1c} + 1.02A_{9_{\rm II}}^{3c}$ | 0,82 | 0,60 |
| $P_3 = -117 + 9.37T_{\rm K}^{\rm IV} - 0.89A_{5\rm V}^{\rm 5c} + 0.74A_{\rm 11X}^{\rm 4c}$ | 0,85 | 0,57 |
| $P_4 = 34 - 5,18T_{\rm M}^{\rm I} + 3,01A_{0\rm X}^{\rm 6c} + 0,70A_{2\rm IX}^{\rm 3c}$ | 0,84 | 0,58 |
| | | |

Примечание. D_0 , D_1 , D_3 — коэффициенты разложения пространственного распределения сроков первого ноявления льда в опорных портах; T_C^{1X} , T_K^{1V} , T_M^1 температура воды в районе судов погоды С, К, М в сентябре, апреле и январе соответственно; A_{01}^{2c} , A_{21X}^{3c} — коэффициенты разложения барических полей в январе (2-й сектор) и сентябре (3-й сектор) предыдущего года; A_{0X}^{6c} , A_{1X}^{4c} , A_{5V}^{5c} , A_{6X}^{5c} , A_{7XII}^{3c} , A_{9II}^{3c} — коэффициенты разложения барического поля в октябре (6-й сектор), сентябре (4-й сектор), мае (5-й сектор), в октябре (5-й сектор), декабре (3-й сектор) и феврале (3-й сектор) текущего года.

за три зимних сезона: 1979/80 г., 1980/81 г., 1982/83 г. Результаты оценки метода приведены в табл. 6.21.

Результаты оценки метода показывают возможность его практического использования при составлении фонового прогноза ПЛС в сентябре и его уточнении в январе. Зная сроки появления льда в текущую зиму, прогноз ПЛС в январе можно применять с достаточной для практических целей точностью для прогноза сроков окончательного очищения моря ото льда и начала летней навигации. Заблаговременность прогноза сроков очищения ото льда составляет 5—7 месяцев.

Таблица 6.20

| Порт | φ; | φ1 | Фз | φ4 |
|--|--|--|--|--|
| Нарьян-Мар Разноволок Архангельск СПетербург Пярну | 0,7425 0,0623 0,1225 0,4628 0,4645 | $\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$ | 0,1115 0,5939 0,7617 0,1348 0,1911 | $\begin{array}{c} 0,4195 \\0,4665 \\ -0,4459 \\ 0,6248 \\ -0,1321 \end{array}$ |

Естественные составляющие распределения ПЛС на морях Северо-Запада

410

| | Прога | IO3 B CEI | нтябре | Про | гнозвя: | нваре | Про | гясэвя | нваре |
|--|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Порт | P _M | P _π | 8 | Р _м | P _n | 8 | F _M | ΄ <i>Ρ</i> _Π | e |
| Нарьян-Мар Разноволок Архангельск СПетербург Пярну | 76 80 76 82 82 | 68 68 68 67 67 | 15 18 12 16 16 | 88 88 97 94 94 | 68 49 68 58 58 | 12 14 10 13 13 | 76 70 97 82 82 | 61 33 68 47 50 | 10 10 10 10 10 |

Обеспеченность метода (P_N), природная (P_n) и допустимые погрешности (ε), %

6.3.4. Прогноз ледовитости и положения кромки льда

Одним из главных показателей ледового режима моря является ледовитость, которая определяется как процент покрытия льдом акватории моря. Как уже отмечалось выше, продолжительность ледового периода на неарктических морях колеблется в широких пределах: от 8 месяцев на морях северных широт до 3—4 месяцев на южных морях. Большие колебания продолжительности ледового сезона обусловливают значительную изменчивость ледовитости моря. Об изменчивости ледовитости неарктических морей можно судить по рис. 6.14 и табл. 6.22.

Для построения табл. 6.22 использовался ряд наблюдений за педовитостью длиной 32 года. Как видно из данных таблицы, наибольшая изменчивость ледовитости наблюдается на Азовском и Черном морях, а наименьшая — на Охотском и Беринговом. Действительно, ледовитость Черного и Азовского морей в течение ледоного сезона может варьировать от 0 до 100 %. В отдельные (теплые) зимы лед на этих морях вообще может не появляться, а в суровые зимы Азовское море и северо-западная часть Черного моря полностью покрываются льдом.

В Воронке Белого моря, как видно из данных табл. 6.22, изменчивость ледовитости от месяца к месяцу и значение аномалии значительно меньше, чем в Финском заливе. Если ледовитость в Воронке от января к февралю в среднем изменяется на 15%, от февраля к марту — на 3% и от марта к апрелю — на 11%, то в Финском заливе соответственно на 30, 10 и 32%. Несмотря на большую изменчивость ледовитости Финского залива, ледовая инерция в нем несколько больше, чем в Воронке Белого моря. Это дает возможность использовать ее в качестве одного из предикторов при разработке метода прогноза средней месячной ледовитости. Наибольшего своего развития ледяной покров достигает в марте. Поэтому уравнения разработаны также для прогноза ледовитости в марте.

Изменчивость ледовитости южных морей от месяца к месяцу того же порядка, что и для северных морей. Если в Воронке Белого моря ледяной покров изменяется в среднем на 9 %, а в ФинТаблица 6.22

Характеристики изменчивости ледовитости неарктических морей

| | | Дек | брь | | | Янвај | <u>a</u> | | ľ | beaps | ALL I | | | Map | . E | | | Anpe | Ę | | 1 | W | e | | | Cpel | няя | [|
|----------------------------------|------------|-------------------|------|-------|------------|-------------------|----------|-----------|----------|-------------------|-------|-------|------------|------------|----------|----|----|-------------------|------------|-----|------------|-------------------|------|-----|------------|-------------------|--------------|------------|
| Mope | ₩ <u>S</u> | S _{Môrc} | BHMS | So So | ₩ <u>S</u> | 2 ^{WBHC} | вны | <u> </u> | ۳S | 2 ^{WBRC} | BHMS | SD SD | ™ <u>s</u> | SHARC | HHIMS | Sp | ™£ | 2 ^{MBRC} | ним | So. | м <u>s</u> | S _{M3KC} | HHWS | So. | <u>s</u> c | 2 ^{NURC} | <u>S</u> MRB | s <u>e</u> |
| Белое (Воронка) | 35 | 67 | 4 | 16 | 61 | 8 | 29 | 14 | 16 | 001 | 49 | 14 | 16 | <u>100</u> | 48 | 10 | 68 | 100 | - 23 | 18 | 1 | <u> </u> | | [| 64 | 68 | 36 | 12 |
| Балтийское (Финский залив) | 80 | 24 | 0 | ~ | 41 | 85 | 9 | 5 | 12 | 00 | 15 | 27 | 81 | 8 | <u>o</u> | 53 | 49 | 8 | ŝ | 53 | 4 | 13 | 0 | ŝ | 43 | 64 | 6 | 15 |
| Черное | ∞ | 25 | 0 | ~ | 15 | 29 | ¢ | 14 | 20 | 8 | 0 | 23 | 10 | 20 | 0 | 12 | Ι | l | - <u> </u> | I | 1 | 1 | 1 | 1 | 15 | 60 | 0 | 14 |
| Азовское | 16 | 87 | Ŷ | 17 | 52 | 100 | ŝ | 30 | <u> </u> | 001 | | 32 | 33 | 100 | 0 | 58 | 9 | 65 | 0 | 14 | 1 | | | I | 33 | 81 | I | 20 |
| Каспийское | 46 | 81 | 0 | 16 | 75 | 92 | 40 | = | 82 | 94 | 35 | 1 | 56 | 8 | 18 | 50 | 12 | 50 | • | 13 | | 1 | 1 | . 1 | 53 | 62 | 24 | 12 |
| Японское | 16 | 32 | 63 | 6 | 44 | 11 | 23 | 12 | 54 | 75 | 39 | 11 | 45 | 69 | 20 | 12 | 13 | 34 | 2 | a¢ | 1 | | | I | 32 | 50 | 18 | 6 |
| Охотское | 24 | 52 | 20 | 7 | 54 | 83 | 36 | 2 | 23 | 96 | 51 | 12 | 78 | 95 | 28 | 10 | 63 | 92 | 40 | 12 | 28 | 22 | 16 | 7 | 54 | 70 | 39 | 80 |
| Берингово | 17 | 26 | 10 | 4 | 25 | 36 | 4 | <u>بہ</u> | 32 | 38 | 19 | 9 | 34 | 43 | 50 | ► | 8 | 45 | 16 | 6 | | 1 | 1 | | 28 | 37 | 17 | Ϋ́ |

.

ском заливе — на 25 %, то в северо-западной части Черного моря — на 11 %, в Азовском море — на 25 % и на Северном Каспин — на 20 %. Что касается ледовой инерции, на всех южных морях она большая не только от месяца к месяцу, но и от сезона



Рис. 6.14. Многолетний ход ледовитости неарктических морей.

1 — Воронка Белого моря, 2 — Финский залив, 3 — Балтийское море, 4 — северо-западная часть Черного моря, б — Азовское море, 6 — Северный Каспий, 7 — Аральское море, 8 — Японское море, 9 — Охотское море.

к каждому месяцу. Ледовитость для группы южных морей дости-

Ледовые условня Японского и Охотского морей развиваются песколько иначе, чем в европейских морях. Изменчивость ледонатости от месяца к месяцу здесь меньше, чем в Азовском, Черном морях и в Финском заливе. Для Японского моря эти изменепана в среднем равны 19 %, для Охотского — 16 %. Аномалии ледовитости для них не превышают 25 %.

Прогнозы ледовитости основываются на учете различных факторов, вклад которых в развитие ледовитости изменяется в зави-

のであるないのである

Ą

симости от сезона года и местных физико-географических условий.

В начале зимы ледовитость определяется главным образом энтальпией моря в период, предшествующий началу ледообразования.

В середине зимы, когда происходит увеличение мощности ледяного покрова, на первый план выдвигаются такие факторы, как интенсивность выхолаживания моря и атмосферные процессы. В некоторых неарктических морях в это время существенное значение приобретает ледовая инерция.

В весенний период основными факторами являются интенсивность таяния льда и атмосферная циркуляция, определяющая систему ветров.

Для прогноза ледовитости того или иного моря ищутся зависимости вида

$$\bar{S}_t = f(\Delta \bar{t}_a, \ \Delta \bar{t}_w, \ \Delta \bar{P}, \ \bar{S}_{t-\Delta t}), \tag{6.93}$$

 \bar{S}_t — прогнозируемая ледовитость; $\bar{S}_{t \to \Delta t}$ — средняя ледовитость за предшествующий зимний сезон; $\Delta \bar{t}_a$ — средняя месячная аномалия температуры воздуха; $\Delta \bar{t}_w$ — средняя аномалия температуры воды; $\Delta \bar{P}$ — аномалия среднего месячного атмосферного давления.

Прогнозы ледовитости разрабатываются для всего зимнего сезона (средние и максимальные значения) и для отдельных месяцев и декад.

Примером уравнения для прогноза максимальной ледовитости Черного моря во второй декаде февраля может служить следующее:

$$S = -0.22 \,\Delta \tilde{t}_w + 15.0, \tag{6.94}$$

где $\Delta \bar{t}_w$ — средняя аномалия температуры воды в Северной Атлантике по данным судов погоды А, В, С, D в августе. Коэффициент корреляции этого уравнения равен 0,61, а обеспеченность составляет 84 %.

Использование данных о температуре воды в океане за летний период дает возможность увеличить заблаговременность прогноза ледовитости до 4 месяцев. Особенно существенно использование информации о температуре океана в первые зимние месяцы, когда еще не действует такой существенный фактор, как ледовая инерция.

При разработке прогностических уравнений в качестве аргументов удобно также применять коэффициенты разложения поля температуры воды в ряд по полиномам Чебышева или по естественным составляющим. Примером такого уравнения может служить уравнение для прогноза ледовитости Охотского моря в декабре

$$S = -6,64A_{00} - 20,2A_{10} - 35,6A_{20} + 21,6, \qquad (6.95)$$

где A₀₀, A₁₀, A₂₀ — коэффициенты разложения поля температуры воды на поверхности северо-западной части Тихого океана по по-

линомам Чебышева в августе. Коэффициент корреляции этого уравнения равен 0,74, а обеспеченность — 88 %.

При построении прогностических уравнений очень важно правильно выбрать положение и размеры области, в пределах которой производится разложение поля температуры воды. Она должна наилучшим образом характеризовать влияние летнего распределения температур на ледовые явления в последующую зиму. Влияние океана, по-видимому, может быть учтено более полно, если использовать не поверхностную температуру, а температуру всего деятельного слоя океана.

Связи между температурными условиями северо-западной части Тихого океана в августе и ледовитостью Охотского моря в последующую зиму основаны на физической гипотезе о том, что при сохранении крупномасштабной аномалии температуры в Тихом океане в течение сезона в атмосфере под ее влиянием сохраняются определенные особенности циркуляции. Положительная аномалия летней энтальпии в океане способствует усилению циклонической деятельности над океаном в холодном полугодии, т. е. преобладание меридиональной циркуляции (и выносу тепла с океана), а отрицательная аномалия — ослаблению циклонической деятельности и усилению зональной циркуляции (стоку холодного воздуха с материка). В первом случае обостряются тепловые контрасты в системе материк—океан, во втором — ослабляются.

Несмотря на то, что все неарктические моря находятся в различных физико-географических районах, в ледовом режиме у них много общего.

1. На всех неарктических морях наблюдается большая ледовая инерция, что позволяет по средней за зиму ледовитости вычислять среднюю месячную.

Как видно из данных табл. 6.23, наиболее тесная связь между средней месячной ледовитостью и средней за зиму приходится на январь—март. Следовательно, если с достаточно большой точностью предсказать среднюю ледовитость за зиму, то можно сказать

Таблица 6.23

| Море | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Апрель |
|---|--|--|--|--|--|
| Белое Валтнаское Черное Азовское Каспийское Аральское Японское Охотское Берингово | 0,40 0,41 0,79 0,75 0,77 0,58 0,76 0,67 0,45 | 0,59 0,70 0,91 0,97 0,93 0,87 0,86 0,85 0,81 | 0,72 0,73 0,96 0,98 0,83 0,86 0,96 0,88 0,96 0,88 0,92 | 0,78 0,78 0,95 0,95 0,92 0,93 0,93 0,87 0,90 | 0,67 0,84 0,65 0,75 0,77 0,70 0,86 0,97 |

Коэффициенты корреляции между среднемесячной ледовитостью и средней за зиму для неарктических морей

Ϋ.

и о средней месячной, не прибегая к специальному построению прогностических зависимостей.

2. Положительной (отрицательной) аномалии ледовитости на одном море (в особенности большом), как правило, соответствует положительная (отрицательная) аномалия на других морях данного региона. Совпадение знаков аномалий особенно заметно в южных европейских морях, что дает основание говорить об единых процессах, оказывающих влияние на формирование крупных аномалий ледовитости.

3. Существует достаточно высокая корреляция между ледовитостью и положением кромки льда, а также между ледовитостью и средней толщиной льда. Чем больше ледовитость, тем мористее располагается кромка льда. Указанная связь характеризуется коэффициентом корреляции 0,80. Кроме того, конфигурация средней месячной кромки льда отдельных зим идентична средней месячной многолетней (соответствующего месяца). Это дает возможность с достаточно большой точностью представить на карте будущее положение средней месячной кромки льда, зная ледовитость и положение кромки льда прошлого года, многолетнюю и ожидаемую ледовитость. Далее, чем больше (меньше) ледовитость моря, тем больше (меньше) толщина льда и позднее (раньше) очистится море ото льда. Все это дает возможность единого подхода к разработке метода долгосрочного прогноза ледовитости и других характеристик ледового режима моря: средней толщины льда, положения кромки льда, протяженности ледовой трассы, продолжительности ледового периода.

Попытка единого подхода к разработке метода сверхдолгосрочного прогноза ледовитости была предпринята в Росгидрометцентре А. И. Каракашем [14]. В основу сверхдолгосрочного прогноза ледовитости он положил существующее представление о цикличности в ходе отдельных гидрометеорологических элементов. Наличие циклов объясняется более активным взаимодействием гидросферы и атмосферы в зимний период и менее активным — в летний. Сказанное подтверждается данными рис. 6.15, на котором показан годовой ход коэффициентов корреляции между атмосферным давлением в январе и последующей температурой воздуха с января по апрель следующего года. График отчетливо показывает, что наибольшие значения коэффициентов корреляции приходятся на июнь и декабрь. Это и является основанием для разработки метода прогноза ледовитости с заблаговременностью 6 и 12 месяцев.

Принципиально сверхдолгосрочные прогнозы могут разрабатываться и для любых других видов ледовых прогнозов. Практически они более всего разработаны для ледовитости. Располагая прогнозом ледовитости высокой обеспеченности, можно перейти от нее к другим ледовым характеристикам: положению кромки льда, протяженности ледовой трассы, толщине льда, продолжительности ледового периода. Это возможно благодаря достаточно тесной связи между перечисленными характеристиками и ледовитостью (табл. 6.24). Средняя за зиму ледовитость моря обычно связана с ледовитостью отдельных месяцев

$$S_{\text{Mec}} = f(S). \tag{6.96}$$

Построив такие связи для каждого моря по данным наблюдений за прошедшие годы, можно от прогноза средней сезонной ледовитости перейти к прогнозу ледовитости по месяцам. Это существенно упрощает разработку методов прогнозов ледовых явле-



ний, но не исключает возможности построения уравнений для прогноза ледовитости отдельно для каждого месяца.

Сектора Северного полушария, в которых снимаются исходные данные, характеризующие атмосферную циркуляцию, и квадраты, по которым снимались значения температуры воздуха, показаны на рис. 6.16.

Изложенный выше метод позволяет предсказывать ледовитость моря с заблаговременностью 6 и 12 месяцев. При этом предскавывается средняя ледовитость за зиму, а затем по соответствующим уравнениям связи рассчитывается средняя ледовитость по месяцам. Оправдываемость прогнозов по этому методу превышает 80%. Однако этот метод имеет один существенный недостаток, ваключающийся в том, что сама средняя месячная ледовитость

Таблица 6.24

| Mope | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Апрель | Май |
|------------|---------|--------|---------|------|--------|------|
| Балтийское | | 0,56 | 0,98 | 0,58 | 0,70 | 0,39 |
| Азовское | 0,81 | 0,85 | 0,77 | 0,85 | 0,71 | |

Коэффициенты корреляции между ледовитостью и положением кромки льда

27 Заказ № 133

417

не прогнозируется, а рассчитывается по прогнозу средней сезонной ледовитости, т. е. прогноз строится по прогнозу. В связи с этим вышеизложенный метод был усовершенствован для прогноза де-



Рис. 6.16. Сектора Северного полушария (V), в которых получают данные, характеризующие атмосферную циркуляцию, и квадраты (31), по которым снимаются значения температуры воздуха.

довитости на неарктических морях с заблаговременностью 1 и 6 месяцев. Это усовершенствование заключается в следующем.

По данным наблюдений за ледовитостью вычисляются средние месячные значения, по которым строится сезонный ход ледовитости. Полученная таким образом кривая сезонного хода ледовитости представляется аналитически в виде ряда разложения по естественным составляющим. Для расчета естественных составляющих использовались фактические данные о ледовитости за 30 сезонов (1950—1982 гг.). Коэффициенты разложения ледовитости моря использовались в качестве предиктантов (искомых функций), в качестве предикторов коэффициенты разложения полей атмосферного давления, температура воды и ледовитость предшествующей зимы. Прогностические уравнения, записанные в общем виде, выглядят следующим образом:

$$A_i = f(A'_i; \Delta t_w; B_i).$$

Таким образом, сначала прогнозируются коэффициенты разложения ледовитости моря, а затем по ним с помощью естественных составляющих восстанавливается кривая сезонного хода ледовитости, с которой можно снять значения средней месячной ледовитости. Конкретный вид уравнений для прогноза коэффициентов A_i на Северном Каспии с заблаговременностью 6 месяцев:

- прогноз составляется в августе

$$\begin{split} A_{0}^{\prime} &= 1,6S_{\mathrm{III}} + 1,03 \left(B_{0} - B_{9}\right)_{\mathrm{I}}^{2\mathrm{c}} - 1,6 \left(t_{a_{\mathrm{XI}}}^{48\mathrm{ks}} + 0,5t_{a_{\mathrm{XI}}}^{19\mathrm{ks}} + 5W_{\mathrm{II}}\right) - 28,0; \\ A_{1}^{\prime} &= 1,11A_{1} + 0,32B_{\mathrm{I_{III}}}^{2\mathrm{c}} + 60,2; \\ A_{2}^{\prime} &= 0,65A_{2} - 1,17B_{0_{\mathrm{II}}}^{2\mathrm{c}} - 1,2B_{4_{\mathrm{III}}}^{4\mathrm{c}} + 0,0; \\ A_{3}^{\prime} &= 1,11A_{3} - 1,0B_{7_{\mathrm{III}}}^{2\mathrm{c}} - 1,1 \left(0,1B_{2} - B_{5}\right)_{\mathrm{III}}^{4\mathrm{c}} - 2,2; \\ A_{4}^{\prime} &= 1,11A_{4} - 0,70B_{0_{\mathrm{III}}}^{2\mathrm{c}} + 1,0; \end{split}$$

прогноз составляется в ноябре

$$A'_{0} = 2,3S_{III} - 1,15 \left(t^{48}_{a_{XI}} + t^{48}_{a_{III}} + 0,5t^{19}_{a_{XI}} + 5,0W_{II} \right) +$$

$$+ 0,62 \left(B_{0} - B_{9} \right)^{2}_{I} + 1,25 \left(B_{0} + B_{6} \right)^{1}_{IX} + 0,31 \left(B_{1} - B_{2} \right)^{2}_{IX} - B^{1}_{8X} - 27,6;$$

$$A'_{1} = 1,03A_{1} + 0,24 \left(B^{2}_{1III} - B^{1}_{1X} \right) + 4,1W_{II} + 55,6;$$

$$A'_{2} = 0,55A_{2} - 1,52B^{2}_{0II} - 1,14B^{2}_{4III} + 0,76B^{1c}_{3X} + 0,38t^{48}_{a_{II}} + 4,9;$$

$$(6.97')$$

$$A'_{3} = 1,13A_{3} + 0,74 (B_{0} - B_{7})^{2}_{11} + 1,48B^{1}_{6_{1X}} - 1,3;$$

$$A'_{4} = 1,11A_{4} - 0,70B^{2}_{0_{111}} - -1,0;$$

где S_{III} — средняя ледовитость за март; A_1 , A_2 , A_3 , A_4 — коэффициенты разложения ледовитости; B_i — коэффициенты разложения поля давления (верхний индекс — номер сектора, нижний — месяц); t_a — температура воздуха (верхний индекс — номер квадрата, нижний — месяц).

Первый прогноз составляется в августе, второй — в ноябре. Статистические оценки уравнений для прогноза коэффициентов разложения для всех неарктических морей приведены в табл. 6.25.

Таблица 6.25

Статистические оценки прогностических уравнений

| | А | | ľ | Обеспече | | |
|-------------------|----------------|--------|--------|-----------|-----------|-------------|
| Mope | | R | G | уравнения | природная | S /σ |
| Белое (Воронка) | A_0 | 0.86 | 12 | 90 | 76 | 0.70 |
| | A_1 | 0,86 | 14 | 87 | 78 | 0,79 |
| | A_2 | 0,83 | 14 | 87 | 83 | 0,78 |
| | A_3 | 0,73 | 9 | 94 | 72 | 0,76 |
| 5 ก แสนซ์อน ๑๐ | | 0,77 | 8 | 87 | 81 | 0,79 |
| (Финский затив) | A. | 0,85 | 10 | 90 | 07 70 | 0,59 |
| (Финский Залив) | 4. | 0,00 | 22 | 90 | 70 | 0,00 |
| | Ă. | 0,10 | 14 | 85 | 74 | 0,05 |
| | Â, | 0.84 | iô | 85 | 74 | 0,54 |
| | A_5 | 0.76 | 5 | 86 | 70 | 0.69 |
| Северо-западная | A_0 | 0,86 | 13 | 93 | 87 | 0,69 |
| часть Черного | A_1 | 0,88 | 13 | 90 | . 87 | 0,70 |
| моря | A_2 | 0,82 | 7 | 90 | 80 | 0,79 |
| * | A_3 | 0,79 | 5 | 93 | 87 | 0,79 |
| ABOBCKOE | A_0 | 0,90 | 20 | 90 | 60 22 | 0,67 |
| | A1 4- | 0,87 | 20 | 93 | 03 70 | 0,67 |
| | A. | 0,00 | | 84 | 80 | 0,73 |
| | Â. | 0,76 | | 87 | 69 | 0,70 |
| Северный Каспий | A_0 | 0.84 | 12 | 90 | 75 | 0 76 |
| | A_1 | 0.83 | 8 | 84 | 69 | 0,70 |
| | A_2 | 0.82 | 16 | 81 | 62 | 0,79 |
| | A_3 | 0,82 | 12 | 83 | 69 | 0,74 |
| | A_4 | 0,78 | 4 | 83 | 82 | 0,79 |
| Японское (Татар- | A_0 | 0,87 | 9 | 100 | 56 | 0,55 |
| ский пролив) | A_1 | 0,77 | 8 | 97 | 67 | 0,70 |
| | A2 1 | 0,84 | 9 | 97 | 77 | 0,59 |
| | A3 A | 0,74 | 3 1 | 02 | 00 77 | 0,75 |
| Охотское | <i>A</i> . | 0.85 | Å | 100 | 70 | 0,79 |
| | Â, | 0.84 | ğ | 97 | 66 | 0.58 |
| | A_2 | 0.86 | 7 | 97 | 69 | 0.54 |
| | A_3 | 0,77 | 7 | 100 | 73 | 0,68 |
| | A_4 | 0,81 | 4 | 97 | 73 | 0,63 |
| | A_5 | 0,77 | 4 | 90 | 80 | 0,68 |
| зеринго во | A_0 | 0,92 | 5 | 100 | 77 | 0,43 |
| | | 0,87 | 6 | 95 | 73 | 0,54 |
| | A ₂ | 0,82 | 4 | 95 | 73 | 0,62 |
| | A3 4. | 0,69 | 4 | 100 | 82 79 | 0,50 |
| | -T4 | 1 0,00 | 0 | : 50 | 10 1 | 0.00 |

Пример прогноза ледовитости моря

Требуется составить прогноз ледовитости Северного Каспия на зиму 1953/54 г. Процедура составления прогноза состоит из трех этапов.

На первом этапе вычисляются коэффициенты разложения ледовитости предыдущей зимы 1952/53 г. по исходным данным, пред-

420

Матрица собственных векторов (естественных составляющях) для Северного Каспия

| Естественная составляющая | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Апрель |
|------------------------------|--------------------------------------|--|--------------------------------------|--------------------------------------|---|
| Φ0 Φ1 Φ2 Φ3 Φ4 | 1,00 0,10 0,83 0,30 0,11 | $ \begin{array}{r} 1,00\\ -0,40\\ 0,05\\ -0,44\\ -0,67 \end{array} $ | 1,00 0,45 0,20 0,24 0,71 | 1,00 0,04 0,47 0,73 0,20 | $ \begin{array}{r} 1,00\\ 0,79\\ -0,21\\ -0,35\\ 0,04 \end{array} $ |

ставленным в выводе и с помощью естественных составляющих, приведенных в табл. 6.26.

| | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Апрель |
|----------------|---------|--------|---------|------|--------|
| Ледовитость за | 64 | 78 | 72 | 44 | 4 |

Коэффициент A₀ представляет собой среднее за сезон значение ледовитости. Он вычисляется по формуле

$$A_{\rm e} = \sum \bar{S}_{\rm s}/n, \qquad (6.98)$$

тде S_m — среднее месячное значение ледовитости; n — количество месяцев зимы.

Первый и все последующие коэффициенты разложения ледовитости вычисляются по формуле

$$A_i = \tilde{S}_{\mu} \varphi_i, \qquad (6.99)$$

где A_i — коэффициенты разложения; ф_i — естественные составляющие. Таким образом, для Северного Каспия

$$A_0 = (64 + 78 + 72 + 44 + 4)/5 = 52.$$

A₁ вычисляется по формуле (6.99) с помощью данных о ледовитости за зиму и табл. 6.24, из которой берется первая строка

$$A_{1} = \sum \left[(64 \cdot 0, 10) + (78 \cdot 0, 40) + (72 \cdot -0, 45) + (44 \cdot -0, 04) + (4 \cdot 0, 79) \right] = -56.$$

 A_2 вычисляется так же, как и A_4 , но с использованием второй строки табл. 6.24 и т. д.

$$A_{2} = \sum [(64 \cdot 0,83) + (78 \cdot 0,05) + (72 \cdot -0,20) + + (44 \cdot -0,47) + (4 \cdot -0,21)] = -21,0;$$

$$A_{3} = \sum [(64 \cdot 0,80) + (0,78 \cdot -0,44) + (72 \cdot -0,24) + + (44 \cdot 0,73) + (4 \cdot -0,35)] = -2,0;$$

$$A_{4} = \sum (64 \cdot 0,11) + (78 \cdot -0,67) + (72 \cdot 0,71) + + (44 \cdot -0,20) + (4 \cdot 0,04)] = -3,0.$$

Полученные за 1952-1953 гг. результаты следующие:

| A ₀ | • | • | | | | | | 52 |
|----------------|---|---|--|--|---|--|--|----|
| Aţ | | | | | • | | | 56 |
| A_2 | • | | | | | | | 21 |
| A3 | | | | | | | | -2 |
| A_ | | | | | | | | 3 |
| - | | | | | | | | |

На втором этапе вычисляются прогностические значения коэф фициентов разложения по уравнениям (6.99). Для этого сводятся в табл. 6.27 значения всех предикторов, входящих в уравнения.

Таблица 6.27

| | Значени | ія преди | кторов, в | ходящих | в уравн | ение (6.9 | 97) | |
|------|---------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|-------------------------|------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|
| Год | B ¹¹ _{0,1X} | B ^{II} 9,1 | B ^I _{0.X} | B ^{II} 5,IX | B ^{II} B ^{II} | B ^{II} _{2.IX} | B ^I _{8,X} | B ^{II} _{1.III} |
| 1953 | 3 | 0 | -1 | _5 | -6 | -4 | 0 | -32 |
| Год | B _{I.X} | $B_{2,\mathrm{II}}^{\mathrm{H}}$ | B ¹ _{1.11} | B ^I 3.X | B ^{II} _{7.II} | B _{6,IX} | B ^{II} 0,11 | B _{0.111} |
| 1953 | -2 | 12 | 5 | -6 | 3 | -2 | -1 | 3 |

Подставляя исходные данные в уравнения (6.97), получаем:

 $A_{0} = (2,3 \cdot 4) - 1,15 (-2 - 6 - 2 + 2) + (0,62 \cdot -3) +$ $+ (1,25 \cdot -3) + (0,31 \cdot -2) - 28) = -16,0;$ $A_{1} = (2,03 \cdot -0,56) + 0,24 (2 - 32) + 4 \cdot 0,4 + 55,6 = -8,0;$ $A_{2} = (0,55 \cdot 0,21) - (1,52 \cdot -1) - (1,14 \cdot -5) +$ $+ (0,76 \cdot -6) + 4,9 = 16,8.$

Аналогичным образом вычисляются и коэффициенты A_3 и A_4 . Так как все вычисленные значения коэффициентов получены по изменениям от года к году, то, чтобы получить истинные значения A_i , необходимо вычесть значения коэффициентов A_i , полученных по формуле (6.97), из значений коэффициентов A_i , рассчитанных по формуле (6.99), т. е. $A_0=52-(-16)=68$; $A_1=$ =-56-(-8)=-48; $A_2=21-17=4$; $A_3=8.7$; $A_4=1.0$.

На третьем этапе производится восстановление сезонного хода ледовитости. Для этого используется формула

$$\overline{S}_{\scriptscriptstyle M} = \sum (A_i | \varphi_i), \qquad (6.100)$$

 $_{I,D,C} A_i$ — прогностические коэффициенты разложения, вычисленные по уравнениям; ϕ_i — естественные составляющие (см. табл. 6.26).

$$S_{1}^{\text{AII}} = (68 \cdot 1) + (-0,48 \cdot 0,10) + (4 \cdot 0,83) + + (8 \cdot 0,30) + (1 \cdot 0,11) = 69;$$

$$S_{2}^{\text{I}} = (68 \cdot 1) + (-48 \cdot -0,40) + (4 \cdot 0,05) + + (8 \cdot -0,44) + (1 \cdot -0,67) = 83;$$

$$S_{3}^{\text{II}} = (68 \cdot 1) + (-48 \cdot -0,45) + (4 \cdot -0,20) + + (8 \cdot -0,24) + (1 \cdot 0,71) = 88.$$

Соответственно $S_{4}^{III} = 74; S_{5}^{IV} = 27.$

Как видно из данных табл. 6.28, для суровой зимы 1953/54 г. только один месяц (апрель) имеет погрешность больше допустимой (13%). Приведенный пример показывает, что составление прогноза ледовитости по данной методике не представляет трудностей и требует только внимательности в вычислениях.

Таблица 6.28

Вычисленная и фактическая ледовитость за зяму 1953/54 г., %

| Ледовитость | Декабрь | Январь | Февраль | Март | Апрель |
|----------------------|---------|--------|---------|------|--------|
| Вычисленная | 69 | 83 | 88 | 74 | 27 |
| Фактическая | 82 | 88 | 92 | 84 | 48 |
| Погрешность прогноза | 13 | 5 | 4 | 10 | 21 |

Зная среднюю месячную ледовитость, можно определить максимальную ледовитость по связи

$$S_{\text{MAKC}} = a\bar{S} \pm b. \tag{6.101}$$

Коэффициент корреляции таких связей превышает 0,90.

С ледовитостью тесно связаны другие характеристики ледового режима: максимальная толщина льда, положение кромки льда, сроки очищения моря ото льда, продолжительность ледового периода.

Так, максимальную толщину льда в порту Архангельск за зиму можно вычислить по формуле

$$h_{\text{make}} = 0.9 h'_{\text{make}} - 3.1 S_{\text{X}}^{\text{II}} - 34.0.$$
 (6.102)

Общий коэффициент корреляции этого уравнения равен 0,82, а обеспеченность при погрешности $\sigma = 8$ см достигает 86 %, при природной — 68 %.

Связь между ледовитостью моря и положением кромки льда имеет коэффициент корреляции около 0,85. При этом чем больше ледовитость, тем мористее располагается кромка льда. Более того, конфигурация средней месячной кромки льда отдельных зим идентична средней месячной многолетней соответствующего месяца. Это дает возможность с большой точностью представить на карте будущее положение средней месячной кромки льда. Для этого надо знать ледовитость и положение кромки льда прошлой зимой, многолетнюю и прогнозируемую ледовитость и многолетнее положение кромки льда.

Уравнения связи для прогноза продолжительности ледового сезона по прогнозу ледовитости для основных портов неарктических морей приведены в табл. 6.29.

Таблица 6.29

| | | | | | | | | _ |
|---|--------|--------|-----|-----|------|-----------|-------|-----------|
| | Ĩ | _ | | | | Обесле | 4,eK) | ность, % |
| Вид уравнения | | R | | ď | | уравнения | 1 | природная |
| | Apxa | ангель | ж | | | | | |
| $\Pi = 0,48\Pi_{\rm nc} - 0,26S_{\rm IV} - 73,5$ | 1 | 0,82 | T | 12 | ł | 94 | 1 | 63 |
| | СП | етербу | рг | | | | | |
| $\Pi = 0,27(S_{\rm IV} + S_{\rm V}) - 2,23$ | I | 0,78 | 1 | 14 | Ι | 92 | ł | 50 |
| | Ни | колаев | I | | | | | |
| $\Pi = 0,48\Pi_{\rm ac} + 0,43S_{\rm H} - 42,1$ | i | 0,79 | I | 12 | 1 | 88 | Ι | 77 |
| | Остров | Тюле | няй | | | | | |
| $\Pi = 0,67\Pi_{\rm ac} - 0,27S_{\rm III} - 72,4$ | I | 0,76 | L | 11 | 1 | 85 | Ι | 73 |
| Мыс Зол | отой (| Гатарс | кий | про | лив) |) | | |
| $\Pi = 1,1\Pi_{\pi c} - 0,93S_{X1I-v} - 63,4$ | 1 | 0,87 | J | 19 | 1 | 88 | 1 | 66 |
| | Бухта | Ната | ва | | | | | |
| $\Pi = 1,23S_{XII-V} + 137,0$ | 1 | 0,77 | | 12 | I | 88 | l | 65 |
| | | | - | | • | | | |

Уравнения для прогноза продолжительности ледового сезона по прогнозу ледовитости

Примечание. П_{лс} — продолжительность ледового сезона; S_{IV} — ледовитость в апреле прошлогодней зимы.

В работе [14] было показано, что сроки очищения моря ото льда хорошо связаны с ледовитостью. Раннее или позднее очищение ото льда объясняется различием в количестве льда, образовавшегося в зимний период и особенностями атмосферной циркуляции, обусловливающей быстрое или медленное таяние льда. Чем больше льда образовалось зимой, тем больше тепла необходимо затратить на его таяние. Количество образовавшегося льда за зиму в море очень хорошо отражает ледовитость моря. Действительно, наблюдается прямая связь между суровостью зимы и ледовитостью моря. Чем суровее зима, тем больше его ледовитость. Поэтому установление эмпирических зависимостей между датами очищения и ледовитостью имеет физический смысл. В табл. 6.30 приведены прогностические уравнения для составления долгосрочных прогнозов дат очищения моря ото льда.

Таблица 6.30

| _ | | 1 | | Обеснеченность, % | | | |
|---|-------------------|---------|----|-------------------|-----|----------------|--|
| Вид | | σ | | ураввения | ľ | рародвая | |
| A | рхангельск | t . | | | | | |
| | 0,88 | 8 | | 93 | | 77 | |
| C. | -Петербур | r | | | | | |
| $\Pi_0^{\rm r} = 1,13 \Pi_0 - 0,23 S_{\rm IV} - 15,7$ | 0,88 | 9 | ł | 93 | | 77 | |
| | Таллинн | | | | | | |
| $\Pi_0^r = 0.9 \Pi_0 - 0.5 S_{III} + 29.3$ | 0,87 | 16 | I | 86 | 1 | 70 | |
| 2. | Николаев | | | | | | |
| $\dot{\Pi}_{0}^{r} = 1,07 \Pi - 0,18 S_{II} - 14,6$ | 0,78 | 14 |] | 87 | 1 | 72 | |
| Alexandra A | Лар иуполь | • | | | | | |
| $\mu_0^r = 0.3S_{II} + 11.0$ | 0,70 | 12 | | 90 | l | 81 | |
| N 20-7 * 2 * 2 * | Таганрог | | | | | | |
| $\mu_0^r = 0,32 S_{II} + 17,2$ | 0,78 | 12 | I | 94 | 1 | 7 9 | |
| Волго-К | аспийский | канал | | | | | |
| $J_0^{\rm r} = 0,35 S_{\rm H} + 5,0$ | 0,74 | 14 | 1 | 86 | 1 | 72 | |
| μ M | ыс Золото | Ř | | | | | |
| $\Pi_0^{\rm r} = 0,93 \Pi_0 - 0,47 S_{\rm IV} - 20,8$ | 0,70 |] 13 | l | 81 | l | 7 0 | |
| | Корсаков | | | | | | |
| $\Lambda_0^{\rm r} = 0,85 \mu_0 - 0,39 S_{\rm III} - 115,0$ | 0,70 | 11 | 1 | 85 | | 75 | |
| Бу | хта Нагае | ва | | | | | |
| $\mu_0^r = 1,57 S_{XII-V} - 49,2$ | 0,78 | 9 | ł | 88 | l | 60 | |
| Примечание. До-дата п прошлогодней зимы. | рошлого | года; S | IV | — ледовито | сть | в апреле | |

Уравнения для прогноза сроков очищения моря ото льда по прогнозу ледовитости

6.3.5. Усовершенствованный метод долгосрочного прогноза ледовитости Охотского моря

Наряду с дальнейшим усовершенствованием приведенных выше моделей в последние годы была проведена серия экспериментов по долгосрочному, с заблаговременностью не менее 3 месяцев, прогнозу ледовитости Охотского моря. С учетом значительной заблаговременности, разработанная модель несколько отличается от ранее изложенных.

Принималось, что долгосрочные флюктуации ледовитости в первую очередь определяются крупномасштабными атмосферными процессами Северного полушария. Наиболее общими показателями этих процессов являются характеристики центров действия атмосферы. Однако конкретного эволюционного механизма влияния центров действия атмосферы на флюктуации ледовых условий пока еще не выявлено, и возможную совокупность связей приходится представлять в виде статистических зависимостей.

В качестве исходной информации для долгосрочного прогноза ледовитости использовались.

1. Карты ледовых авиаразведок над Охотским морем, с которых снимались данные о ледовитости за декабрь—май с 1960 по по 1987 г. Объектом прогноза служат средние декадные значения ледовитости.

2. Средние месячные аномалии температуры воздуха (Δt_a) в центрах действия атмосферы Северного полушария. Используются алеутская депрессия, азиатский зимний антициклон, канадский антициклон, охотский антициклон, летняя дальневосточная депрессия, северо-американский летний циклон, арктический антициклон, среднеазиатская депрессия.

3. Индексы атмосферной циркуляции: Вангенгейма, Ильинского, Каца. Данные значения выбирались с января 1960 по декабрь 1987 г.

4. Алгоритм прогноза (рис. 6.17).

Архив информации, содержащий данные о предиктантах и предикторах, с помощью генератора случайных чисел разбивается по заданному соотношению (в нашем конкретном случае как 2:1) на две выборки — обучающую и проверочную. На обучающей последовательности методом наименьших квадратов строятся два ряда частных описаний предиктанта последовательно для каждого предиктора:

— ряд степенных полиномов

$$y_k = \sum_{i=0}^{k} a_i x_i^i; (6.103)$$

— ряд по тригонометрическим функциям

$$y_{k} = \sum_{i=0}^{k} (a_{i} \cos \omega_{i} x + \sin \omega_{i} x). \qquad (6.104)$$

426

В качестве полинома оптимальной сложности для каждого предиктора отбираются зависимости, минимизирующие на проверочной последовательности среднюю квадратическую погрешность прогноза.



Рис. 6.17. Блок-схема долгосрочного прогноза ледовитости Охотского моря.

При переборе трендов в список кандидатов в переменные первым номером всегда включалось время. Это связано с возрастанием роли функции времени при увеличении заблаговременности прогноза.

После этого рассчитываются обобщенные функции от полученных на предшествующем этапе полиномов

$$y = f(a_i y_i).$$
 (6.105)

В целях сокращения вычислительных процедур эта функция представлялась только в виде некоторого степенного полинома.

$$f(a_{l}y_{l}) = a_{0} + \sum_{n} a_{n}y_{n} + \sum_{n} \sum_{m} a_{n}a_{m}y_{n}y_{m} + \sum_{n} \sum_{m} \sum_{l} a_{n}a_{m}a_{l}y_{n}y_{m}y_{l}.$$

$$(6.106)$$

Затем последовательно отбрасывается по одному члену, имеющему минимальный коэффициент корреляции с предиктантом, и выбирается уравнение, минимизирующее на проверочной последовательности среднюю квадратическую: погрешность прогноза. Данная процедура выполняется параллельно для степенных и тригонометрических рядов.

Однако в силу недостаточного объема исходной информации количество одновременно анализируемых полиномов для последующего построения функции (6.103) ограничивается пятью. При необходимости учета большего количества предикторов дополнительно используются частные описания вида:

 $Z_{1} = a_{1}x_{1} + a_{2}x_{2}$ $Z_{2} = a_{3}x_{3} + a_{4}x_{4}$ $Z_{n} = a_{2n-1}x_{2n-1} + a_{2n}x_{2n},$ (6.107)

где 2n — общее количество предикторов; a — коэффициенты уравнений, полученные методом наименьших квадратов; Z_n — рассчитанная оценка погрешности прогноза:

$$Z = y - f(a_i, y_i).$$
(6.108)

Для дальнейшего уменьшения информации рассчитывается множественное уравнение регрессии, где в качестве предикторов выступают частные описания вида

$$Z = \sum_{n=1}^{k} b_n Z_n. (6.109)$$

Результирующий прогноз получается как супернозиция уравнений вида

$$y_{\rm np} = f(a_i, y_i) + \sum_{n=1}^{k} b_n Z_n. \tag{6.110}$$

Отбор оптимального результирующего уравнения также происходит по материалам тестирования на проверочной выборке.

При оперативном использовании схемы после осуществления всех операций по формированию прогностического оператора (6.110) следует запрос данных о предикторах (прогностические данные), и осуществляется прогноз. При этом выдаются два параллельных результата, соответствующих видам частных описаний (степенной полином или ряд по тригонометрическим функциям), дальнейший анализ, сравнение и выбор одного из которых выполняется непосредственно экспертом, заинтересованным в прогнозе.

Результаты экспериментальной проверки метода позволили несколько сократить перебор предикторов при практическом использовании модели. На основании сравнительного анализа вкладов различных факторов в списке для прогноза остались предикторы, отражающие состояние (Δt_a) Охотского антициклона, северо-американского минимума, летней дальневосточной депрессии, Северного полюса и индексы атмосферной циркуляции Блиновой.

Результаты испытаний метода на проверочной последовательности показали среднюю оправдываемость прогнозов по всему ледовому периоду около 80 %. Так как конечный результат представляет собой выход сложной функции, объединяющей заданное количество параметров, конкретный вклад каждого проследить затруднительно. Можно отметить повышенную информативность аномалий температуры (Δt_a) в Охотском антициклоне. Возможно, характер аномальности Охотского антициклона и является некоторым долгосрочным индикатором природных процессов на дальневосточном регионе, конкретная направленность которых и определяет развитие ледовых условий в Охотском море. При этом существенная доля информативности этого показателя лежит в области нелинейных связей.

6.3.6. Долгосрочный прогноз максимальной толщины льда

Максимальная толщина льда является надежным показателем суровости зимы и наибольшего развития ледяного покрова. Поэтому ее прогноз важен при проведении транспортных операций и планировании расстановки ледоколов. Вместе с тем толщина льда является наиболее трудным объектом прогнозирования, так как ледовый режим неарктических морей (особенно южных) характеризуется неустойчивостью, а толщина льда отличается большой пространственно-временной изменчивостью. Среднее многолетнее распределение максимальных толщин льда характеризуется их уменьшением с севера на юг, что объясняется климатическими особенностями. В отличие от арктических морей, на южных морях припай под влиянием ветра и колебаний уровня моря взламывается, отрывается от берегов, уносится в открытое море и снова возвращается назад или нарастает заново. Такие явления могут наблюдаться 2-4 раза за сезон, особенно часто во второй половине зимы (февраль-март), когда лед достигает максимальной толщины. Так, например, в районе Мариуполя, по данным гидрометстанций за 20 лет (с 1961 по-1980 г.), взлом и дрейф припая наблюдался 14 зимних сезонов и только в течение пяти зим таяние льда происходило на месте (1969, 1972, 1976-1978 гг.). О большой пространственно-временной изменчивости максимальной толщины льда можно судить по данным табл. 6.31.

Анализ физико-географических условий портов, для которых разработаны методы прогноза максимальной толщины льда, показывает, что наиболее постоянны значения максимальной толщины льда в закрытых бухтах, заливах, устьях рек. Чем ближе порт расположен к открытому морю, где сильнее проявляется влияние динамических и тепловых факторов на ледяной покров, тем больше изменчивость максимальной толщины льда (табл. 6.32).

Таблица 6.31

| Порт | бсы | KA | КЭ |
|--|----------------------|--------------------------------------|--|
| Мариуполь Приморско- | 18 13 | 0,18 | 0,57 |
| Ахтарск Очаков Николаев Казахское Остров Тюлений | 15 12 15 14 | 0,13 0,25 0,48 0,30 0,79 | -0,82 -0,51 0,09 0,68 0,03 |

Статистические характеристики максимальной за зиму толщины льда на южных морях

Примечание. от среднее квадратическое отклонение; К_л — коэффициент асимметрии; К_э — коэффициент эксцесса.

Анализ материалов наблюдений за толщиной льда показал, что на Белом море время достижения максимальной толщины приходится в подавляющем большинстве случаев в 3-й декаде марта, 1-й декаде апреля, а на Балтийском — в 1-й и 2-й декаде марта. На Азовском море максимум толщины наступает во 2—3-й декаде февраля (в суровые зимы незначительный рост продолжается до 1-й декады марта). На Каспийском море максимум толщины льда наблюдается в 3-й декаде февраля — 1-й декаде марта. На Чер-

Таблица 6.32

Статистические характеристики толщины льда за ледоставный сезон по основным портам неарктических морей

| _ | To | | | |
|---|---|---|---|--|
| Порт | ĥ | h _{мәкс} | ћ _{мин} | σ |
| Архангельск Разноволок СПетербург Выборг Пярну Николаев Очаков Маряуполь Остров Тюлений Казахское Владивосток Магадан Охотск Анадырь Петропавловск- Камчатскый | 62 67 48 57 25 25 32 20 55 58 114 119 142 97 | 37 111 67 72 77 44 60 70 53 93 76 134 186 214 122 | 16 20 0 13 8 0 4 0 0 0 18 26 78 90 63 | 10 17 11 9 14 12 15 18 14 15 9 10 18 12 13 |

ном море — в 1-й и 2-й декадах февраля. На Японском море максимальной толщины лед достигает в районе Владивостока в 1-й декаде февраля, а в районе Александровска (о-в Сахалин) во 2-й декаде марта, на Охотском море у северного побережья — в конце марта, в заливе Анива — в конце февраля. На Беринговом море, в Авачинском заливе толщина льда достигает максимального значения в 1-й декаде марта, в Анадырском — в конце марта.

В процессе разработки метода прогноза максимальной толщины льда $h_{\rm макс}$ были исследованы ее связи с различными факторами. В результате было установлено, наилучшие связи получаются между максимальной толщиной льда и максимальной ледовитостью моря. Прогностические уравнения, основанные на этих связях, показаны в табл. 6.33.

Таблица 6.33

| | | | | Обеспеченность, % | | |
|---|--|--------------------------------------|--------------------------|----------------------------|----------------------------|--|
| Порт | Вид уравневия | R | G | урав- нения | при- родная | |
| Архангельск СПетербург Николаев Мариуполь Таганрог | $h = 0.87h_{MAKC} + + 0.28S_{II} - 77.9 h = 0.30S_{MAKC} + 30.0 h = 0.43S_I + 5.5 h = 0.41S_{II} + 1.4 h = 0.43S_{II} + 1.6$ | 0,82 0,80 0,60 0,90 0,80 | 8 13 8 12 10 | 86 95 73 94 96 | 68 74 23 56 66 | |
| Казахское Остров Тюлений Владивосток Бухта Нагаева Петропавловск- Камчатский | $h = 0,80S_{\text{marc}} + 17,0$ $h = 0,78S_{\text{marc}} - 42,0$ $h = 0,58S_{\text{marc}} - 28,0$ $h = 0,69S_{1} + 16,7$ $h = 0,76S_{\text{marc}} - 15,3$ | 0,71 0,72 0,73 0,73 0,70 | 14 12 9 12 8 | 89 85 82 82 86 | 72 80 68 68 74 | |

Уравнения для прогноза толщины льда

Примечание. *h*_{макс} — максимальная толщина льда за зиму прошлого года; *S*_{макс} — максимальная ледовитость моря; *S*₁₁ — ледовитость за февраль.

В работе [22] был предложен другой подход к прогнозу максимальной толщины льда на южных морях: Черном, Азовском и Каспийском. Для разработки метода долгосрочного прогноза максимальной толщины льда использовались данные наблюдений за толщиной льда в шести пунктах: Мариуполе и Приморско-Ахтарске (Азовское море), Очакове и Николаеве (Черное море), Казахском и на о-ве Тюлений (Каспийское море). Анализировались материалы наблюдений за 33 сезона (с 1944/45 по 1976/77 г.).

Пространственное распределение максимальной толщины льда h(x, t) по данным 6 пунктов представлялось в виде ряда разложения по естественным составляющим

$$h(x, t) = A_0^h(t) + A_1^h(t) \varphi_1(x) + \ldots + A_5^h(t) \varphi_5(x), \quad (6.111)$$

431

где A_0^h — средняя толщина льда; A_1^h , A_2^h , ..., A_5^h — коэффициенты разложения, зависящие от времени t; $\varphi_1(x)$, $\varphi_2(x)$, ..., $\varphi_5(x)$ — естественные составляющие.

Для решения задачи прогноза поля максимальной толщины льда сначала строились статистические зависимости для прогноза коэффициентов разложения h_i (i = 1, ..., 5), а затем с помощью естественных составляющих $\varphi_i(x)$ и прогнозируемых $h_i(t)$ восстанавливались значения максимальной толщины льда в каждом пункте.

В качестве предикторов при построении прогностических уравнений использовались параметры полей атмосферного давления над Северным полушарием, которые брались за январь—август предшествующего года по семи секторам Северного полушария, т. е. искались зависимости вида

$$A_{i}^{h}(t) = f(A_{i}^{P}(t)). \tag{6.112}$$

где $A_i^h(t)$ — прогнозируемые коэффициенты разложения поля максимальной толщины льда; $A_i^p(t)$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления.

Наиболее значимые связи получились для уравнений, учитывающих характеристики атмосферного давления над районами Америки, Атлантического океана и Европы, наименее значимые над Тихим океаном и Азией. Конкретный вид прогностических уравнений приведен в табл. 6.34.

Восстановленные значения максимальной толщины льда по выбранным пунктам рассчитываются по уравнениям: Мариуполь

 $h_{\text{make}} = A_0^h - 0.08A_1^h - 0.84A_2^h - 0.20A_3^h + 0.13A_4^h + 0.24A_5^h;$

Приморско-Ахтарск

 $h_{\text{MBKC}} = A_0^h + 0.24A_1^h - 0.04A_2^h - 0.24A_{3_1}^h - 0.52A_4^h - 0.66A_5^h;$

Очаков

 $h_{\text{make}} = A_0^h + 0.20A_1^h + 0.01A_2^h + 0.66A_3^h - 0.50A_{4_1}^h - 0.31A_5^h;$

Николаев

 $h_{\text{marc}} = A_0^h + 0,16A_1^h + 0,17A_2^h + 0,38A_3^h - 0,53A_4^h + 0,58A_5^h;$ Гурьев

 $h_{\text{Marc}} = A_0^h - 0.87A_1^h + 0.27A_2^h - 0.04A_3^h + 0.01A_4^h - 0.08A_5^h;$

Остров Тюлений

 $h_{\text{Make}} = A_0^h - 0.33A_1^h + 0.43A_2^h - 0.56A_3^h + 0.41A_4^h + 0.23A_5^h.$

Заблаговременность данного метода прогноза составляет около полугода. Обеспеченность метода на зависимом ряде (1944/45—1976/77 гг.) в среднем составила 95 %. Проверка метода на неза-

Таблица 6.34

| Вид уравнения | R |
|--|------|
| $A_0^h = -0.96A_{4_V}^{1_V} - 0.54A_{3_{1_V}}^1 + 1.05A_{3_V}^{1_I} -$ | 0,87 |
| $-2.7A_{6_{\rm V}}^{\rm III}$ + 1.80 $B_{5_{\rm IV}}^{\rm VII}$ - 2.88 $_{7_{\rm VI}}^{\rm I}$ + 29.82 | |
| $A_{\rm I}^{h} = -0.71A_{9_{\rm I}}^{V\rm I} - 2.01A_{0_{\rm V\rm I}}^{I} + 3.52A_{4\rm V}^{V} + 1.28_{6_{\rm I\rm I\rm I}}^{\rm II\rm I} +$ | 0,88 |
| $+0.40^{VI}_{7I} - 0.29A^{V}_{II} - 27.69$ | 0.77 |
| $A_{2} = 3,24A_{8_{11}} + 1,31A_{1_{VIII}} - 1,04A_{6_{V}} + 0,37A_{5_{1V}} + 0.50A_{6_{11}} + 0.07$ | |
| $A_{3}^{h} = -0.94 A_{3_{\text{VII}}}^{II} + 0.13 A_{I_{\text{III}}}^{\text{VI}} - 0.83 A_{I_{\text{IV}}}^{\text{V}} + 1.20 A_{6_{\text{IV}}}^{I\text{V}} +$ | 0,80 |
| $+ 1,71A_{0_{VI}}^{V} + 0,43A_{7_{III}}^{I} - 0,23$ | |
| $A_{4}^{h} = 1.79A_{9_{\text{IV}}}^{\text{V}} + 0.13A_{2_{\text{IV}}}^{\text{VII}} + 1.41A_{0_{\text{VII}}}^{\text{VI}} + 0.44A_{8_{\text{III}}}^{\text{II}} -$ | 0,86 |
| $-0.93^{V}_{0IV} - 0.86$ | 0.55 |
| $A_5^{n} = 0.4A_{7_{\rm IV}}^{111} + 0.84A_{7_{\rm VI}}^{v} - 0.37A_{8_{\rm V}}^{v1} + 0.18A_{5_{\rm V}}^{v1} - 0.08A_{2_{\rm IV}}^{v1} + 0.18A_{5_{\rm V}}^{v1} - 0.08A_{2_{\rm IV}}^{v1} + 0.08A_{5_{\rm V}}^{v1} + 0.08A_{5_{\rm V}}^{v1} - 0.08A_{5_{\rm V}}^{v1} + 0.08A_{$ | 0,77 |
| $+0.77A_{0V}^{2}-0.25A_{5VIII}^{2}-0.46$ | |

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения полей толщины льда (A_0^h, \ldots, A_0^h)

Примечание. При аргументах: верхний индекс — номер сектора, нижний индекс — месяц года.

висимом ряде (5 лет) — (1977/78 — 1981/82 гг.) дала обеспеченность около 80 %. В среднем за 38 лет (1944/45 — 1981/82 гг.) обеспеченность метода превысила природную на 20—35 %.

Глава 7. ПРОГНОЗЫ СТИХИЙНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

7.1. Прогнозы интенсивного обледенения судов в море

В северных и умеренных широтах при сильных ветрах и низких температурах воздуха наблюдается довольно частое стихийное явление природы — интенсивное обледенение судов. Опасность интенсивного обледенения судов в море состоит в том, что на палубе и надстройках происходит отложение большого количества. льда, в результате чего резко ухудшаются мореходные качества судна. Более того, при обледенении повышается центр тяжести, увеличивается парусность, что во время шторма может привести к потере устойчивости, внезапному опрокидыванию и гибели судна. Особую опасность это грозное явление природы представляет для промысловых судов с низким надводным бортом. К таким судам, осуществляющим плавание и промысел в зимнее время, относятся средние рыболовные траулеры (СРТ), рыболовные сейнера (СР), рыболовные рефрижераторы (PP), приемотранспортные суда и др., хотя при сильных ветрах (9-10 баллов и более) и температурах воздуха ниже --- 15 °С обледенение является опасным и для более крупных промысловых судов. Поэтому изучение и прогноз обледенения судов имеет большое экономическое и социальное значение.

Механизмы обледенения судов очень сложны и недостаточно хорошо изучены. Существует два основных типа обледенения судов: брызговое и пресноводное.

Брызговое обледенение обусловлено забрызгиванием и заливанием судна забортной водой в результате сильного ветра и волнения моря. Пресноводное обледенение обусловлено выпадением переохлажденных осадков в виде дождя, мороси или мокрого снега, а также частиц воды во время тумана или парения моря. Однако оба типа обледенения часто действуют одновременно. Изучению и расчету интенсивности нарастания льда на рыболовных судах посвящено значительное число работ как теоретического, так и эмпирического характера [3—5, 10, 13, 14, 21, 22].

Теоретические исследования показывают, что интенсивность обледенения (скорость нарастания льда в т/ч) судна зависит от целого комплекса гидрометеорологических условий и конструктивных особенностей судна. Предложено несколько методов расчета обледенения судов. Один из таких методов расчета интенсивности обледенения судов основан на балансе тепла обледеневающей поверхности [3]. Интенсивность нарастания льда на поверхности в 1 см², расположенной к потоку брызг, предлагается рассчитывать по формуле

$$= \alpha \left(t_{n} - t_{\chi} + 2, 6 \frac{L_{\text{HCR}}}{P} \left(E_{t_{a}} - E_{t_{\chi}} \right) \right) \left| \left(L_{\text{Sam}} + C_{\chi} \left(t_{a} - t_{\chi} \right) + C_{w} \left(t_{\chi} - t_{\chi} \right) \right) \right|$$
(7.1)

где α — коэффициент теплоотдачи, зависящий от скорости ветра и формы обледеневающей поверхности; $L_{\text{зам}}$, $L_{\text{исп}}$ — теплота кристаллизации и испарения льда соответственно; C_{π} , C_{w} — удельная теплоемкость льда и воды соответственно; t_{a} — температура воздуха; t_{x} — температура частиц воды в пресноводном или брызговом облаке; $E_{t_{a}}$, $E_{t_{\pi}}$ — парциальное давление при температуре воздуха над поверхностью воды и при температуре обледеневающей поверхности над льдом; P — атмосферное давление; t_{π} — температура образующегося льда при установившемся процессе обледенения.

Формула (7.1) пригодна для расчета как брызгового, так и пресноводного обледенения.

Несколько иной подход к исследованию обледенения судов развивается в работе [10], где предложен метод расчета интенсивности брызгового обледенения судов, в основу которого положена эмпирическая связь между фактической интенсивностью обледенения судов и комплексным теоретическим критерием обледенения, представляющим собой скорость обледенения фигуры правильной формы в виде цилиндрического стержня, находящегося в тех же гидрометеорологических условиях, что и судно в море.

Критерий обледенения N (скорость обледенения стержня) определяется по формуле

N =

$$=\frac{\frac{W\lambda_{a}}{v}\frac{\mathrm{Nu}}{\mathrm{Re}}(t_{\Phi}-t_{a})+C_{w}\left[(t_{\Phi}-t_{a})-(t_{w}-t_{a})\exp\left(-\frac{3\chi}{C_{w}\rho_{w}r_{\kappa}}\frac{\lambda_{a}}{v}\frac{\mathrm{Nu}_{\kappa}}{\mathrm{Re}_{\kappa}}\right)\right]}{\rho_{n}L}\times$$

$$\times \frac{W \xi h E (1-a) + \frac{W \lambda_a}{v} \frac{\mathrm{Nu}}{\mathrm{Re}} \frac{L_a}{C_a} \frac{\mu}{M} \frac{e_n - e_a}{P}}{-a C_w \rho_w \left[(t_{\phi} - t_a) - (t_w - t_a) \exp\left(-\frac{3X}{C_w \rho_w r_{\kappa}} \frac{\lambda_a}{v} \frac{\mathrm{Nu}_{\kappa}}{\mathrm{Re}_{\kappa}}\right) \right]}$$
 cm/c, (7.2)

где t_a , t_w — температура воздуха и воды соответственно; W — скорость ветра; h — высота волны, ξ — коэффициент пропорциональности в уравнении связи между водностью брызгового облака и высотой волны; ρ_w , ρ_π — плотность воды и льда соответственно; Re, Re_k — число Рейнольдса для цилиндра и капли; t_{ϕ} — температура на фронте кристаллизации; Nu, Nu_k — число Нуссельта для цилиндра и капли; ν — кинематическая вязкость воды; λ_a — теплопроводность воздуха; e_a , e_{π} — парциальное давление в воздухе и

у поверхности пленки соответственно; L_u — теплота испарения воды; μ , M — молекулярная масса водяного пара и воздуха соответственно; C_w , C_a — удельная теплоемкость воды и воздуха; P атмосферное давление; L — теплота кристаллизации воды; E коэффициент захвата воды капель обледеневающим объектом; a — коэффициент, показывающий, какое количество теплоты приносимой брызгами, уносится сливающейся водой; X — характерное расстояние, пролетаемое каплями до поверхности судна; $r_{\rm R}$ средний радиус капли. При расчетах критерия интенсивности обледенения N значение E = 1; a = 0.7; $r_{\rm R} = 0.5$ мм; X = 10 м.

Для прогноза обледенения используется корреляционная связь между критерием N, рассчитываемым только по гидрометеорологическим параметрам, обусловливающим обледенение, и реальной интенсивностью обледенения судна $N_{\phi p}$ в море при этих же гидрометеорологических параметрах. При построении этих связей были использованы все известные результаты определений обледенения, выполненные на отечественных и зарубежных судах с 1961 по 1972 г. Уравнение этой связи для судов типа СР имеет вид:

$$N_{\rm dep} = 0.54 \pm 0.68N; \quad (R = 0.85 \pm 0.03), \tag{7.3}$$

где N_{фр} — в т/ч; N — в см/ч; R — коэффициент корреляции.

Для судов типа СРТ уравнение регрессии имеет вид:

$$N_{\Phi_2} = 0.46 \pm 0.56N; \quad (R = 0.91 \pm 0.02).$$
 (7.4)

Для судов типа СРТМ:

$$N_{\phi_0} = 0.22 \pm 0.43N; \quad (R = 0.82 \pm 0.04).$$
 (7.5)

Из уравнений видно, что при одних и тех же гидрометеорологических условиях суда с меньшим водоизмещением обледеневают медленнее.

Таким образом, используя уравнения регрессии (7.3)—(7.5), по температуре воздуха и воды, скорости ветра, высоте волны и солености морской воды можно определить максимальную интенсивность обледенения судов типа РС, СРТ и СРТМ. В оперативной работе расчеты удобно производить с помощью номограмм (рис. 7.1).

Кривые в первом квадранте выражают зависимость критерия N от скорости ветра и температуры воздуха при температуре воды $t_w = 1$ °C; солености S = 35 % и высоте волны h = 4 м.

Во втором квадранте определяется поправка на отличие температуры воды от опорной. Каждая кривая соответствует определенной температуре воды.

В третьем квадранте учитывается влияние реальной высоты волны. Каждая кривая соответствует определенной высоте волны.

В четвертом квадранте помещены линии связи между N_{\oplus} и Nдля судов типа PC, CPT и CPTM. В этом же квадранте производится учет отличия солености от опорной. Каждая кривая соответствует определенной солености. Пример расчета интенсивности обледенения судна типа СРТ Заданы: температура воздуха $t_a = -13,5$ °C, скорость ветра 18 м/с, температура воды $t_w = -1$ °C, соленость $S = 15 \%_0$, высота



Рис. 7.1. Номограмма для расчета интенсивности обледенения судов.

волны h=3 м. На номограмме (см. рис. 7.1) стрелками показан порядок операций.

В квадранте I из точки, соответствующей скорости ветра 18 м/с, опускаемся вниз до пересечения с кривой, соответствующей температуре воздуха —13,5 °С. Из полученной точки передвигаемся влево в квадрант II до пересечения с кривой, соответствующей температуре воды —1 °С. Из точки пересечения опускаемся вниз в квадрант III до пересечения с кривой, соответствующей высоте волны 3 м. Далее из полученной точки переходим в квадрант IV до пересечения с линней регрессии для судов типа СРТ и из полученной точки опускаемся вниз до пересечения с кривой, соответствующей солености морской воды 15 ‰. Затем перемещаемся вправо и на вертикальной шкале снимаем значение максимальной интенсивности обледенения, которое равно 2,4 т/ч.

Гидрометеорологические условия обледенения судов.

Существует общепринятое мнение, что в Северном полушарии обледенения связаны наиболее благоприятные условия судов с вторжением холодных масс воздуха, часто сопровождающееся осадками в виде дождя и мокрого снега. Обычно это происходит в тыловой части циклона при северных, северо-западных и западных ветрах. Реже обледенение бывает в передней части циклона при северо-восточных и восточных ветрах. Направления, откуда луют ветры, в большинстве своем зависят от положения области прогноза. Так, например, на восточном побережье Сибири и Канады холодный воздух обычно приходит с северо-запада, в Гренландском море и Датских проливах он приходит в основном с северо-востока, а в Норвежском, Баренцевом и Балтийском морях с востока и даже юго востока. В табл. 7.1 приведены данные о повторяемости обледенения судов в различных морях при различных направлениях ветра.

Таблица 7.1

| Море | Направление встра, град. | | | | Число слу- |
|-----------------------|--------------------------|------|--------|---------|---------------|
| | 271-360 | 1—90 | 91-180 | 181-270 | Чаев |
| Берингово | 53 | 41 | 1 | 5 | 733 |
| Oxotekoe | 50 | 20 | 5 | 25 | 623 |
| Японское | 82 | 12 | | 7 | 250 |
| Сезеро-завадная часть | 68 | 8 | 2 | 22 | 284 |
| Тихого океана | | | | | |
| Баренцево, Норвежское | 19 | 29 | 30 | 22 | í <u>9</u> 53 |
| Балтийское | 20 | 38 | 32 | 10 | 108 |
| Черное. Азовское | 55 | 45 | L _ | _ | 1 11 |
| Лабрадорское | 69 | 4 | 38 | 24 | 87 |

Повторяемость обледенения судов при различных направлениях ветра, % (по Г. В. Васильевой)

Наиболее опасной зоной обледенения судов является тыловая часть циклона. Обычно эта зона находится на некотором расстоянии от холодного фронта. В табл. 7.2 обобщены данные за 1967— 1970 гг. Из данных табл. 7.2 видно, что во всех морях, кроме Балтийского, Баренцева и Норвежского, наибольшее число слу-
чаев обледенения судов приходится на тыловую часть циклона. В Балтийском, Баренцевом и Норвежском морях наибольшая повторяемость обледенения судов приходится на переднюю часть циклона.





Заштрихованные участки - области, благоприятные для обледенения судов.

Таблица 7.2

| Повторяемость о | бледенения | судов | ярн | различных | синоптических | условиях, | 0 | Ь |
|-----------------|------------|-------|-----|-----------|---------------|-----------|---|---|
|-----------------|------------|-------|-----|-----------|---------------|-----------|---|---|

| Море | В тылу циклона | В передней части циклона | При про- чих усло- виях | Число случаев |
|---|--|----------------------------------|------------------------------------|---|
| Берингово Охотское Японское Северо-западная часть Тихого океана Баренцево, Норвежское Балтийское Черное, Азовское | 57 70 93 75 40 5 79 | 32 23 19 50 66 16 | 11 7 4 6 10 30 5 | 442 312 140 182 596 44 18 |

На карте, представленной на рис. 7.2, над югом Норвежского моря располагается глубокий циклон с ложбиной, направленной на северо-восток Баренцева моря. При такой ситуации над северными районами Норвежского и Баренцева морей возникли ветры северо-восточного направления со скоростью до 15 м/с, волны высотой 2—3 м, температура воздуха в приводном слое была от —10 до —16 °C, температура воды от 0 до 3 °C, т. е. возникли благоприятные условиях для обледенения судов. Следует отметить, что обледенение судов в Баренцевом море может наблюдаться при довольно высоких температурах воды (до 6 °C).

Прогноз обледенения судов. В настоящее время метеорологические службы ряда стран: России, Аргентины, Исландии, Японии, Швеции, Англии, Германии — выпускают прогнозы обледенения судов. Метеорологические службы США и Канады составляют прогнозы метеорологических условий, при которых возможно обледенение. Местные метеорологические службы иногда дают предупреждения о возможном обледенении, но без указания размеров и интенсивности обледенения.

Для прогноза обледенения используются номограммы, в основе которых лежат статистические связи между интенсивностью обледенения и гидрометеорологическими параметрами. За рубежом наиболее широко используются номограммы Савады (Япония, 1970) и Мартинса (ФРГ, 1958). Они приведены на рис. 7.3 и 7.4. Зависимости интенсивности обледенения от времени пребывания в зоне обледенения судов типа РС, СРТ и СРТМ, построенные Н. Ф. Буяновым [4], даны на рис. 7.5, а в табл. 7.3 — данные, позволяющие оценить степень опасности обледенения судов этих типов.

Таблица 7.3

| промысловых судо | в от интенс | авности обло | еденения, т/ч | | | |
|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|----------------|--|--|--|
| Степень опасности | Тип судяа | | | | | |
| обледенения | PC | СРТ | СРТМ | | | |
| Слабое Умеренное Сильное | 0,7 0,7 <u>-</u> 0,8 1,8 | 1,5 1,5-4,0 4,0 | 3,5 3,5 | | | |

Зависимость степени опасности обледенения промысловых судов от интенсивности обледенения, т/ч

Для определения интенсивности (скорости) обледенения судов и степени его опасности различают следующие градации: медленное, быстрое и очень быстрое. За основу классификации принимают способность экипажей судов вести борьбу с обледенением имеющимися в распоряжении ручными средствами, чтобы обеспечить безопасность плавания судна. В табл. 7.4 приведены данные о метеорологических параметрах, характеризующих скорость нарастания льда на надстройках судна.



いいに、そうないのである、ひんないをからいのである。

ř

Рис. 7.3. График связи между обледенением судов, температурой воз-духа и скоростью ветра (Савада, 1970).

1 — слабое обледенение, 2 — умеренное об-леденение, 3 - сильное обледенение.



В условиях оперативной работы для расчета интенсивности обледенення для судов типа СРТ и близких к ним удобно использовать упрощенный метод [13], который учитывает только скорость и направление ветра \vec{W} и температуру воздуха.

При наличии условий для забрызгивания судна забортной водой и температурах воздуха ниже —3°С интенсивность отложения льда на судне будет увеличиваться с усилением ветра и по-



Рис. 7.5. Зависимость интенсивности обледенения судов типа РС (1), СРТ (2) и СРТМ (3) от времени пребывания в зоне обледенения.

нижением температуры воздуха, если не будут изменяться другие условия, влияющие на интенсивность обледенения (курс и скорость судна, направление ветра, частота забрызгивания судна забортной водой и др.). При этих условиях интенсивность отложения льда на судне будет зависеть от числа n, которое равно произведению скорости ветра W на температуру воздуха t_a , т. е. $n = W t_a$. Чем больше число n, тем больше интенсивность обледенения судна (рис. 7.6).

Измеряя во время плавания температуру воздуха и скорость ветра, судоводителям судов типов СРТ, СО, ТХС, БЧС и близких к ним по размерам нетрудно получить число *n*. Тогда по гра-

Таблица 7.4

| | · · · | · · |
|-------------------|---------------|--------------------|
| Интенсивность об- | Скорость вет- | Температура возду- |
| леденения | ра, м/с | ха, °С |
| Медленное | 09 | -13 |
| Быстрое | 915 | -38 |
| Очень быстрое | 9-15 | |

| | Интенсивно |)сть | обледенения | судов | типа | СРТ |
|---|-------------|------|--------------|--------|--------|----------|
| 8 | зависимости | OT | гидрометеоро | логиче | СКИХ (| факторов |

фику (см. рис. 7.6) легко определяется интенсивность начавшегося обледенения судна. Так, например, при скорости ветра 15 м/с и температуре воздуха —7 °С число *n* будет равно 105. По графику (см. рис. 7.6) числу n = 105 будет соответствовать интенсивность. обледенения N = 1,4 т/ч. График построен из расчета максимально благоприятных для обледенения судна условий, т. е. при условии, что судно следует полным ходом под углом 15—45° к направлению ветра.

Прогноз обледенения судов составляется в два этапа. На первом этапе производится всесторонний анализ синоптического ма-



Рис. 7.6. Зависимость интенсивности обледенения судов типа СРТ от числа *п*.

териала в области прогноза и устанавливается наличие гидрометеорологических условий, способствующих проявлению обледенения, т. е. будет ли температура воздуха ниже 0°С и насколько, и какая при этом ожидается скорость ветра, ожидаются ли осадки и в каком виде: в виде дождя, мороси или мокрого снега, какова вероятность адвективных туманов и т. д. Если такие условия ожидаются, то перед прогнозистом-синоптиком встает вторая болеесложная задача. Он должен решить, какой интенсивности будет обледенение: слабое, умеренное или очень сильное, а это во многом связано с типом и размерами судна, его скоростью и курсом относительно ветра и волн и др. Прогнозист-синоптик не всегда располагает полной информацией о судах, находящихся в зонеобледенения. Тем не менее, располагая соответствующими номограммами и таблицами, описанными выше, может составить достаточно надежный прогноз обледенения. Качество составляемых прогнозов об угрозе обледенения судов может быть существенно улучшено, если на рыбопромысловых судах будут производиться регулярные наблюдения за обледенением, результаты оперативнопередаваться в прогностические центры.

Прогноз обледенения судов составляется с заблаговременностью от 6 до 36 ч. Он оформляется в виде карты или текста с указанием ожидаемой интенсивности и степени обледенения и составляется отдельно для судов водоизмещением 150—300, 300—500 и 500—1200 т. Предупреждение об угрозе обледенения судов выпускается прогностическими службами Росгидромета, обслуживающими суда морского и рыбопромыслового флотов. В предупреждении об угрозе обледенения указывается: время начала обледенения; район обледенения; интенсивность; ожидаемое направление и скорость ветра, высота волн и температура воздуха; рекомендуемый курс для выхода судна из зоны обледенения.

Пример

Предупреждение № 20.

Сегодня 17 декабря 1971 г. в 15—17 ч в Охотском море у югозападного побережья Камчатки в районе от мыса Лопатка до Усть-Большерецка ожидается сильное обледенение судов типа СРТ. Ветер северо-западный 20—25 м/с, температура воздуха --10... 15 °С, высота волн 5 м. Судам, находящимся в указанном районе, рекомендуется уйти в укрытие.

Наряду с изложенными разрабатываются численные методы прогноза обледенения судов, основанные на результатах предвычисления полей гидрометеоэлементов по гидродинамическим и физико-статистическим схемам. При этом прогноз обледенения может быть полностью автоматизирован. Однако из-за недостатка начальных данных (особенно аэрологических) трудно реализовать эти методы в оперативной практике.

7.2. Прогноз цунами

Цунами — длинные морские гравитационные волны сейсмического происхождения, относятся к стихийным явлениям природы. Это явление в большей степени присуще тихоокеанскому региону. Крупные цунами приводят к затоплению и значительным разрушениям в прибрежной зоне. Для Тихоокеанского побережья главную опасность представляют цунами от сейсмических очагов под континентальным склоном глубоководной Курило-Камчатской впадины. Для этих цунами время добегания от источника до ближайшего берега составляет от 10 до 50 мин, т. е. заблаговременность предсказания волн цунами очень мала, что накладывает жесткие ограничения на действия цунамицентров, призванных своевременно предупреждать местные власти и население об угрозе наступления цунами.

Прогноз цунами тесно связан с прогнозом землетрясений. Однако в настоящее время задача прогноза землетрясений еще не решена, а поэтому и прогноз цунами в полном смысле этого слова пока невозможен. И когда говорят о прогнозе цунами, то имеют в виду лишь предупреждение об уже возникшем цунами, которое вот-вот должно обрушиться на тот или иной участок побережья. Прогноз цунами осложняется еще и тем, что далеко не при всех подводных землетрясениях возникают цунами и не все цунами на-столько сильные, чтобы вызвать разрушения.

После катастрофического цунами в ноябре 1952 г. до настоящего времени на Тихоокеанском побережье было зарегистрировано более 40 цунами и только в шести случаях высота волны была более 5 м, а в 1952, 1963, 1969 гг. в отдельных пунктах отмечались волны высотой до 15 м. Цунами на побережье Камчатки с высотой подъема уровня воды более 1 м в среднем появляется 1 раз в 10 лет, т. е., казалось бы, явление достаточно редкое. Однако такая статистика может привести к заблуждению, поскольку повторяемость разрушительных цунами не имеет строгой периодичности. Бывали случаи, когда после достаточно продолжительного периода без сильного цунами, за один год два раза подряд отмечались катастрофические цунами.

Согласно существующей статистике, вблизи Тихоокеанского побережья (район Курило-Камчатского глубоководного желоба) происходит около 10 % цунамигенных землетрясений. Кроме этой непосредственной опасности (ближние цунами), Тихоокеанское побережье подвержено также цунами, которые возникают и в окраинных областях океана (дальние цунами). Таким образом, в целом цунами оказывает отрицательное воздействие на хозяйственную деятельность дальневосточного региона нашей страны, представляет собой опасность для жизни людей и его прогноз представляет большое практическое значение.

На базе научно-технических достижений последних лет [1, 2, 6—9, 15—17, 20] создаются надежные и эффективные системы предупреждения о цунами с тем, чтобы принять необходимые контрмеры по уменьшению угрозы цунами. Они включают в себя автоматизированные системы, способные в течение нескольких минут определить необходимые параметры землетрясения (положение эпицентра, время первого толчка, магнитуду, глубину фокуса, расстояние от источника до побережья, цунамигенность) и цунами (период, высоту, время подхода к берегу и т. д.).

Большую помощь при прогнозе цунами оказывают исторические данные, обобщенные в виде атласов и каталогов цунами, жарты-схемы районирования побережья Дальнего Востока по степени разрушения волн цунами, рефракционные карты распространения цунами или карты времени добегания волн цунами к тому или иному участку побережья от эпицентра землетрясения.

Большое внимание уделяется научной стороне проблемы цунами. Существует несколько концепций относительно механизма возбуждения цунами. Наиболее распространенная среди них — цунами вызывается резкими вертикальными подвижками дна океана при сильных подводных землетрясениях. Возможное при сильных вемлетрясениях быстрое вертикальное смещение протяженных участков дна вследствие малой сжимаемости воды влечет за собой соответствующее смещение столба воды над этим участком и обравование на поверхности океана возвышения или впадины, отракающие деформацию дна. Под действием силы тяжести деформипованная (возмущенная) поверхность океана над очагом землерясения, совершив затухательный процесс, возвращается к состоянию равновесия, а из очага во все стороны расходятся длинные волны, в которых частицы воды совершают орбитальные движения по очень вытянутым в горизонтальном направлении эллипсам. Эти волны способны проходить огромные океанические расстояния без значительной потери энергии. Периоды этих волн колеблются от 10 до 45 мин, а их длина в открытом океане составляет от 500 до 800 км.

Энергию волн цунами вблизи источника можно рассчитать по формуле

 $E_{\mathbf{u}} = \pi \rho_{\mathbf{w}} V R \sum a^2 T, \qquad (7.6)$

где ρ_w — плотность воды; V — скорость распространения воли, ко-

торая определяется по формуле Лагранжа—Эри ($V = \sqrt{gH}$); R — расстояние от источника; a — амплитуда; T — полупериод волны. При этом предполагается, что энергия от источника распро-

страняется во всех направлениях одинаково. Расчеты по формуле (7.6) показывают, что общая энергия волн цунами составляет примерно 10¹⁶ Дж для сильных цунами и 10¹³ Дж для слабых цунами. Это составляет примерно от 0,1 до 0,01 общей энергии сейсмичес-Кроме того, для расчета значения V необходимо располагать понаблюдениям вблизи источника цунами. При удаленных цунами должны учитываться также дивергенция и конвергенция энергин волн, обусловленная рефракцией, отражением волн и диссипацией, для того чтобы достаточно точно определить энергию цунами. Кроме того, для расчета значения V, необходимо располагать подробной картой топографии дна. Расчет энергии цунами 4 ноября 1952 г. по формуле (7.6) дал значение, равное 1,5 · 10¹⁶ Дж.

Необходимо отметить, что причины возникновения цунами не сводятся только к вертикальным сейсмотектоническим смещениям. дна. Они сложнее и многообразнее. Из данных натурных наблюдений следует, что в ряде случаев вызвать цунами может сдвиг в горизонтальном направлении крупных и протяженных подводных склонов или сильный горизонтальный сейсмический толчок, передаваемый через вертикальную или наклонную стенку. Причиной, вызывающей цунами, могут быть извержения подводных вулканов, падение в море огромных обломков скал, оползни и др. Различные механизмы возбуждения цунами могут зачастую действовать совместно.

Высота волн цунами в открытом море не измеряется, и принято считать, что в очаге землетрясения она не превышает 2 м. Такое соотношение длины и высоты делает волны цунами в открытом океане визуально невидимыми. Только достигнув прибрежных районов, они становятся хорошо выраженными, и их можно наблюдать. Существует много признаков, указывающих на возможность появления цунами, основным из которых является факт землетрясения силою 7 баллов. Кроме того, приближение цунами предваряется необычными явлениями, служащими предвестниками. Например, быстрое и необычное колебание уровня моря. Эти колебания хорошо обнаруживаются на мареограммах (рис. 7.7). Обычно перед приходом первой волны цунами происходит быстрый и сильный отлив, при котором морское дно обнажается на десятки и даже сотни метров. Чем дальше отступает океан от берегов, тем большей силы цунами следует ожидать. В отдельных случаях цу-



Ż

いたいないやちゃ しかいたい 大きなないない

Рис. 7.7. Отрезок мореограммы, показывающей колебания цунами 9—10 марта 1957 г. на о-ве Мауи.

нами может обрушиться на берег и без предварительного понижения уровня моря. Существуют и другие признаки приближения цунами. К ним относятся: дрейф плавучего льда, внезапное возникновение трещин на береговом припае, громадные взбросы у кромок льда и рифов при отсутствии волнения, образование толчеи, сильных течений, интенсивное свечение моря и др.

Явление цунами — это, как правило, серия гравитационных волн. Известен случай, когда наступление волн цунами отмечалось 25 раз в течение 8 ч.

При рассмотрении какого-либо случая появления цунами не-Трудно убедиться, что высота волн и глубина затопления значительно различаются на участках побережья, которые расположены близко друг от друга. Так, например, во время цунами в ноябре 1952 г. высота волн сильно различалась вдоль побережья: в бухте Китовой на о-ве Парамушир высота волн достигала 18,4 м; а в Авачинской бухте — всего лишь 1 м. Этот пример говорит о том, что волны цунами при подходе к берегу ведут себя по-разному, что обусловлено рельефом прибрежной зоны (наличием бухт и заливов) и топографией дна.

В узких бухтах и речных устьях волны цунами достигают наибольшей высоты, в бухтах, более широких и менее врезанных в сушу, высота волн оказывается меньше, а в закрытых бухтах высота волн цунами совсем небольшая. При подходе волны к материковому склону происходит его трансформация. Вследствие увеличения трения о дно, скорость ее уменьшается, а передний склон волны становится круче. У берегов, окаймленных узкой полосой мелководья, волны цунами могут достигать большой высоты и причинять большие разрушения. Но если ширина мелководной зоны достаточно велика, то волна теряет на отмели большую часть своей кинетической энергии и лишь затопляет берег, не причиняя серьезных разрушений.

Некоторые берега (например, у части Курильских островов) лишены мелководной зоны и довольно круто обрываются в море. В этом случае перестройка волны цунами не происходит и волна вызывает лишь подъем уровня, равный ее высоте у берега.

При прогнозе воли цунами большое практическое значение имеют карты-схемы районирования побережья Курильских островов и Камчатки по степени цунамигенности. Первые такие карты основывались на расчетах распространения цунами от модельных очагов (в значительной степени гипотетических), в них не использовался материал натурных наблюдений о проявлениях конкретных цунами, собранный и систематизированный в виде каталогов во второй половине 70-х годов [18]. Такая карта-схема показана на рис. 7.8.

Совсем недавно группой авторов [7] был предложен новый подход для выявления устойчивых характеристик проявления цунами на Тихоокеанском побережье России, в котором был использован фактический материал наблюдений за цунами. В отличие от предыдущих разработок новый подход учитывает временной фактор и позволяет давать прогноз подъема уровня при цунами на заданный отрезок времени. Анализ натурного материала показал, что повторяемость цунами с высотой более 0,5 м в каждом конкретном пункте побережья описывается экспоненциальной функцией вида

$$N = At \exp\left(-H/H^*\right),\tag{7.7}$$

где N — число цунами с высотой волны, равной или превосходящей данное пороговое значение h > 0.5 м.

Коэффициент A имеет смысл частоты сильных цунами и изменяется незначительно на расстояниях порядка 10^2 км; H^* — значение калибровочной высоты волны пропорционально среднему ко-



Рис. 7.8. Карта-схема районирования разрушительного действия цунами на Курило-Камчатском побережье

1 — незатопленные зоны побережий; 2 — зоны малого затопления; 3 — зоны большого затопления; 4 — райовы резкого увеличения волны цунами; 5 — районы резкого уменьшения высоты цунами. эффициенту трансформации высоты волн от зоны глубокого моря до заданного пункта побережья.

На основе анализа натурных данных, содержащихся в каталогах, и проведенных вспомогательных расчетов коэффициентов трансформации была создана обзорная схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья Курильских, Командорских островов и Камчатки, которая в отличие от предыдущих схем является двухпараметрической (*A*, *H*) и приведена в работе [7].

Для удобства практического использования районирование проведено по среднему максимальному подъему уровня воды при цунами за 100 лет, пропорциональному калибровочной высоте волны *H**:

 $H_{100} = H^* \ln (100A). \tag{7.8}$

Значения A, H₁₀₀ и период цунами T, характеризующий длительность наката и отката волны, для ряда пунктов побережья Дальнего Востока приведены в табл. 7.5. Как показали исследования (В. М. Кайстренко, Е. Н. Пелиновский, К. В. Симонов, 1985), характер наката цунами на берег определяется значением безразмерного параметра

$$B = H\omega^2/(ga^2), \tag{7.9}$$

где H — максимальный уровень заплеска цунами; g — ускорение свободного падения; $\omega = 2\pi/T$ — частота, соответствующая периоду максимальной фазы; α — уклон дна и берега в близурезовой зоне.

При B < 1 накат сопровождается по типу прилива—отлива без разрушения волны; при B > 1 цунами накатывается в виде бора. На большей части Курильских островов $B_{100} < 1$ и, как свидетельствуют материалы каталогов, реальные цунами в 90 % случаев проявляются в виде подтопления.

Если по картам-схемам цунамирайонирования установлено, что землетрясение цунамигенно, то производят расчет характеристик самого цунами (время добегания волн цунами до берега, магнитуду цунами и его элементы).

Используя формулу Лагранжа—Эри, скорость распространения волны на глубокой воде и мелководье можно записать в виде:

$$C_{\rm r} = \sqrt{gH_{\rm r}}; \quad C_{\rm M} = \sqrt{gH_{\rm M}}.$$
 (7.10)

С другой стороны,

$$C_{\rm r} = L_{\rm r}/T_{\rm r}; \quad C_{\rm N} = L_{\rm M}/T_{\rm N}, \tag{7.11}$$

где $C_{\rm r}$, $C_{\rm M}$, $L_{\rm r}$, $L_{\rm M}$, $T_{\rm r}$, $T_{\rm M}$ — скорость, длина и период волны на глубокой воде и мелководье соответственно.

Учитывая, что с достаточно большим приближением $T_{\rm r} = T_{\rm M}$,

$$L_{\rm M} = L_{\rm r} \sqrt{H_{\rm M}/H_{\rm r}}.$$
 (7.12)

Отсюда следует, что при выходе волн цунами на мелководье, их длина уменьшается.

| Цунамиопасность ряда пунктов Да | алькевосточного | пооережья |
|---------------------------------|-----------------|-----------|
|---------------------------------|-----------------|-----------|

| | ······································ | | | _ | | | | |
|---|--|--------------------|----------------------------|-----|--|--|--|--|
| Пункт | А год-1 | Т мин | Н ₁₀₀ м | | | | | |
| Остров Сахалин | | | | | | | | |
| Холмск Корсаков Поронайск Мыс Крильон | 0,27 0,38 0,33 0,33 | | 0,7 2,1 1,4 1,0 | | | | | |
| | Малая Курильская гря | да | | | | | | |
| Остров Юрий Остров Зеленый | 0,30 0,28 | 14 | 3,2 7,2 | | | | | |
| · . | Остров Шикотан | | | | | | | |
| Бухта Отрадная Бухта Церковная | 0,30 0,30 | 14 | 5,6 13 | | | | | |
| | Остров Кунашир | | | | | | | |
| Южно-Курильск р. Винай | 0,30 0,30 | | 4,3 6,2 | | | | | |
| | Острова Итуруп | | | | | | | |
| Буревестник Сентябрьский | 0,34 0,30 | 12 12 | 7,5 10,5 | | | | | |
| | Остров Уруп | | | | | | | |
| Мыс Ван-дер-Линда Мыс Кастрикум | 0,22 0,23 | 10 13 | 16,8 8,2 | | | | | |
| | Средние Курильские остр | ова | | | | | | |
| Остров Симушир Остров Матуа Остров Шикотан Остров Онекотан | 0,19 0,18 0,18 0,18 | 8 9 10 10 | 8,6 9,9 13,6 11,9 | | | | | |
| Острова Парамушир | | | | | | | | |
| Мыс Васильева Северо-Курильск | 0,17 0,20 | 12 15 | ¹¹ 17,8 | | | | | |
| | Остров Шумшу | | | | | | | |
| Байково Бабушкино | 0,14 0,16 |) 15 10 | 17,1 8,8 | | | | | |
| | Полуостров Камчатка | 1 |) 17 - | | | | | |
| тыс Лопатка Бухта Маячная 29* | 0,17 | | 17,5 10,9 | 151 | | | | |
| EV: - | | | - | | | | | |

| | _ | | | | |
|--|----------|------------------------------|------|----------|-----------------------------|
| Пуйкт | | А год-і | | Т миң | Н ₁₀₀ м |
| Петро | павловск | -Камчат | ский | | |
| Мыс Шяпунский Бухта Моржовая Усть-Камчатск Полуостров Кроноцкий | | 0,15 0,15 0,17 0,17 | | | 20,7 18,1 9,5 16,4 |
| Ком | андорски | е остро | ва | | |
| Остров Беринга (Никольское) Остров Медный | | 0,17 0,17 | l | | 7,9 2,6 |
| | Примс | рье | | | |
| Рудная пристань Находка Посьет | | 0,1 0,1 0,1 | | 35 25 | 1,7 0,8 0,4 |

Изменение высоты волны можно определить, исходя из предположения о сохранении энергии волны при выходе ее на мелководье, по формуле Эри

$$h_{\rm M} = H_{\rm r} \sqrt[4]{H_{\rm r}/H_{\rm M}}. \tag{7.13}$$

Время добегания волны от источника возникновения до берега можно определить по формуле

$$t_H = [1/(2\alpha)] \sqrt{H/g}$$
. (7.14)

Наиболее общую зависимость, характеризующую изменение высоты волны, получил И. С. Бровиков [2]. По Бровикову, основными факторами, влияющими на изменение элементов волн при уменьшении глубины моря, являются трение о дно и необратимый процесс диссипации энергии из-за деформации формы волны.

На линейных участках дна высоту цунами на мелководье можно рассчитать по формуле, выведенной Бровиковым:

$$1/h_{\rm M} = \operatorname{ctg} \alpha \left\{ [16v_1/(5\pi^3)] \left[1/H_{\rm r} - \sqrt[4]{H_{\rm M}} / \left(H_{\rm r} \sqrt[4]{H_{\rm r}} \right) \right] + \left[2v_2/(3T\sqrt{g}) \right] \left[1/\sqrt{H_{\rm M}} - H_{\rm M} / \sqrt[4]{H_{\rm r}} \right] \right\} - (1/h_{\rm r}) \sqrt[4]{H_{\rm M}/H_{\rm r}}, \quad (7.15)$$

где H_r — глубина в очаге возникновения цунами; H_M — глубина моря на мелководье; g — ускорение свободного падения; h_r — высота волны в очаге возникновения цунами; h_M — высота волны на побережье; T — период волны; v_1 — коэффициент трения; v_2 — коэффициент деформации.

Если в формуле (7.15) $v_1 = 0$ и $v_2 = 0$, то получается частный случай выражения (7.15) — известный закон Грина

$$h_{\rm M} = h_{\rm r} \sqrt[4]{H_{\rm r}/H_{\rm M}}. \tag{7.16}$$

В формуле (7.15) $v_1 = 0,002; v_2 = 0,1$. При этом профиль дна задается в виде x = H. В общем виде профиль дна, вдоль которого ведется расчет высоты волны, задается уравнением параболы

$$x = aH^n, \tag{7.17}$$

де x — горизонтальное расстояние между двумя пунктами; a — мпирический коэффициент.

Л. Н. Иконникова [9], используя формулу И. С. Бровикова, ыполнила расчеты максимальных высот воли цунами на Дальнеосточном побережье России. Рефракция воли рассчитывалась по етоду В. В. Шулейкина. Скорость распространения воли цунами а глубоководных участках океана вычислялась по формуле Лаганжа—Эри, а на мелководье — по формуле Скотта—Рассела

$$C = \sqrt{g \left(H \pm h_{s}\right)},\tag{7.18}$$

де $h_{\rm M}$ — высота волны у берега.

Высота волны в очаге зарождения определялась на основе даных сейсмологов. По интенсивности землетрясения вычислялась итенсивность цунами над очагом землетрясения. Для определеия высоты волн цунами в бухтах любой формы Л. Н. Иконникорй была построена зависимость

$$h/\hbar = 0.6 \left(b_0 / b \right)^{0.7},\tag{7.19}$$

е h — прогнозируемая высота цунами; h — средняя высота цуими у входа в бухту; b_0 — длина поперечного сечения у входа бухту; b — длина поперечного сечения бухты в заданном районе бпределяется по батиметрическим картам).

По расчетам Л. Н. Иконниковой, возможная максимальная исота цунами на Тихоокеанском побережье может колебаться зависимости от рельефа дна от 10 до 18 м (крайние значения и 27 м). На основе выполненных расчетов был составлен Атлас нами, который используется в оперативной работе цунамиценов [9].

Большую помощь в прогнозе цунами оказывают карты времени спространения волн от эпицентра, координаты которого опредеются с помощью сейсмограмм. Такие карты составлены для цуми, источники которых располагались в различных местах Тиго океана. Карты времени добегания волн цунами (иногда их зывают рефракционными диаграммами) от эпицентров, лежаих в районе Курило-Камчатской впадины, до берегов Камчатки Курильских островов строились З. К. Григораш, Р. А. Ярошей, Р. Н. Самусевой и др. [16].

Расчет этих карт производится следующим образом. На батитрической карте интересующего района пункт, для которого вется расчет, соединяется с источником цунами дугой большого уга, которая затем разбивается на равные отрезки. На каждом резке определяется средняя глубина моря. Время прохождения рго отрезка волной цунами рассчитывается по формуле

$$\Delta t = \Delta x / \sqrt{g H}.$$

(7.20)

Общее время пробега волны получается путем сложения времени Δt , полученных для каждого отрезка Δx . Затем через часовые или получасовые интервалы времени путем интерполяции проводятся изолинии равных времен пробега волны цунами. Пример карты времени добегания волн цунами до берега показан на рис. 7.9. Погрешности в расчетах рефракционных карт могут быть обусловлены следующими причинами:



Рис. 7.9. Пример карты времени распространения цунами, ч.

изменением ускорения свободного падения тела с широтой;
 неучетом сферичности Земли;

неудачно выбранной проекцией карты;

— недостаточно точным учетом вращения Земли и сжимаемости воды;

-- недостаточно точным определением линейных размеров источника цунами;

-- недостаточно точным определением глубины по батиметрической карте.

Все эти причины дают различный вклад в погрешность расчета. Значение *g* изменяется от 978 см/с² на экваторе до 983,2 см/с² на полюсах. При этом погрешность, обусловленная пренебрежением изменения этого значения, не превышает 1 мин.

При построении рефракционных карт наиболее удобно применять стереографическую проекцию, на которой дуга большого круга приближается к прямой линии. Рефракционные днаграммы, использующие меркаторскую проекцию, будут давать значитель ные погрешности, если источник цунами и пункт, для которого выполняется расчет, будут находиться в разных полушариях. Однако, если расчетные точки будут располагаться примерно вдоль одной и той же широты, то погрешности будут незначительными. Потрешности, связанные с недостаточно точным учетом изменения кривизны Земли, вращения Земли и сжимаемостью воды, незначительны (не превышают 1 %) даже для цунами, источники которых находятся далеко от прибрежного пункта.

Горизонтальные размеры цунамигенных возмущений вычисляются по большому числу разностей между действительным временем распространения и вычисленным. Это связано с тем, что время распространения определяется для точечного источника, в то время как цунами может иметь множество источников или его источник охватывает определенную область. Область источника цунами приблизительно можно оценить по области деформации земной коры, а последнюю — по магнитуде землетрясения. Обычно, чем больше интенсивность землетрясения, тем будет больше разность иежду фактическим и вычисленным временем распространения колны.

Расчет карт времени распространения цунами усложняется также тем, что точное время прибытия цунами на побережье по гареограмме часто определить трудно из-за атмосферных возмуцений.

Рефракционные карты отражают распределение энергии цуами при подходе к берегу. Если волна распространяется над надиной, то наблюдается расходимость лучей и уменьшение нергии. Если же волна проходит над подводной возвышенностью, о скорость ее уменьшается, вследствие чего фронт волны изгиается, волновые лучи сходятся, и над возвышенностью происхоит увеличение высоты волны.

Несмотря на то, что в последние годы Система предупреждеия об угрозе цунами постоянно совершенствуется, основа ее остаися неизменной, т. е. метод предсказания возможности цунами, ик и прежде, основан на сейсмических данных. Существующая истема включает в себя:

1) круглосуточное слежение за сейсмической активностью;

2) определение параметров землетрясения (эпицентра, времени еступления первого толчка, магнитуды и глубины фокуса);

3) слежение за состоянием уровня моря в районах побережья, низких к эпицентру землетрясения;

4) выпуск предупреждения (тревоги) об угрозе цунами.

Для регистрации сейсмических явлений привлечены сейсмоцуми — станции, в задачу которых входит определение параметров млетрясения. Для практической реализации сейсмического меода предупреждения о цунами на сейсмических станциях установна специальная аппаратура, позволяющая достаточно быстро и чно определять основные параметры землетрясения (положение ищентра, интенсивность, глубину очага). Данными для определения эпицентра землетрясения являются моменты прихода Р- и S-волн, (рис. 7.10). Имеется специальная номограмма для получения эпицентрального расстояния по разности прихода Ри S-волн. Сейсмолог строит карту времен прихода Р—S-волн от эпицентра землетрясения. С помощью сейсмологической аппаратуры и построенных карт прибытия на сейсмостанцию Р—S-волн определяется географическое местоположение эпицентра. Местоположение эпицентра определяется для каждой сейсмической станции методом засечек. Если по эпицентральному расстоянию опре-



Рис. 7.10. Отрезок сейсмограммы.

делено, что эпицентр падает в цунамигенную зону, то возникает угроза возникновения цунами. В этом случае прогнозист приступает к расчету параметров цунами (интенсивность и время распространения до пунктов побережья). Точность определения положения эпицентра зависит от числа сейсмических станций, расположенных вокруг эпицентра.

Способ определения фокальной глубины состоит в следующем. Сначала задается некоторая произвольная фокальная глубина, скажем 40 км. Затем из каждой сейсмостанции с учетом эпицентрального расстояния на бланк-карте проводятся циркулем дуги. Таким образом, область пересечения этих дуг локализует эпицентр. Если точки пересечения дуг слишком разбросаны, то задается другая фокальная глубина, и процесс повторяется до тех пор, пока не будет достигнут удовлетворительный результат. Таким образом можно получить точное положение эпицентра и глубину фокуса одновременно.

Если установлено, что землетрясение цунамигенно, то начинают следить за колебаниями уровня моря по данным сообщений с уровнемерных постов и определять возможность возникновения цунами и его интенсивность. Для этой цели используются специальные номограммы. Например, в Японии для этой цели используется номограмма (рис. 7.11), называемая «схемой прогноза цунами». На этой номограмме по оси абсцисс отложены эпицентральные расстояния (Δ), по оси ординат — наибольщие амплитуды колебаний (A) с учетом станционных коэффициентов.

Если создаются условия, благоприятные для возникновения цунами, то составляется предупреждение и рассылается соответст. вующим адресатам (местные органы управления, штабы ГО и др.), которые на основе этого предупреждения проводят мероприятия по защите от цунами.

Пороговыми значениями возможного возникновения цунами являются магнитуда землетрясения 7 баллов и более (по шкале Рихrepa), глубина залегания фокуса менее 1 км. Время, которое тре-



Рис. 7.11. Номограмма для прогноза цунами.

уется для сбора и анализа информации и выпуска предупреждеия, сильно варьирует в зависимости от того, где произошло земтрясение, и составляет от нескольких минут до одного часа от омента возникновения землетрясения.

После того, как от уровнемерных постов получено подтверждене о развитии цунами, определяются его параметры: магнитуда, немя добегания до побережья, высота в различных пунктах порежья. При этом следует помнить, что по мареограммам опреденется прибытие первых волн в каждый пункт побережья, а не рибытие разрушительной волны, которая, как уже отмечалось, ожет быть и не первой. По данным мареограмм цунамицентры акже определяют и время прекращения цунами, и связанное ним время отбоя тревоги цунами. При этом необходимо знать, о, несмотря на отбой тревоги цунами, опасность для навигации ожет сохраняться, так как цунами вызывают сильные колебания асс воды в порту и сильные течения, которые могут после окончания цунами еще продолжаться в течение нескольких часов.

Хотя существующая система предупреждения об угрозе цунами на Дальнем Востоке достаточно оперативна, она нуждается в усовершенствовании. Одна из наиболее серьезных проблем связана. с повыщением эффективности предупреждений в районах, расположенных вблизи эпицентра (на расстоянии нескольких сот километров). Поэтому кроме сейсмического метода прогноза цунами разрабатываются и другие, основанные на иных принципах. Так, например, в последние годы активно разрабатывается гидрофизический метод, который как предполагается, должен значительно снизить количество ложных тревог и свести к минимуму пропуски. Сущность гидрофизического метода состоит в определении гидродинамических характеристик волн цунами путем непосредственных измерений в океане для оценки степени опасности этих волн. Кроме того, для быстрого и надежного предупреждения об угрозе цунами создается на Дальнем Востоке Единая автоматизированная система наблюдения за возникновением и распространением цунами и предупреждения о них (ЕАСЦ). Система будет включать в себя сеть автоматизированных сейсмостанций и полигон гидрофизических приборов, установленных в море, которые при помощи подсистемы связи будут передавать информацию на ЭВМ для ее обработки и выдачи предупреждений населению по автоматизированной системе оповешения.

7.3. Прогноз тягуна

Тягун — стихийное природное явление и его, как и любое другое стихийное явление, нельзя предотвратить, а можно только предупредить его возникновение, предсказать интенсивность, окончание и тем самым избежать аварий. Во время тягуна суда, стоящие у причала или на якоре, вследствие сложных волновых процессов в порту, начинают раскачиваться, амплитуда качки увеличивается до таких размеров, что может привести к повреждению корпуса судов и причала. Поэтому при тягуне обычно все работы в порту прекращаются, а суда выводятся на внешний рейд.

Существуют различные гипотезы относительно причин развития тягуна. Среди них наиболее вероятной является выдвинутая в работе [18] гипотеза, суть которой состоит в том, что при совпадении центра тяжести судна с узлом стоячих колебаний массы воды в порту, на судно периодически действуют знакопеременные течения максимальной скорости. Под действием этих течений судно начинает совершать сложные движения. Катастрофический характер такие движения судов приобретают при совпадении периода собственных колебаний судна с периодом колебаний массы воды в порту. В свою очередь колебания в порту вызываются длиннопериодными волнами, образующимися в открытом море-Эти волны, входя на акваторию порта, вызывают резонансные колебания воды в нем и возвратно-поступательные движения заякоренных или пришвартованных судов. Данная гипотеза была положена в основу метода расчета параметров тягуна.

Расчет производится в два этапа. На первом этапе рассчитываются параметры длиннопериодных регулярных волн при подходе их к порту по формулам:

$$h_{\rm g,\pi} = 2\pi^2 h_1 h_2 / gT_2^2; \qquad (7.21)$$

$$T_{\mu,\eta} = T_1 T_2 / (T_2 - T_1), \tag{7.22}$$

где h_1 и h_2 — высота воли с частотами ω_1 и ω_2 ; T_1 и T_2 — периоды, соответствующие частотам ω_1 и ω_2 .



Рис. 7.12. Функция $f[H/(gT^2)]$ в зависимости от безразмерной глубины $H/(gT^2)$.

Для нерегулярных воли при условии, что $h_1 = h_2$ и $T_1 = 0.9T_2$ асчетные формулы (7.21) и (7.22) принимают вид:

$$\hbar_{\pi\pi} = 2\pi^{3/2} \hbar^2 / g \bar{T}^2;$$
 (7.23)

$$T_{\mu\pi} = 10\overline{T}, \tag{7.24}$$

ае $\overline{h}_{дл}$ — средняя высота длиннопериодных волн; \overline{h} — средняя выота ветровых волн; $\overline{T}_{дл}$ — средний период длиннопериодных волн; — средний период ветровых волн.

Для мелководных морей с малыми уклонами дна (0,001 и месредняя высота длиннопериодных волн рассчитывается по ормуле

$$\hbar_{\mu\pi} = (11\hbar^2/gT^2) f [H/(g\overline{T}^2)],$$
 (7.25)

te $f[H/gT^2)]$ — редукционная поправка (H — глубина моря), пределяется по графику (рис. 7.12).

На втором этапе рассчитывается средняя высота колебания ран в порту $h_{\rm H}$ по формуле

$$\hat{h}_{n} = R_{H} \hat{h}_{n,n}, \qquad (7.26)$$

е R_H — коэффициент усиления исходных длиннопериодных колевий, определяется по графику (рис. 7.13) из отношения R_H/R_R вдесь R_R — коэффициент резонансного усиления по отношению к резонансному периоду T_R и среднему периоду длиннопериодной волны $\overline{T}_{g,n}$).

При этом

$$T_R = 2\pi/K_R (gH)^{1/2}, \qquad (7.27)$$

где *K_R* — резонансное волновое число.

Резонансное волновое число K_R и резонансный коэффициент усиления R_R для бассейна порта, имеющего форму, близкую к прямоугольнику, можно определить по графику (рис. 7.14).





Пример расчета параметров тягуна в порту Батуми

Заданы параметры порта: длина d = 975 м, ширина l = 250 м, C = 300 м, средняя глубина H = 10 м и уклон дна $\alpha = 0.02$ град/м. Синоптические условия: ветер северо-западный W = 15 м/с, длина разгона x = 600 км. Требуется определить среднюю высоту $\bar{h}_{\rm II}$ и средний период $\bar{T}_{\rm II}$ колебания массы воды в бассейне порта.

При заданных синоптических условиях на глубокой воде при подходе к порту Батуми по одному из существующих методов расчета параметров ветровых волн (см. гл. 3) определяем среднюю высоту \bar{h} и средний период \bar{T} ветровых волн. Они будут равны 4 м и 8 с соответственно. По формулам (7.23), (7.24) определяем среднюю высоту $\bar{h}_{дл}$ и период $\bar{T}_{дл}$ длиннопериодной волны перед входом в порт. Они равны 0,28 и 96 соответственно. Далее со значениями 2d/l=7,4 и C/2d=0,15, входим в номограмму (см. рис. 7.14) и определяем $R_R=2,6$ и $K_R l=3,23$. Откуда $K_R=0,013$, а $T_R=49$ с. Для определения средней высоты колебаний массы воды в бассейне порта $h_{\rm II}$ сначала по графику на рис. 7.13 определяем значение $R_{\rm H}$, а затем, зная, что $R_R = 2,6$, а $T_R/\overline{T}_{\rm III} = 0,60$, находим, что $R_H/R_R = 0,88$. Откуда $R_H = 2,3$. По формуле (7.26) определяем $h_{\rm III} = R_H \overline{h}_{\rm IIII} = 0,48$. Средний период будет равен $\overline{T}_{\rm III} = T_R = 49$ с.



Рис. 7.14. Номограмма для определения резонансного коэффициента усиления R_R и резонансного волнового числа R_R .

Синоптический прогноз тягуна в порту Батуми

Как показали исследования [12], необходимым условием образования тягуна у Черноморского побережья Кавказа является навичие циклонической деятельности над Черным морем и ветровых потоков преимущественно западной четверти. В результате этой деятельности в открытом море развиваются длиннопериодные волны, которые, проникая в бассейн порта, резонируют с колебаниями массы воды в порту, вызывая тягун. Согласно данным работы [12], тягун в порту Батуми возникает при двух основных типах атмосферных процессов над Черным морем.

1-й тип. Выход южных циклонов и связанный с ними локальный циклогенез в восточной части Черного моря, в Закавказье, на Нижнем Дону и в Нижнем Поволжье.

2-й тип. Смещение ложбины глубокого циклона на Черное море, центр которого расположен в центральных и северо-восточных районах европейской территории. Эти атмосферные процессы формаруют в Черном море соответствующие поля волн. Каждый из ^{Эти}х типов имеет свои подтипы. При прогнозе тягуна в порту Батуми руководствуются следующими правилами:

-- смещение циклона со Средиземного моря на северо-восток европейской территории;

- перемещение циклона с северо-запада на юго-восток европейской территории;

- прохождение ныряющего циклона с севера европейской территории на юг и юго-восток.



Рис. 7.15. Схема для определения возможности возникновения тягуна в порту Батуми и его интенсивности в зависимости от положения центра циклона.

Если при указанных синоптических процессах центр перемещающегося циклона пересекает 35° с. ш. с запада на восток, то в порту Батуми возникает тягун (рис. 7.15, табл. 7.6).

Таблица 7.6

| Область расположе- | | Повторяе | мость, % | |
|--------------------|------------|----------|----------|-----------|
| няя цевтра цяклова | тягува нет | 1 баля | 2 балла | 3—4 балла |
| I | 10 | 30 | 35 | 25 |
| | 30 | 30 | 40 | - |
| IV IV | 23 50 | 42 50 | - 35 | _ |

Повторяемость тягуна различной интенсивности в зависимости от расположения центра циклона Для определения начала, интенсивности и продолжительности тягуна в порту необходимо определить по фактическим или прогностическим картам погоды следующие значения:

а) градиент давления между средним значением атмосферного давления в пунктах Одесса, Стамбул, Синоп, Батуми, Сухуми и Тбилиси, т. е.

$$\Delta P = (P_{\text{OA}} + P_{\text{Cr}} + P_{\text{Cref}})/3 - (P_{\text{Bar}} + P_{\text{Cyx}} + P_{\text{T6}})/3; \quad (7.28)$$

б) расстояние от Батуми до оси ложбины циклона L₁;

в) расстояние между осями ложбины на картах АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀, совпадающее с шириной зоны максимальных скоростей ветра L₂;

г) барический градиент в зоне шторма, 1 гПа/1° меридиана;

<u>д)</u> длину разгона x.

Далее, по значениям ΔP и L_1 , снятым с графика рис. 7.16, определяется время возникновения умеренного тягуна в порту Батуми. Затем по значениям L_1 и L_2 (рис. 7.17) определяется время развития тягуна от умеренного до сильного. После чего по значению ΔP и табл. 7.7 определяется общая продолжительность тягуна в порту в зависимости от сохранения значения барического градиента в штормовой зоне. Интенсивность тягуна определяется по положению центра циклона (см. рис. 7.15).

Таблица 7.7

| Время сохранения | | Средний барически | й градиент Δ <i>Р</i> , гГ | Ta |
|---|---|---|----------------------------|--------------------|
| реднего барического граднента Δ <i>Р</i> , ч | 1-2 | 23 | 3-4 | 4-6 |
| $\begin{array}{c} 6-8\\ 8-12\\ 12-15\\ 15-18\\ 18-21\\ 21-24\\ 24-27\\ 27-30\\ >30 \end{array}$ | $ \begin{array}{c} 6-12 \\ 9-12 \\ 9-14 \\ 12-18 \\ 12-18 \\ 12-18 \\ 12-18 \\ 18-24 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$ | 9-1410-1410-1412-1818-2418-2424-3024-3024-30>48 | $\begin{array}{c}$ | $\begin{array}{c}$ |

Продолжительность тягуна в зависимости от барического градиента, ч (по В. А. Митиной)

Прогноз тягуна в порту Туапсе

Тягун в порту Туапсе возникает в том случае, когда над Черим морем наблюдается барическое поле, при котором над западой его половиной градиент давления ΔP_1 имеет направление от 0 90°, а его значение на расстоянии 500 км составляет не менее гПа, а градиент давления ΔP_2 на расстоянии 500 км между югопадным побережьем моря и портом Туапсе не менее 6 гПа. ильный тягун наблюдается при всех типах атмосферных процесв, если ΔP_1 и ΔP_2 более 12 гПа.



На основе анализа наблюдений за тягуном в порту Туапсе было установлено, что почти все они возникают в холодный период года при затоке холодных масс воздуха (табл. 7.8).

Таблица 7.8

Связь возникновения тягуна с адвекцией холода

| | Числ | о случаев |
|------------------------|-------|------------------------|
| Направление голи зыби | всего | при адвекции холода |
| Запалное | 20 | 20 |
| Юго-западное | 30 . | 28 |
| Южное | 12 | 8 |
| Волны зыби отсутствуют | 5 | 5 |
| Всего случаев | 67 | 61 |

Интенсивность и продолжительность тягуна зависит от положения штормовой зоны и ее размеров. При этом длительными считаются тягуны продолжительностью 30 ч. В табл. 7.9—7.11 приведены соответствующие данные об интенсивности и продолжительности тягуна в порту Туапсе.

Таблица 7.9

| ΔΡ1. ΔΡ. | Время сохранения ΔP ₁ вли ΔP ₂ , ч | | | | | | |
|----------|--|-----------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|--|--|
| гПа | <8 | 8-12 | 12-18 | 1824 | >24 | | |
| 5—7 | Очень | Слабый | Слабый | Слабый | Слабый | | |
| 7—10 | Очень слабый | _ | Слабый до уме- ренного | Умеренный | Умеренный | | |
| 10—14 | Слабый | Слабый до | Умеренный | — | Умеренный до сильного | | |
| >14 | - | | Умеренный | Умеренный до сильного | Сильный | | |

Связь интенсивности тягуна с ΔP_1 и ΔP_2

Таблица 7.10

Продолжительность тягуна в зависимости от размера штормовой зоны и ее расстояния от порта Туацсе, ч

| Число случаев | Расстояние от Туалсе до штормолой зоны, км | | | Размеры штормовой зоны, км | | | | |
|------------------|---|---------|-----|----------------------------|--------|---------|-----|-----|
| | 200—300 | 300-400 | 400 | 500 | 100200 | 200-300 | 400 | 500 |
| 22 16 | 14 | 2 2 | 7 | 3 | | - | 7 | |

Анализ данных показал, что длительный тягун наблюдается в тех случаях, когда штормовая зона находится от порта Туапсе на расстоянии более 400 км и в поперечнике имеет размер более 400 км. На рис. 7.18 показана зависимость времени возникновения тягуна от направления и скорости ветра, барического градиента в штормовой зоне.





 ΔP — градиент давления в штормовой зоне, 1 гПа/1° мериднана; $T_{\rm g}$ — время возникновения тягуна после достижения соответствующего значения градиента давления, ч, $T_{\rm g}$ — время сохранения давления, ч,

Таблица 7.11

| Время сохранения | Средний градиевт давления, гПа/1° мерядиана | | | | | |
|---|--|--|---|--|--|--|
| Граднента давления в штормовой зоне, ч | 1—2 | 2—3 | 3—4 | 4-6 | | |
| $ \begin{array}{r} 6-8\\ 9-12\\ 13-15\\ 16-18\\ 19-21\\ 22-24\\ 25-27\\ 28-30\\ >30 \end{array} $ | $ \begin{array}{r} 6-12 \\ 9-12 \\ 9-14 \\ 12-18 \\ 12-18 \\ 12-18 \\ 18-24 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ -$ | $\begin{array}{c c} 9-12\\ 10-14\\ 10-14\\ 12-18\\ 18-24\\ 18-24\\ 24-30\\ 24-30\\ 24-30\\ >48\end{array}$ | $\begin{array}{c} -\\ 15-18\\ 16-24\\ 18-24\\ 24-30\\ 24-30\\ 36-44\\ >48\\ >48\end{array}$ | $ \begin{array}{c} - \\ 16-24 \\ 18-24 \\ 36-44 \\ 36-44 \\ 36-44 \\ 36-44 \\ >48 \\ >48 \\ >48 \\ >48 \end{array} $ | | |

Продолжительность тягуна в зависимости от барического градиента в штормовой зоне и времени его сохранения, ч

Порядок составления прогноза тягуна в порту Туапсе.

1. Определить значение ΔP_1 в направлении градиента или максимального разгона волн и время, когда его значение достигло порогового.

2. Определить время сохранения значения ΔP_2 , положение и размеры штормовой зоны, средний горизонтальный барический градиент в этой зоне, его изменение во времени и в пространстве,

3. По табл. 7.9—7.11 определить время начала, интенсивность и продолжительность тягуна.

Прогноз тягуна в порту Корсаков

Тягун в порту Корсаков возникает после продолжительных штормовых ветров, дующих над южной половиной Охотского моря,



Рис. 7.19. Траектории смещения цикло́нов, вызывающих тягун в порту Корсаков.

северной частью Японского моря и прилегающими к Курильским островам и п-ву Камчатка районами Тихого океана (рис. 7.19).

Тягун в порту Корсаков наблюдается в течение всего года, за исключением марта, когда Охотское море бывает почти полностью покрыто дрейфующим льдом, препятствующим возникновению тягуна. Наибольшая повторяемость тягуна приходится на ноябрь январь (70 %). В более чем 90 % случаях тягун возникает после штормовой погоды в Охотском море (табя. 7.12).

Критериями возникновения тягуна в порту Корсаков являются:

1) скорость смещения циклонов около 22 км/ч;

2) направление ветра: над южной частью Охотского моря — С, В, СВ и ЮВ; над северной частью Японского моря — ЮЗ; над районом Тихого океана — В, СВ;

Связь интенсивности тягуна со скоростью и продолжительностью действия ветра

| Скорость ветра, | Продолжительность действия ветра, ч | | | |
|-----------------------|-------------------------------------|--------------------------------|--|--|
| ы/с | 18 | 21—24 | | |
| 10-15 15-25 >25 | Слабый Умеренный | Слабый Умеренный Сильный | | |

3) продолжительность действия ветра 18-24 ч;

4) длина разгона больше 200 км;

5) скорость ветра и градиенты атмосферного давления, обусловливающие возникновение тягуна различной интенсивности, следующие:

| Слабый | 10—15 м/с, | 2,0—1,5°, |
|-----------|------------|---------------|
| Умеренный | 15—25 м/с, | 1,5—1,1°, |
| Сильный | >25 м/с | ≪ 1,1° |

При составлении прогноза тягуна критерий времени следует уточнять по табл. 7.12. При прогнозе тягуна в ледоставный период необходимо иметь в виду следующее:

1) при северных ветрах, дующих над дрейфующим льдом Охотского моря, тягун не возникает;

2) при восточных и северо-восточных ветрах над Охотским морем тягун в порту Корсаков возможен, если длина разгона ветра над чистой водой более 200 км.

Порядок составления прогноза тягуна в порту Корсаков.

Поскольку тягун в порту Корсаков возникает только через 18—24 ч после начала шторма, то прогноз тягуна рекомендуется составлять спустя 6—12 ч при условии сохранения шторма. Такой порядок составления прогноза позволяет повысить надежность прогноза при обеспечении заблаговременности до полусуток.

Для прогноза тягуна необходимо иметь фактическую и прогностическую информацию о ветре над теми акваториями, над которыми штормовой ветер вызывает тягун в порту Корсаков. Ветер определяется по градиенту давления по методике, изложенной в «Руководстве по расчету параметров волн». Градиент атмосферного давления определяется в пучке изобар, направленных к входу в залив Анива. По рассчитанному ветру составляется прогноз возникновения тягуна в соответствии с приведенными выше критериями и с учетом ледовой обстановки и ожидаемого ветра в порту. При составлении прогноза тягуна и оценке его оправдываемости следует пользоваться шкалой интенсивности тягуна, принятой в гидрометеорологическом бюро Корсаков (табл. 7.13).

* Шкала интенсивности тягуна для порта Корсаков

| Сила тягуна, баллы | Интенсивность тягуна | Характеристика тягуна по его воздействию на суда |
|-----------------------|-------------------------|--|
| 0.1 | Слабый | Тягуна нет Обработка судов идет нормально. Суда стоят у причалов при обычном креплении и перемеща- ются вдоль причалов на расстояние 0,5 м. Высота |
| 2 | Умеренный | Волн тягуна до 0,1 м. Обработка судов затруднена, ограничена. Суда. стоят у причалов со значительным дополнитель- ным креплением и перемещаются вдоль причала на расстояние до 1 м. Высота волн тягуна до 0.2 м |
| 3 | Сильный | Суда обрабатывать нельзя. Несмотря на значи- тельное дополнительное крепление, суда переме- щаются вдоль стенок причалов на расстояние 5—7 м. Иногда рвутся швартовы. Выворачива- ются швартовые тумбы. Суда отстаиваются у причалов или отводятся на рейд. Высота волн- тягуна 0,3—0,4 м. |

and the second second

Same and the second ŧ

Глава 8. СОСТАВЛЕНИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ О НАИВЫГОДНЕЙШИХ И БЕЗОПАСНЫХ ПУТЯХ ПЛАВАНИЯ

Около 30 лет назад прогностическими органами Росгидромета было начато оперативное составление для судов морского флота и рыбной промышленности рекомендаций о наивыгоднейших и безопасных путях плавания в открытых водах Мирового океана на основе учета фактических и ожидаемых гидрометеорологических условий на переходе. С тех пор рекомендованными курсами ходили многие тысячи судов. Капитаны, пользующиеся рекомендациями прогностических служб, совершают океанские рейсы быстрее и при более благоприятных условиях погоды, чем при самостоятельном выборе курсов плавания. Поэтому такое обслуживание по праву завоевало прочное место в практике работы морского и рыбопромыслового флотов.

Выбор наивыгоднейшего пути плавания судов основывается на знании текущих и ожидаемых условий погоды и состояния поверхности океана сразу на всем переходе или, по крайней мере, на значительной его части и заключается в том, чтобы затратить меньше времени при обходе места шторма, оказавшегося на пути судна. Именно благодаря такому подходу обеспечивается безопасность и экономический эффект работы флота.

Существующая практика выбора наивыгоднейших путей плавания основана на комплексном применении 2—3-х суточных прогнозов погоды, волнения и климатических данных. Привлечение климатических и режимных гидрометеорологических данных позволяет оценить гидрометеорологические условия на переходе судна более чем трое суток.

Теоретическим и прикладным вопросам этой проблемы посвящено значительное количество работ [1-10].

8.1. Предварительные работы перед проводкой судов по наивыгоднейшим и безопасным путям

Прежде чем приступить к оперативному составлению для судоводителей рекомендаций о наивыгоднейших и безопасных путях в океане, группа проводки, созданная в оперативно-прогностической организации Росгидромета, должна решить следующие основные задачи.

1. Изучить гидрометеорологический режим районов океана, по которым будет осуществляться проводка судов. Особое внимание следует обратить на особенности характера атмосферной циркуля-

Подобрать опубликованные и скопированные режимно-климатические материалы (атласы, пособия, лоции, справочники, гидрометеорологические карты и т. д.); при необходимости преобразовать содержащуюся в них информацию в форму, удобную для использования в ходе проведения оперативных работ.

2. Определить требуемый объем, качество и формы оперативной прогностической и диагностической информации (карты погоды, волнения, ледовой обстановки, температуры поверхности моря, приземного давления и циркуляции на уровнях ведущих потоков, продукты спутниковых измерений, телетайпные сводки данных наблюдений, обзоры погоды, штормовые предупреждения и т. п.).

На основе сравнительного анализа содержания, качества и оперативности информации, поступающей из различных гидрометеорологических центров, отобрать набор оперативных гидрометеорологических материалов, предназначенных для ведения оперативного обслуживания. При необходимости принять меры по организации регулярного составления дополнительных диагностических и прогностических материалов по зоне обслуживания, пополнитьданные приземных исследований материалами судовых наблюдений и т. д.

3. Подобрать методики расчета и прогноза воздействующих на судно гидрометеорологических элементов, стандартные программы для проведения расчетов на ЭВМ, наставления и руководства попроведению обслуживания, оценке результатов обслуживания и составляемых прогнозов, рабочие графики, номограммы, таблицы и т. п.

Провести сравнительные испытания рабочих методов прогнозагидрометеорологических элементов и расчета наивыгоднейшегопути, оценки эффективности обслуживания и определить наиболее подходящие из них для осуществления оперативной работы.

4. Составить рабочий архив материалов, характеризующих обслуживаемые суда (эксплуатационные характеристики, функции поведения судна на волнении, требования, предъявляемые к обеспечению сохранности груза, гидрометеорологические элементы, являющиеся неблагоприятными, опасными и особо опасными для данного судна и т. д.).

5. Определить порядок взаимодействия с капитанами обслуживаемых судов, обратив особое внимание на обеспечение надежной и оперативной связи с судном. Совместно с организациями-судовладельцами разработать и утвердить документы, определяющие порядок взаимодействия, взаимные обязательства, разбор конфликтных ситуаций, финансовые взаимоотношения и т. п. 6. Решить вопросы взаимодействия с аналогичными группами проводки судов в океане, созданными в других оперативно-прогностических организациях, касающиеся координации обслуживания, обмена прогностическими материалами, взаимных консультаций, согласования прогнозов, передачи ведения обслуживания судна при пересечении им границ зон ответственности от одного органа к другому и т. д.

8.2. Проводка судов по наивыгоднейшим и безопасным путям

Решив перечисленные выше задачи и отладив рабочую систему обслуживания, группа проводки приступает к ведению регулярного обслуживания.

8.2.1. Запрос на обслуживание

Обеспечение рекомендациями и прогнозами по маршруту начинается с получения группой проводки запроса от капитана судна. Группа должна получить запрос, по крайней мере, за 24 ч до подхода судна к начальной точке маршрута. Если судно отплывает из порта в городе, где находится данная оперативно-прогностическая организация, весьма желательно установить прямой контакт между капитаном судна и специалистом-проводчиком, особенно, если обслуживание этого судна проводится впервые. В таком случае капитану следует направить запрос заблаговременно, например, за 48 ч до отхода.

В запросе должно быть указано следующее:

-- название судна (при групповом плавании -- название флакманского судна), судовладелец, порт приписки, канал связи (радиостанция, через которую будет осуществляться связь);

— тип судна, водоизмещение в грузу или в балласте, заданная скорость (скорость на тихой воде или экономическая скорость) с точностью до 0,5 уз;

--- название или координаты начального и конечного пунктов маршрута, промежуточные пункты захода, возможные пункты укрытия по гидрометеорологическим условиям, дата и время выхода из начального пункта;

-- особые данные или требования (остойчивость, особенности загрузки, характер груза, желательность ведения ремонтно-профилактических работ в пути, соблюдение расписания движения и т. п.);

-- гидрометеорологические условия, ограничивающие плавание и рассматриваемые как критерии опасных явлений (скорость ветра, высота и направление волнения, превышение которых нежелательно по соображениям безопасности судна, сохранности груза, особенностей поведения судна на волнении и др.);

— в случае организации платы за обслуживание; подтверждение гарантии оплаты, банковские реквизиты судовладельца или контрагента. Получив запрос, группа проводки отыскивает в архиве «дело»судна, подготавливает необходимые для ведения обслуживания оперативные материалы и приступает к разработке первой рекомендации.

8.2.2. Методы выбора наивыгоднейшего и безопасного пути и разработка рекомендации

Весь комплекс задач рейса можно определить как переход между начальной и конечной точками маршрута наиболее экономичным путем при обеспечений безопасности судна, сохранности грузов и комфортности для экипажа. Критерием выбора наивыгоднейшего пути обычно является наименьшая затрата ходового времени на переход к месту назначения с учетом обхода районов океана, где гидрометеорологические условия будут представлять опасность для судна.

Из всех неблагоприятных гидрометеорологических факторов наиболее существенное препятствие движению судна оказывает ветровое волнение. Поскольку волнение является функцией силы ветра, продолжительности его действия и длины разгона, потери скорости хода судна под действием ветра органически входят в потери скорости на волнении. Поэтому расчет наивыгоднейшего пути обычно заключается в поиске кратчайшего по времени маршрута, в первую очередь, это прогностическая информация о волнении и влиянии этого волнения на движение судна (зависимостьмежду скоростью судна и высотой волн и их направлением поотношению к курсу судна (курсовой угол)).

Функции потерь скорости хода различных типов судов на волнении

Скорость хода судна является сложной функцией многих факторов. В общем виде функцию потерь скорости хода судна можнопредставить в виде

$$\Delta V = f(X, Y, Z), \qquad (8.1)$$

где ΔV — уменышение скорости хода судна; X — гидрометеорологические факторы (ветер, волнение, течения, видимость и т. д.); Y — тактико-технические данные судна (размеры, водоизмещение, осадка, техническая скорость, метацентрическая высота и др.); Z — характер загрузки (в полном грузе, в балласте, вид груза, наличие палубного груза и т. д.).

Разнообразие факторов обусловливает сложное взаимодействие внешних факторов (гидрометеорологических) с судном. В практике функции потерь скорости хода судна получают при определенных упрощениях:

- а) делается разделение по типам судов;
- б) из всех влияющих факторов выделяются только главные;
 в) учитываются осредненные потери скорости хода судов;

473:

г) допускаются средние условия загрузки и технического состояния судна;

д) учет некоторых факторов (видимость, айсберги) оценивается качественно.

Наиболее широко используется формула

 $V = V_0 - (0.745h - 0.275gh)(1.0 - 1.35 \cdot 10^{-6}DV_0), \qquad (8.2)$

тде V — скорость хода судна; V_0 — техническая скорость; h — высота волны; D — водоизмещение судна.

Формула (8.2) справедлива для судов водоизмещением от 2 до 20 тыс. т, скорость хода которых от 8 до 18 уз. Для удобства использования в оперативной работе формула (8.2) представлена в виде номограммы (рис. 8.1).

В нижней части номограммы проведены прямые, параллельные оси абсцисс, каждая из которых соответствует определенному курсовому углу. Вдоль каждой прямой отложены значения высоты волн. В верхней части номограммы проведены радиальные прямые, соответствующие водоизмещению судна (от 2,0 до 20,0 тыс. т).

Пример расчета

Заданы: водоизмещение судна 15,0 тыс. т, техническая скорость 15 уз, высота волны 5 м, курсовой угол 45°. Определить потери скорости хода судна.

Решение. В нижней части номограммы (см. рис. 8.1) на линии, соответствующей курсовому углу 45°, находим точку, отвечающую высоте волны 5 м. Из этой точки поднимаемся вертикально вверх до пересечения с осью абсцисс. Затем из точки пересечения по дуге идем до радиальной прямой, соответствующей водоизмещению 15,0 тыс. т. Из точки пересечения поднимаемся вверх параллельно оси ординат до пересечения с кривой, характеризующей техническую скорость судна 15 уз. Из этой точки идем влево параллельно оси абсцисс до пересечения с осью ординат, где и получим искомую скорость хода судна равную 12,9 уз.

Метод изохрон

Одним из широко распространенных в практике методов расчета кратчайшего по времени пути, который пригоден как для расчетов на ЭВМ, так и вручную, является метод изохрон.

Сущность метода изохрон заключается в следующем. Пусть судно, имеющее скорость на спокойной воде V_0 , следует из начальной точки пути A (рис. 8.2) и за время Δt при отсутствии ветра и волнения будет находиться в какой-либо точке дуги окружности (обращенной в сторону конечной точки пути B) радиусом $V_0 \Delta t$ с центром в точке A. Однако в реальных условиях под воздействием ветроволновых потерь скорость судна V будет меньше V_0 . Поэтому каждую точку дуги окружности необходимо перенести на расстояние ($V_0 - V$) Δt . Вновь полученные точки соединяются плавной кривой изохроной S. Принимая последовательно каждую точку на изохроне за начальную точку для следующего интервала времени Δt , снова повторяем описанную операцию и продолжаем




расчеты до тех пор, пока изохрона не пройдет через конечную точку В (или будет весьма близко от нее).

На практике расчет минимального по времени пути можно вести графическим способом относительно прямой линии на карте, представляющей собой отрезок дуги большого круга (ортодромию) между точками А и В. Из точки А по обе стороны от ортодромии строятся лучи с приблизительно одинаковыми углами между ними, т. е. возможные пути судна в течение первых суток действия прог-



Рис. 8.2. Расчет оптимального пути методом изохрон.

ноза. На сетку из возможных путей накладывается прогностическое поле волнения (изолинии высот волн и стрелки направления) на первые сутки. С помощью номограммы определяется скорость судна при данной высоте волны и ее курсовом угле на каждом предлагаемом пути. По найденной скорости определяется расстояние, которое пройдет судно за первые сутки на каждом пути. Полученные точки соединяются плавной изохроной S_1 . Далее операции повторяются так, как описано выше, на весь период заблаговременности прогноза. В идеальном случае последняя изохрона S_n коснется концевой точки пути.

Проведя ломаную линию через выпуклые части изохрон (если смотреть из начальной точки), получаем траекторию пути, обеспечивающую минимальную затрату времени на переход.

Для удобства расчетов используемые прогностические поля волнения можно заранее пересчитать в поля скорости судна при данном волнении. Дальнейшая процедура расчета пути будет такой же, как изложено выше.

Метод динамического программирования

В основу этого метода положены уравнения движения судна с учетом волнения и течения.

 $dx/dt = V\sin\psi + U_{\tau}\sin\beta; \qquad (8.3)$

$$dy/dt = V\cos\psi + U_{\tau}\cos\beta, \qquad (8.4)$$

где x, y — декартовы координаты; V — скорость судна, которая может быть рассчитана по формуле (8.2); ψ — курс судна; β — направления течения; $U_{\rm T}$ — скорость течения; t — время.

Данные о волнении и течениях фиксируются в узлах регулярной сетки и затем интерполируются в любую заданную точку. Прогностические поля волнения принимаются неизменными между сроками, на которые они составлены. Поле течений берется из



Рис. 8.3. Схема расчета оптимального курса корабля на ЭВМ.

климатического атласа и принимается неизменным в течение всего рейса.

Сеточная область, в пределах которой рассчитывается оптимальный курс, подготавливается следующим образом. Между начальным (P_0) и конечным (P_{κ}) пунктами плавания рассчитывается дуга большего круга (ДБК), представляющая собой кратчайшее расстояние между двумя пунктами. Затем это расстояние разбивается на отрезки, примерно равные суточному переходу судна. На концах отрезков проводятся вертикали, на которых к северу и к югу от ДБК откладываются точки с шагом 3° меридиана (рис. 8.3).

Процедура расчета заключается в следующем. Начальная точка P₀ соединяется со всеми точками первой вертикали и вычисляется время перехода судна до каждой из них и запоминается. При этом используется прогностическая карта волнения на первые сутки. Затем каждая точка следующей вертикали соединяется со всеми точками предыдущей вертикали и ищется минимальное

время перехода из точки Ро в точки данной вертикали и запоминается. При этом используется прогностическое поле волнения вторых суток и т. д. Таким образом, для всех точек каждой вертикали запоминается минимальное время (Тмин) в часах и номер точки предыдущей вертикали, путь через которую в точку данной вертикали оказался самым коротким по времени. На последней вертикали все точки соединяются с конечной точкой Р_k и ищется Т_{мин} для точки P_h. Точки вертикалей, для которых суммарное время перехода из точки P_0 в точку P_k получилось минимальным, определяют оптимальный путь судна первого приближения. Затем после деления шага по вертикали пополам и замены ДБК первым приближением считается второе приближение. Если разность Т_{мин} между первым и вторым приближением не превышает заранее заданную точность расчета (скажем, 2 ч), ЭВМ выдает на АЦПУ координаты оптимального пути второго приближения и минимальное время перехода. Если же после второго приближения допустимая точность расчета превышается, то шаг по вертикали снова делится пополам и расчет повторяется и так далее, пока не выполнится требуемое условие.

При необходимости обхода областей с опасным для судна волнением в задаче может быть наложено ограничение на высоту волны и курсовой угол.

Существуют и другие методы расчета пути с минимальными затратами ходового времени, которые применяются в численных методах расчета наивыгоднейшего пути на ЭВМ. Такие методы базируются на допущении квазистационарности полей волнения в течение дискретных отрезков времени, по которым ведется расчет (6, 12 или 24 ч), т. е. времени между сроками, на которые составляются прогнозы. Ясно, однако, что рассчитанный путь может быть оптимальным только в случае, когда период заблаговременности прогнозов равен времени перехода судна от начальной до конечной точки пути, дискретный отрезок времени расчета является небольшим (т. е. прогностические поля составляются, например, через каждые 6 ч), а сами прогнозы имеют 100 %-ю оправдываемость. К сожалению, в настоящее время до этого пока далеко.

Учитывая изложенное, расчеты по описанным методам следует рассматривать как первоначальные или вспомогательные и проводить следующие корректировки результатов расчетов.

1. Многолетний опыт проводок судов в океане наивыгоднейшими путями свидетельствует о том, что обычно выбор генерального направления рекомендуемого пути не сильно зависит от деталей прогностических полей ветра и волнения. На путь скорее влияют общий характер атмосферной циркуляции и его изменения за период рейса. Поэтому во многих случаях в первом приближении оказывается достаточно знать, где будет проходить путь судна: севернее или южнее основных траекторий циклонов или антициклонов. Это дает возможность использовать дополнительные прогностические материалы на период более 5 сут. Кроме того, принцип экономии ходового времени не всегда бывает для капитана судна первостепенным. В своих запросах на обслуживание капитаны в первую очередь заботятся о безопасности плавания, и их больше волнует, чтобы на пути следования не было волн, высота которых больше какого-либо порогового значения, а не то, чтобы за короткое время пересечь опасную зону, не отклоняясь далеко от кратчайшего пути. В результате выбираемый генеральный путь в целом должен огибать зоны штормового волнения соответственно положению той изолинии высот волн, которая для данного рейса считается критической.

Но чтобы судно не попало в опасную зону (например, зона, где высота волн 6 м и более), недостаточно того, чтобы рассчитанный курс просто огибал опасную зону по ее краю, так как оправдываемость используемых прогнозов волнения далеко не идеальная. Поэтому для гарантии часто бывает необходимо проложить рекомендуемый путь примерно на 100 миль южнее или севернее опасной зоны.

В районах умеренных широт для путей в западном направлении предпочтительно прокладывать их к северу от траектории центра циклона, чтобы ветер и волнение были попутными. Для путей в восточном направлении более благоприятным будет путь южнее центра циклона. Иногда данных о центре циклона, траектории и скорости его перемещения относительно прокладываемого пути судна недостаточно, бывает, что невозможно обогнуть общирную зону сильного волнения, и путь становится неизбежным в условиях штормовой погоды (например, в зимнее время на пути из Ла-Манша в пролив Кабота). С другой стороны, может возникнуть ситуация, когда на преобладающей части пути ожидается изменчивое во времени волнение, и невозможно точно предсказать, где будет находиться поле высоких волн — к северу или к югу от пути следования. В таких случаях по обеим сторонам рассчитываемого пути будет располагаться обширный сектор с примерно равной вероятностью следования в одинаковых условиях в период рейса. Следовательно, при движении по ортодромии шанс потери ходового времени будет меньше, чем на других маршрутах.

В некоторых случаях в районе океана, примыкающем к проливу, из которого начинается путь судна, прогнозируется штормовая погода, так что обогнуть зону шторма невозможно. Тогда следует рекомендовать капитану задержаться с выходом в океан, зайти в укрытие и ждать, пока обстановка не улучшится.

2. На участке генерального пути, для которого не составляются прогнозы, расчеты можно проводнть на основе климатических данных с учетом тенденции изменения складывающихся гидрометеорологических условий. Для этого целесообразно заранее разработать специальные пособия. Один из видов таких пособий базируется на учете типовых штормовых ситуаций.

По результатам анализа атмосферных процессов, характерных для данной акватории в различные сезоны (месяцы) года, производится их типизация. Типовым процессам соответствуют опреде-

ленные зоны штормового волнения с характерными параметрами (продолжительность, интенсивность, скорость смещения и площадь распространения). Получив типовые поля волнения для выявленных преобладающих типов атмосферных процессов, по ним рассчитываются наивыгоднейшие пути, которые можно классифицировать в зависимости от пороговых значений высоты, от направления волн, от потери скорости судна при волнении (т. е. значения затрачиваемого ходового времени на данном пути) и т. д. В итоге такие расчеты позволяют выработать стандартные рекомендации судам по обходу зон шторма, укрытию от шторма и т. п.

В одной из типовых ситуаций в Северной Атлантике зимой мощный антициклон располагается к юго-западу от Британских островов, оставаясь почти стационарным, в то время как депрессни перемещаются от Ньюфаундленда к Исландии и далее в южную часть Скандинавии. В таких условиях пояс возможных путей от Ла-Манша до мыса Рейс является весьма узким, так что с большой вероятностью можно судить, что при возникновении такой ситуации в конкретном случае рассчитываемый наивыгоднейший путь будет пролегать вблизи ортодромии. С другой стороны, на маршруте от пролива Пентленд-Ферт до мыса Рейс преобладающее число рассчитанных путей будет располагаться к югу от ортодромии; поэтому в конкретном случае желательно рекомендовать капитану судна следовать курсом, расположенным к югу от ортодромии.

3. Решив вопрос с ожидаемыми на пути судна ветроволновыми условиями, в рассчитываемый путь следует внести поправки, учитывающие ожидаемое воздействие на судно других гидрометеорологических параметров.

Видимость

В настоящее время не существует количественной связи между видимостью и уменьшением скорости судна. Достаточно надежные прогнозы видимости имеют заблаговременность не более 1— 2 сут. Поэтому рекомендуемый путь следует прокладывать в обход района, где ожидается плохая видимость, используя для этого климатические данные.

В Северной Атлантике в конце весны, летом и в начале осени опасным для движения судов является район Большой Ньюфаундлендской банки. Повторяемость видимости (2 мили и менее) здесь составляет от 25 % в мае до 50 % в июле, а видимость 0,5 кабельтова и менее (особо опасная) от 6 % в мае до 10 % в июле. Плохая видимость может привести к столкновению с айсбергами. В северной части Тихого океана нанбольшая повторяемость плохой видимости (до 40 %) отмечается в летние месяцы в зоне взаимодействия теплых вод течений Куросио и Северо-Тихоокеанского с холодными водами Охотского, Берингова морей и залива Аляска.

Морские льды и айсберги

Рекомендованный путь должен прокладываться в обход кромки дрейфующих льдов или границы распространения айсбергов. Для этого должна использоваться информация о ледовых условиях на дату, ближайшую к дню выпуска рекомендации, а также с учетом прогноза ветра рассчитываться поправка на дрейф льда.

Быстроходному (скорость более 14—15 уз) судну требуется значительное время на погашение инерции движения. Для таких судов рекомендованный путь следует прокладывать на расстоянии не менее 100 миль от возможного положения кромки дрейфующих льдов или границы распространения айсбергов. Для судов с меньшей скоростью путь может быть проложен на расстоянии 30— 50 миль от границы опасной зоны.

Тропические циклоны

В случае, если рассчитываемый путь судна пересекает район действия тропического циклона, в каком бы месте по отношению к тропическому циклону судно ни находилось, важно, чтобы судно не попало в его центральную часть (раднус 500 миль). Прогнозы траектории и скорости перемещения тропического циклона (которая соизмерима со скоростью судна), заблаговременность которых более 1 сут, не всегда достаточно надежны. Прогнозы даты и срока образования тропического циклона из первоначальной депрессии также недостаточно точны. Поэтому при разработке начальной рекомендации о пути следования судна в предстоящие 3—5 сут, если тропический циклон еще не возник, можно лишь оценочно судить о той или иной степени вероятности встречи судна с этим особо опасным явлением и решать эту проблему, когда судно уже находится в пути.

Об учете постоянных течений

В запросах на проводку судна капитаны иногда сообщают намерении воспользоваться в пути попутным течением или обойти ону встречного течения. Поскольку в настоящее время отсуттвует оперативная информация даже о фактических течениях, косвенные данные (например, о распределении температуры поерхности моря) не являются достаточно точными, судить о теченях на пути судна приходится лишь по климатическим данным. Однако скорость течения, определяемая по климатическим карам, может существенно отличаться от реальной. Следует также тметить, что само воздействие течения на скорость судна, как равило, на порядок меньше ветроволновых потерь скорости. Потому в современных условиях вопрос об учете течений при разраотке наивыгоднейшего пути судна остается открытым.

4. В ряде районов Мирового океана дополнительный эффект ожет дать учет географических особенностей пограничных с отрытым океаном регионов. Например, если судно направляется из алтийского моря в залив Св. Лаврентия, и группа проводки поучила запрос на обслуживание за 1 сут до подхода судна к мысу Скаген, то можно выбрать несколько альтернативных путей следования через океан. Расстояние до Монреаля вокруг Шотландии и через пролив Белл-Айл на 350 миль короче, чем через Ла-Манш и пролив Кабота, т. е. при одинаковых условиях плавания можно сэкономить около суток ходового времени судна. Экономия ходового времени при следовании северным путем может значительно возрасти осенью или в начале зимы, когда капитаны судов, не находящихся под проводкой, стремятся следовать через Ла-Манш и пролив Кабота. В то же время пролив Белл-Айл еще свободен ото льда, общирный антициклон располагается над Исландией и Северной Атлантикой, в результате чего на северном пути дуют попутные ветры, а к югу от параллели 50° с. ш. преобладают встречные западные ветры.

В северной части Тихого океана также может возникнуть альтернатива при выборе пути судна, например, из Находки в канадские или американские порты: следовать ли через пролив Лаперуза, Охотское и Берингово моря и выходить в океан через проход Унимак, либо прокладывать путь через Сангарский пролив и далее к югу от Алеутских островов. В этом случае успех выбора будет определяться учетом расстояния, ветроволновых и ледовых условий в комплексе.

Таким образом, успешность первоначальной рекомендации зависит от способности специалиста-проводчика дать правильный среднесрочный прогноз, охватывающий преобладающую часть предстоящего пути судна, и на основе комплексного учета различных параметров, воздействующих на движение судна, рассчитать наивыгоднейший и безопасный путь. После того, как принят окончательный вариант рассчитанного пути, составляется рекомендация капитану судна. В тексте рекомендации дается краткое описание прогнозируемой гидрометеорологической ситуации (позиции основных барических систем и их смещение, положение соответствующих зон штормового волнения, кромки льда, зоны плохой видимости и т. п.). Далее указывается рекомендуемое направление движения судна, приводятся названия географических объектов, координаты характерных точек, или описывается отрезок генерального пути на первые 3-5 сут движения. В последней части рекомендации дается прогноз ветра, ветрового волнения и зыби на первые и вторые сутки перехода. При необходимости указывается тенденция изменения параметров ветра и волнения на последующие 3 сут.

8.2.3. Прогнозы по рекомендованному пути

Прогнозы по рекомендованному пути составляются и передаются капитану ежедневно на ближайшие первые и вторые сутки-За начало суток берется срок 0 ч среднего гринвичского времени. В тексте указываются значения гидрометеорологических элементов, которые будут преобладать в течение суток.

Если в течение суток ожидается существенное изменение значения того или иного элемента, выходящее за пределы используемых градаций, то в прогнозе это значение указывается применительно к той половине суток, когда оно ожидается. Если осуществление данного значения элемента ожидается в течение периода времени менее 6 ч, допускается применение термина «кратковременный».

С другой стороны, если в теление первых и вторых суток прогнозируется одинаковый характер погоды и состояния моря и все элементы могут быть охарактеризованы одинаковыми терминами, то допускается составление общего для двух суток прогноза.

Основными прогнозируемыми элементами являются ветер (направление и скорость) и волнение (высота ветровых волн, направление и высота волн зыби). Прогнозы видимости, ледовых условий, обледенения и других явлений составляются не ежедневно, а только в тех случаях, когда ожидается, что эти явления могут существенно осложнить или воспрепятствовать движению судна по рекомендованному пути.

В отличие от циркулярных гидрометеорологических прогнозов, составляемых для универсального потребителя по довольно крупным районам, прогнозы по рекомендованному пути предназначаются для конкретного судна, в них учитываются особенности данного рейса, мореходных качеств судна, требований к сохранности груза и др. Поэтому вопросы о том, в каком случае нужно составлять штормовое предупреждение, а в каком можно ограничиться выпуском прогноза на сутки с детализацией его по интервалам времени, а также, что считать опасным или стихийным явлением, не могут решаться одинаково для всех судов, как это заложено в требованиях к циркулярным прогнозам.

Но зная, что между ветром и ветровым волнением существует физическая связь, используемые в прогнозах градации для этих элементов должны быть согласованы друг с другом. Сами градации имеют более узкие, чем в циркулярных прогнозах, интервалы. Для прогнозируемой скорости ветра от 0 до 14 м/с допустим диапазон 2—3 м/с, а начиная с 15 м/с — 4—5 м/с. Для прогнозируемой высоты волн от 0 до 5 м допустим дианазон 1 м, более 5 м — 2 м.

В тех случаях, когда ожидается стабильная гидрометеорологическая обстановка, следует стремиться использовать в прогнозах еще более узкие градации элементов (например, высота волн 2— 2,5 м вместо 2—3 м). Хотя это не в интересах прогнозиста, поскольку уменьшается вероятность оправдываемости прогноза, но в конечном итоге более точные прогнозы способствуют установлению доверительных отношений между капитаном и проводчиком, что может решающим образом сказаться на эффективности исиользования капитаном рекомендаций.

8.2.4. Слежение за судном и изменения первоначально рекомендованного пути

После составления первой рекомендации начинается главная работа проводчика. Теперь он должен постоянно следить за развивающимися на пути судна гидрометеорологическими процессами и поведением судна и быстро и правильно реагировать на непредвиденные изменения гидрометеорологической обстановки.

Капитан судна, получив первую рекомендацию, должен известить группу проводки о своем решении и сообщить фактическое время отхода из начальной точки маршрута, курс и скорость судна. Затем в течение рейса капитан ежедневно должен сообщать за сроки 0 и 12 ч среднего гринвичского времени позицию, курс и скорость судна и фактические значения гидрометеорологических элементов. В отдельных случаях по взаимной договоренности, сроки наблюдений могут быть несколько изменены.

Информация, полученная от капитана судна, наносится на рекомендованном пути, проложенном на бланке карты, а затем сопоставляется с имеющимися диагностическими и прогностическими материалами о погоде и состоянии моря.

Важное значение имеет сообщаемая капитаном фактическая скорость судна в сложившихся на его пути гидрометеорологических условиях. От степени ее соответствия теоретической функции поведения судна на волнении зависят точность расчета ожидаемых позиций судна и, соответственно, качество прогнозов и рекомендаций. Кроме того, скорость судна иногда служит косвенным показателем достоверности сообщаемых капитаном сведений о фактических характеристиках ветра и волнения.

По прогностическим материалам о погоде и волнении определяются ожидаемые в ближайшие двое суток на рекомендованном пути гидрометеорологические условия применительно к рассчитываемым позициям судна (обычно на срок 12 ч среднего гринвичского времени) в предстоящий период. Следует иметь в виду, что составляемый текст прогноза должен отражать гидрометеорологические условия, которые ожидаются не в какой-либо конкретный срок, а (как говорилось выше) в течение преобладающей части суток. Поэтому проводчик должен рассматривать динамику движения судна и ожидаемых на его пути гидрометеорологических условий в совокупности.

Если рекомендованный путь не меняется, то капитану судна ежедневно передается радиограмма, в которой сообщаются прогнозы ветра и волнения по пути следования судна на первые и вторые сутки. При необходимости указывается тенденция изменения гидрометеорологических условий в последующие третьи—пятые сутки.

За сутки до подхода судна к расчетному окончанию рекомендованного отрезка пути проводчик составляет и передает в адрес капитана рекомендацию о дальнейшем маршруте следования на очередные 3—5 сут. При подходе судна к границе зоны обслуживания группа проводки заблаговременно сорласовывает вопрос о передаче обслуживания судна с той прогностической организацией, чья зона обслуживания является смежной. Капитана судна следует известить об этом за сутки до окончания обслуживания.

Одной из наиболее трудных задач для проводчика является принятие решения о необходимости изменения ранее рекомендованного пути. Основаниями для этого могут быть:

1) угроза возникновения опасных для судна гидрометеорологических явлений, ожидаемые значения параметров которых превышают сообщенные капитаном ограничения;

2) сообщение капитана о возникших нежелательных изменениях в поведении судна (например, слеминг);

3) обеспечение более раннего прибытия судна в конечную точку маршрута, имея в виду не предусмотренное ранее улучшение гидрометеорологических условий на оставшейся части пути следования судна;

4) сообщение капитана об изменениях ранее запланированного пути (остановка из-за неисправности двигателя, необходимость встречи с другим судном, изменение конечной точки маршрута и т. п.);

5) решение капитана об отклонении от рекомендованного пути.

Чтобы внести изменения в первоначально рекомендованный путь, выполняются следующие операции:

1) от последней позиции судна на рекомендованном пути рассчитать, где будет находиться судно в последующие 3—5 сут;

2) сравнить рассчитанные позиции судна с расположением прогнозируемых зон шторма;

3) рассчитать от последней точки расположения судна его позиции через 3—5 сут на нескольких возможных путях, чтобы выбрать наиболее благоприятный путь;

4) рассмотреть в совокупности факторы, обеспечивающие безопасность судна, и возможные изменения длины пути. Обычно считается, что удлинение пути не должно быть более 20 % с учетом ограниченного запаса топлива на судне.

Следует отметить, что в Северной Атлантике меньше возможностей для изменения первоначально рекомендованного пути, чем в северной части Тихого океана, так как размеры Атлантики меньше и судну труднее маневрировать относительно зон шторма. В то же время продолжительность трансокеанского рейса здесь меньше, поэтому после выхода судна в океан изменения пути приходится производить чаще всего в пределах 2—3 сут после начала рейса, чтобы уклониться от ожидаемых зон шторма.

Бывают ситуации, когда на рекомендованном пути прогнозируется возникновение непродолжительных по времени примерно 1 сут опасных гидрометеорологических условий. В этом случае целесообразно не изменять путь, а рекомендовать капитану заранее снизить скорость или лечь в дрейф, чтобы переждать циторм, Особое внимание следует обращать на районы, где возможна встреча судна с дрейфующими льдами или айсбергами. Положение кромки льдов или границы распространения айсбергов должно учитываться за 2 сут до подхода судна к ней. Если невозможно изменить рассчитанный путь, и судно вынуждено следовать через район дрейфующего льда, то необходимо помнить, что судну легче и безопаснее входить в кромку льда против ветра. Входить в лед при попутном или боковом ветре опасно, так как создаются усло-



вия навала на лед, что может привести к повреждениям корпуса судна.

При возникновении обледенения необходимо рекомендовать капитану судна следовать курсом «под ветер», так как в этом случае обледенение будет меньше, чем при курсе «на ветер».

Когда курс судна пересекает район действия тропического

Рис. 8.4. Правила расхождения с тропическим циклоном.

I — курс судна, 2 — рекомендуемый курс, 3 ожидаемый сектор перемещения тропического циклона.

циклона, важно, чтобы оно не попало в его центральную часть. Для этого капитану рекомендуется применить маневр «отворачивай навстречу» (рис. 8.4), что позволит пройти судну на безопасном расстоянии от центральной части тропического циклона.

Если капитан судна решил следовать путем, отличающимся от рекомендованного, но желает получать прогнозы по пути судна, то группа проводки, осуществляя слежение за судном на основе получаемых от капитана сведений, продолжает обеспечивать капитана прогнозами по избранному им пути. Однако и в этом случае, когда судну угрожает встреча с опасными гидрометеорологическими явлениями, группа проводки разрабатывает и передает капитану рекомендации как лучше избежать грозящей опасности.

За сутки до окончания перехода через океан на судно передается прогноз по оставшемуся участку пути. Закончив следование по рекомендованному пути, капитан сообщает дату и время прохода конечной точки (фактические или по счислению).

8.2.5. Автоматизированная система расчета оптимальных курсов (АСРОК) судов в Тихоокеанском бассейне

АСРОК была разработана в 1982—1985 гг. на кафедре прикладной математики Дальневосточного политехнического института (ДВПИ). В 1986 г. система была внедрена в Приморском УГМ. В этом же году с помощью АСРОК было осуществлено 16 оперативных проводок судов Дальневосточного морского пароходства (ДВМП) через Тихий океан.

Организационно-информационная структура АСРОК состоит в следующем. В системе хранится географическая информация по Тихому океану, статистическая гидрометеорологическая информания, информация об основных типах судов ДВМП и все программные модули для расчетов полей ветра, волнения, оптимальных курсов и т. д. Необходимая для системы АСРОК информация вводится в ЭВМ, где она автоматически контролируется. По заданию оператора ЭВМ или океанолога группы проводки судов, передаваемому через дисплей, производится расчет фактических и прогностических полей ветра, ветровых волн, волн зыби и смешанного волнения. Одновременно осуществляется корректировка полей ветра и волнения с помощью коэффициентов алаптании (см. гл. 3). По заданию пользователя поля могут быть распечатаны в удобном виде на АЦПУ, а их фрагменты выведены на алфавитно-цифровой дисплей.

Исходная информация о проводке судна вводится в ЭВМ океанологом группы проводки судов непосредственно через дисплей. В базе данных системы автоматически выбираются дополнительные данные о судне, рассчитываются таблицы скоростей хода в зависимости от высоты воли и курсового угла, а затем определяотся оптимальный и альтернативный маршруты судна с основными показателями маршрута.

В процессе перехода судна могут уточняться таблицы скоротей, производиться корректировка коэффициентов адаптации скоости судна и уточняться оптимальный маршрут. В группу проодки судов поступает распечатанная на АЦПУ информация для азработки рекомендаций капитану судна.

По окончании рейса по заданию оператора осуществляется ослерейсовый анализ.

Логическая структура системы включает в себя следующие одсистемы: расчет гидрометеорологических полей, таблицы скоостей судна, оптимальный курс, база данных, послерейсовый ананз, адаптация основных подсистем, подсистема контроля и проерки адекватности математических моделей.

Оптимальный маршрут рассчитывается по методу динамичесого программирования. Оптимизация маршрута осуществляется о комплексному критерию, учитывающему время и коэффициент насности плавания. Весовые коэффициенты подобраны с поощью вычислительных экспериментов, различные их значения сусловливают различные оптимальные маршруты. В подсистеме асчета оптимального маршрута предусмотрена возможность адапации расчетов путем изменения числа участков и времени плаания судна по постоянному курсу.

В подсистеме послерейсового анализа используются расчетные одели подсистемы оптимальных маршрутов и дополнительно расчитываются маршрут идеального следования рекомендациям,

маршрут, основанный на модели «ручной» выработки рекомендаций, и характеристики фактического маршрута. В подсистеме предусмотрено определение экономического эффекта проводки судна, в том числе эффект от автоматизированной проводки.

Эффективность системы АСРОК определяется возможностью оперативно использовать всю гидрометеорологическую информацию; сокращением сроков плавания судов от 6 до 15 ч и более через Тихий океан; исключением отрицательных субъективных моментов при составлении прогнозов и рекомендаций судам; повышением культуры и, как следствие, производительности труда океанологов-прогнозистов.

8.2.6. Особенности гидрометеорологического обеспечения перегонов и буксировок объектов с ограниченной мореходностью

Операции по перегону (буксировке) плавсредств с ограниченной мореходностью (плавучие доки, краны, мастерские, буровые установки, аварийные суда и пр.) характеризуются следующими особенностями:

1) ограничения по ветру и волнению, налагаемые на движение таких объектов, часто бывают гораздо более жесткими, чем в отношении обычных морских судов;

2) скорость перегона (буксировки) невелика (6—8 уз), в результате чего значительно снижается маневренность объекта на фоне быстро изменяющейся гидрометеорологической обстановки;

3) маршрут перегона (буксировки) прокладывается в достаточной близости от побережья, чтобы иметь возможность быстро достигнуть укрытия при резком ухудшении гидрометеорологических условий.

Но для перегона объекта, например, из портов европейских морей в порты Дальнего Востока необходимо пересекать обширные районы открытого океана. Поэтому продолжительность операции увеличивается до 2 месяцев и более, и использование только обычных прогнозов с заблаговременностью до 5 сут становится недостаточным для надежного гидрометеорологического обеспечения перегона.

Практика оперативного гидрометеорологического обслуживания таких операций показала, что обеспечение безопасности проводки объекта с малой мореходностью будет более успешным, если перед началом операции, с использованием климатической информации будет правильно решен вопрос об оптимальном интервале времени ее осуществления. Под оптимальным интервалом времени понимается интервал, когда на всем планируемом маршруте перегона повторяемость опасных для объекта значений гидрометеорологических элементов (ветер, волнение) будет как можно меньшей. Чем продолжительнее будет перегон, тем тщательней должны проводиться расчеты оптимального интервала времени его осуществления. Выбор оптимального интервала времени производится на основе рассмотрения по всему планируемому маршруту повторяемости градаций скорости ветра и высоты волн, не превышающих опасных для объекта значений. Обычно для этого используются средние многолетние месячные значения для 5-градусных квадратов, по которым проходит маршрут перегона. Выделив на всем маршруте месяцы, когда повторяемость опасных для объекта значений скорости ветра и высоты волн минимальна, выбирается интервал времени, в течение которого повторяемость пороговых значений не превышает 15 %. В пределах этого интервала с учетом расстояния между начальной и конечной точками маршрута и средней скорости движения определяется время начала перегона.

Естественно, что для продолжительного по времени перегона вряд ли возможно выбрать такой интервал времени, в течение которого на всем маршруте гидрометеорологические условия будут благоприятными. Поэтому определяются участки маршрута с относительно большой повторяемостью опасных значений скорости ветра и высоты волн, и выясняется возможность захода объекта в укрытие, перед тем как форсировать такой участок в ходе осуществления операции.

В итоге по согласованию с организацией-судовладельцем разрабатываются рекомендации, касающиеся благоприятных сроков начала перегона, прохождения опасных участков маршрута, возможных вариантов пересечения открытых районов океана, резервных пунктов укрытия. За несколько суток до начала перегона на основе 5-суточных прогнозов уточняется дата и время выхода. в море.

Порядок гидрометеорологического обеспечения перегона (буксировки) объекта с ограниченной мореходностью в целом не отличается от описанных выше процедур проводки судна по наивыгоднейшему и безопасному маршруту. Однако в этом случае на первом месте стоит обеспечение безопасности для перегоняемого объекта. Поэтому тактика такого обслуживания заключается в выборе благоприятных по гидрометеорологическим условиям периодов времени для прохождения участков маршрута от одного укрытия к другому. В то же время необходимо с разумным риском решать вопросы времени выхода объекта из укрытия в море и его следования по возможно более коротким отрезкам пути, преследуя цель уменьшения продолжительности всей операции.

8.2.7. Оценка эффективности использования рекомендаций

Оценка экономического эффекта, получаемого в результате уменьшения воздействия на судно неблагоприятных гидрометеорологических факторов, в целом представляет собой весьма сложную задачу. Эффект может быть достигнут за счет экономии потребления топлива, уменьшения изнашиваемости механизмов, сохранности груза, возможности проведения попутных ремонтно-профилактических работ, соблюдения расписания рейсов, повышения прозизводительности труда вследствие уменьшения качки и пр. Количественные связи между этими факторами и гидрометеорологическими параметрами зачастую имеют неопределенный характер и не всегда поддаются точному описанию.

Вместе с тем практика показала, что определение эффективности следования судна по рекомендованному пути можно производить, используя два основные показателя: экономию ходового времени судна и критерий безопасности (благоприятности) плавания. Экономия ходового времени пропорциональна уменьшению эксплуатационных затрат в данном рейсе, а критерий безопасности (благоприятности) плавания выражает собой суммарный возможный эффект от уменьшения неблагоприятных гидрометеорологических воздействий на судно, груз, персонал и пр.

Оценка экономии ходового времени

Существуют несколько методов оценки экономии ходового времени судна, следовавшего по рекомендованному пути:

 сопоставление ходового времени следования по рекомендованному пути с установленным плановым временем;

 сравнение результатов проводки судна по рекомендованному пути с временем перехода однотипного судна с теми же параметрами и загрузкой, которое вышло в рейс одновремению с первым судном, но следовало самостоятельным путем в тот же пункт назначения;

3) сравнение результатов следования судна по рекомендованному пути с результатами следования «гипотетического судна» по какому-либо стандартному (климатическому) пути в этот же период.

Метод сравнения с плановым временем прост и не требует проведения каких-либо сложных расчетов. Однако само понятие планового времени страдает субъективностью и не может отражать в полной мере пространственно-временную изменчивость гидрометеорологических условий в период выполнения конкретного рейса. Что касается второго метода, то для таких сравнений проводились специальные эксперименты, но в практической работе чрезвычайно редко представляется возможность осуществления такой «парной» проводки судов.

В настоящее время наибольшее распространение из перечисленных методов получил третий способ. При этом вводится допущение, что судно, не находящееся под проводкой, будет стремиться следовать по сезонному климатическому пути. Многолетняя практика проводки судов по рекомендованным маршрутам свидетельствует о справедливости данной гипотезы.

Расчет движения судна по стандартному пути ведется с использованием данных о фактическом волнении (карты анализа за основные синоптические сроки) и функции потерь скорости судна на волнении, которая оперативно корректируется на основе информации капитана о реальной скорости судна, следующего под проводкой. Сопоставление сроков фактического (по рекомендованному пути) и расчетного (по стандартному пути) приходов судна в конечную точку пути дает разность во времени, по которой судят об эффективности использования рекомендаций. Пример графического анализа эффективности следования судна по рекомендованному пути приведен на рис. 8.5.

Такие же расчеты по фактическому пути судна, капитан которого не воспользовался рекомендациями, дают оценку упущенных капитаном возможностей.

Следует отметить, что при автоматизированном слежении за судном, следующим по рекомендованному пути, оперативные расчеты движения судна по стандартным путям (климатическому и ортодромии), производимые в масштабе квазиреального времени, нозволяют делать сравнения и вырабатывать более правильные решения в ходе самой проводки судна.

8.2.8. Оценка безопасности (благоприятности) условий плавания судна

Количественной характеристикой безопасности (благоприятности) плавания судна на волнении может служить следующий пожазатель:

$$K = (h_m/h_0) (1 + \tau_1) (1 + \tau_2), \tag{8.5}$$

тде h_m — максимальная высота волн на пути судна за период следования по данному пути, h_0 — допустимая по безопасности для судна высота волн (ограничение, сообщаемое капитаном), τ_1 и τ_2 — повторяемость опасных (h_0) и особо опасных (например, 8 м) для судна высот волн за период перехода соответственно.

Чем больше значение K, тем более трудны и опасны условия плавания. Выбрав некоторые критические значения K, можно разселить условия по пути судна на опасные и безопасные. Для суков, не имеющих ограничения в мореходности, выбор соответствующего значения K позволяет судить о благоприятных или неблаоприятных условиях плавания. При интерпретации K предлагатся руководствоваться следующими правилами:

— если $K \leq 1$, условия безопасны для судна, имеющего ограичение в мореходности;

— если K ≤ 2, условия благоприятны для судна, не имеющего рграничений в мореходности;

— если K > 2, условия неблагоприятны.

Относительная эффективность следования по рекомендованому пути, с точки зрения безопасности (благоприятности) услоий плавания, определяется путем сравнения значений К на рекоендованном и стандартном путях (либо на пути, который вырал капитан, отказавшись от рекомендаций).

После завершения проводки судна по рекомендованному пути роводится расчет и анализ результатов обслуживания. Оформлятся карта, показывающая движение судна по рекомендованному ути и расчетное движение по сравнительным путям (климатичесому и ортодромии). Рассчитанные оценки экономии ходового



времени, показателя безопасности (благоприятности) условий плавания, оправдываемости прогнозов по маршруту с сопроводительными примечаниями и пояснениями заносятся в таблицу итогов обслуживания. Все материалы, касающиеся проводки, хранятся в «деле», заводимом на каждое судно.

8.2.9. Проводка судов рекомендуемыми курсами в полярных областях

Если в зонах умеренных широт главным препятствием движению судна является ветровое волнение, то в полярных областях главным препятствием являются льды. Поэтому выбор наивыгоднейших путей плавания в полярных районах связан прежде всего с анализом ледовых условий вдоль маршрута плавания. Выбор наивыгоднейших путей плавания наиболее эффективно осуществляется в Северном ледовитом океане и морях, прилегающих к Антарктиде. Правильный учет фактических и ожидаемых ледовых условий позволяет получить значительный экономический эффект и выполнить план грузоперевозок. Детальное знание распределения льдов позволяет использовать заприпайные полыныи и разводья в дрейфующих льдах и тем самым увеличить навигационный цериод. Толщина припая и другие характеристики ледовых условий определяют возможность выгрузки грузов в период зимних навигаций в западном секторе Арктики.

Плавание судов во льдах осуществляется по направлениям, на которых ледовые условия наиболее благоприятны. Маршруты, прокладываемые по этим направлениям, принято называть ледовыми трассами.

Выбор ледовых трасс определяется расположением пунктов, между которыми осуществляется плавание, и особенностями распределения льдов в районе плавания. Кроме того, учитываются гидрографические и гидрометеорологические условия района (глубина, течения, ветроволновой режим, видимость и т. д.).

Определение наиболее благоприятных сроков плавания по ледовым трассам, т. е. продолжительности навигационных периодов, сводится к анализу условий плавания за ряд лет и их сезонной изменчивости.

Основным критерием при выборе положения трассы и наиболее благоприятного периода плавания являются минимальные затраты времени, необходимые для перехода судна между заданными пунктами.

При выборе наивыгоднейшего пути решающую роль играют олщина припая, сроки его взлома, торосистость и разрушенность. Ведения об ожидаемой ледовитости, положении ледяных массиов и характеристиках дрейфующего льда позволяют судить об усовиях плавания в дрейфующих льдах. При большой ледовитости величивается протяженность путей судов в сплоченных льдах и меньшается скорость их движения. Однако возможность проодки судов на том или ином участке ледовой трассы определятся не только количеством льда в море, но и его распределением. Иногда при малой ледовитости моря сплоченные льды блокируют проливы или располагаются на пути движения и вызывают существенные затруднения при движении караванов судов. Как известно, самостоятельное плавание судов ледового класса эффективно во льдах, сплоченность которых в навигационный период не превышает 7 баллов, для судов класса УЛА не выше 8-9 баллов. При сплоченности льда выше 9 баллов самостоятельное плавание судов этого класса сопряжено с трудностями: скорость продвижения резко уменьшается, вероятность ледовых повреждений увеличивается. Эти критерии являются приближенными, так как они не учитывают всего многообразия сочетаний параметров ледяного покрова (сплоченности, толщины, разрушенности, возраста льда и т. д.). В качестве единого показателя условий плавания судов на арктических трассах в работе [9] предлагается использовать коэффициент трудности плавания, представляющего отношение

$$K_{\tau} = V_{\pi}/V_{0}, \qquad (8.6)$$

где V_n — эксплуатационная ледовая скорость судна в одиночном плавании на заданной трассе; V_0 — скорость хода судна на чистой воде.

Коэффициент трудности плавания $K_{\rm T}$ можно рассматривать как соотношение затрат времени на переход судна по трассе в конкретных ледовых условиях к затратам времени на переход по чистой воде по этой же трассе. Коэффициент $K_{\rm T}$ является безразмерным показателем, позволяющим объективно сравнивать условия ледового плавания в различных физико-географических районах и в различные навигационные периоды.

Применительно к арктическим трассам К_т выражается в виде

$$K_{\tau} = (V_0/V_{\pi p}) (S_{\pi p}/S_0) + (V_0/V_{p-10}) (S_{p-10}/S_0) + \dots \\ \dots + (V_0/V_{1-3}) (S_{1-3}/S_0) (S_{\pi, B}/S_0),$$
(8.7)

где V_0 — техническая скорость судна на чистой воде; S_0 — общая протяженность рассматриваемой трассы; S_{np} , S_{9-i0} , $S_{4.B}$ — протяженность участков в припае, во льду сплоченностью 9—10 баллов и на чистой воде соответственно; V_{np} , V_{9-i0} — техническая ледовая скорость судна в припае, во льду сплоченностью 9—10 баллов и т. д.

Для антарктических трасс K_т вычисляется по следующим формулам:

для дрейфующего льда

$$K_{\rm r} = (V_0/V_{0-10}) (S_{0-10}/S_{\rm r}) + \ldots + (V_0/V_{1-3}) (S_{1-3}/S_{\rm r}); \qquad (8.8)$$

— для припайного льда

$$K_{\rm r} = V_0 / V_{\rm up},$$
 (8.9)

где S_{π} — суммарная протяженность участка трассы, покрытого дрейфующим льдом; V_0 — техническая скорость д/э «Обь» на чистой воде, равная 12,5 уз; $V_{\pi p}$ — средняя скорость формирования припая данной протяженности.

Таким образом, значения $K_{\rm T}$, вычисленные по формулам (8.8) и (8.9), отражают трудности плавания не по всей трассе, а толькона ее ледовом участке.

Для обеспечения грузоперевозок в навигационный период вдольи в приантарктических районах. Северного морского пути в ААНИИ на основе долгосрочных прогнозов ледовых условий и детального анализа предшествующих и текущих гидрометеорологических и ледовых процессов, их особенностей, конкретной ледовой обстановки, сложившейся в районе плавания, всех видов ледовой и гидрометеорологической информации (материалы ледовой разведки, спутниковые данные и т. д.) разрабатываются навигационные рекомендации отдельно для различных типов судов. В этих. рекомендациях отражены сроки возможного начала и окончания плавания судов на отдельных ледовых трассах с ледоколами и без них, наиболее рациональные пути следования караванов судов, сроки искусственного взлома припая ледоколами, наиболее благоприятные сроки завоза грузов на полярные станции, гарантийные сроки окончания массовой проводки транспортных судов на лимитирующих участках Северного морского пути, сроки вывода последних судов из Арктики.

Планирование грузоперевозок с использованием навигационных рекомендаций увеличивает продолжительность плавания в среднем до 40 сут по сравнению с продолжительностью навигации по средним многолетним данным. За десятилетие это составляет почти три летние арктические навигации.

Оправдываемость навигационных рекомендаций превышает 80 %. Их использование при проведении морских операций в Арктике дает ежегодно значительный экономический эффект.

Глава 9. ОЦЕНКА ЭКОНОМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ОТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

9.1. Общие положения

Основные направления использования гидрометеорологической информации в народном хозяйстве при принятии различного рода плановых, организационно-технических, экономических и хозяйственных решений определяются существующими формами информации и спецификой потребителей. Решения, принимаемые на основании информации о состоянии и изменениях природной среды, направлены на выработку рекомендаций по учету их влияния на народнохозяйственные объекты и технологические процессы. Чем совершеннее механизм управления производством и выше его чувствительность к гидрометеорологическим условиям, тем более высокие требования предъявляются к информации о состоянии окружающей среды.

Экономический эффект от использования гидрометеорологической информации характеризуется снижением ущерба от неблагоприятных гидрометеорологических условий, дополнительными доходами при работе в благоприятных условиях окружающей природной среды, уменьшением себестоимости продукции, повышением надежности и долговечности народнохозяйственных объектов.

Отношение экономического эффекта к полным затратам на его достижение показывает экономическую эффективность использования гидрометеорологической информации.

Решение задачи оценки экономического эффекта, получаемого от применения гидрометинформации и связанной с ней задачей выбора оптимальной стратегии, требует в каждом конкретном случае детального анализа системы «природная среда — гидрометинформация — потребитель», состоящей из следующих элементов:

— чувствительный к воздействию фактора природной среды народнохозяйственный объект или технологический процесс;

 орган управления, преобразующий информацию о состоянии природной среды в конкретные хозяйственные решения;

— информационная система Росгидромета, снабжающая орган управления необходимой гидрометеорологической информацией [1].

Прогностическая информация в виде гидрометеорологических прогнозов различной заблаговременности используется при выборе хозяйственной стратегии при решении задачи оперативного управления народнохозяйственными объектами и технологическими процессами. При этом существует возможность корректировки принимаемых решений в зависимости от ожидаемых гидрометеорологических условий. Мера полезности, или экономический эффект, связана с успешностью прогноза и уровнем его надежности. Поэтому оценка реальной эффективности прогнозов (в том числе и экономического эффекта в денежном выражении) устанавливает соответствие между фактическими гидрометеорологическими условиями, прогнозами и способами их применения.

С точки зрения разработки методов оценки эффективности гидрометеорологических прогнозов, обычно рассматриваются прогнозы фазовые и непрерывные (количественные).

Статистические связи фазового прогноза и прогнозируемого состояния окружающей среды описываются матрицами сопряженности, элементами которых являются совместные вероятности фактических и ожидаемых фаз. Примером фазовых прогнозов являются категорические альтернативные (типа «да — нет») прогнозы стихийных и опасных гидрометеорологических явлений.

Непрерывные модели принятия решений по данным гидрометеорологического прогноза используются в тех случаях, когда на производственную деятельность потребителя оказывает влияние непрерывный меняющийся во времени и пространстве гидрометеорологический элемент (температура воздуха или воды, ветер, волнение и др.).

Принимаемые решения в этих случаях сводятся к планированию хозяйственных мероприятий с учетом ожидаемого значения гидрометеорологического элемента.

При оценке экономического эффекта, получаемого в результате применения гидрометеорологических прогнозов, важно правильно выбрать точку отсчета, т. е. определить те экономические показатели, которые имел бы потребитель, если бы пользовался не оперативными прогнозами, а какой-либо другой информацией.

В качестве базы сравнения используются:

— идеальный прогноз (оправдываемость 100 %);

-- инерционный прогноз (принимается, что сохранятся условия погоды или состояния моря предшествующего расчетного периода);

климатическая норма.

Функциональная связь между гидрометеорологическими характеристиками и экономическими показателями деятельности потребителей, как правило, отсутствует. Поэтому приходится в качестве меры чувствительности потребителя к изменениям условий окружающей среды принимать его осредненные потери в различных характерных ситуациях, сводя их в платежную матрицу.

Определение функций ущербов и составление платежных матриц — наиболее сложная и трудоемкая часть работы, поэтому их составление целесообразно проводить совместно с плановыми подразделениями обслуживаемых народнохозяйственных организаций.

9.2. Оценка экономического эффекта от использования краткосрочных морских прогнозов и штормовых предупреждений об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях погоды и состоянии моря

В соответствии с задачами гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства страны оперативными органами Росгидромета составляются краткосрочные прогнозы погоды и состояния моря с заблаговременностью от нескольких часов до 3 сут.

Особое значение имеют предупреждения об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях погоды и состоянии моря (ОЯ и СГЯ), составляемые по акваториям морей, портов, по маршрутам плавания судов и районам рыболовного промысла. Ущерб, наносимый этими явлениями хозяйственным объектам, т. е. населенным пунктам, складам, причалам, портовым, гидротехничес ким, железнодорожным и другим сооружениям, а также судам и паромам, бывает весьма различным — от незначительного до катастрофического.

Рассмотрим методику оценки экономического эффекта, получаемого от использования краткосрочных морских прогнозов и предупреждений об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях погоды и состоянии моря, общие принципы которой справедливы и для других сфер применения альтернативных прогнозов [1].

Введем классы фактической погоды и состояния моря φ_i и соответствующие им классы Π_j по прогнозу, классификация которых дана в табл. 9.1.

Будем считать, что на данные сутки ожидался класс Π_j по прогнозу, если прогноз этого класса погоды содержится в суточном прогнозе или в предупреждениях с заблаговременностью не менее 3 ч.

Таким образом, прогнозируемое СГЯ допускает конечное число возможных реализаций. Однако в случае рассматриваемого альтернативного прогноза для каждого СГЯ принимается лишь две реализации:

φ₁ — явление осуществилось (наблюдалось одно или несколько СГЯ, описанных в табл. 9.1);

ф2 — явление не осуществилось (погода была благоприятной).

Аналогично прогноз или предупреждение рассматриваются в виде двух возможных классов:

 Π_1 — ожидается СГЯ;

 Π_2 — не ожидается (прогноз благоприятной погоды и состояния моря).

Выбор прогнозистом одного из текстов прогноза Π_j и осуществление какой-то реализации φ_j рассматривается как случайное событие. Вероятность осуществления этого события (одновременного появления событий φ_i и Π_j) определяется как $P_{ij} = P(\varphi_i \Pi_j)$. Характеристики опасных и стихийных гидрологических явлений на морях и океанах

| № пп | Стихийные гидрометеорологические явления |
|------|--|
| 1 | Ветер. На акватории океанов, арктических и дальневосточных мо- рей и их побережий с максимальной скоростью 30 м/с и более, на |
| 2 | акваториях неарктических мореи 25 м/с и более Волнение. В океанах высота волн 8 м и более, на морях — высота волн, особо опасная для мореплавания, ведения промысла и бере- говых сооружений |
| 3 | Тропические циклоны (тайфуны) |
| 4 | Цунамя, вызывающие затопление населенных пунктов, береговых |
| 5 | сооружений и народнохозяйственных объектов Уровни моря ниже или выше опасных отметок, при которых пре- кращается судоходство, гибнет рыба, повреждаются суда, затоп- ляются населенные пункты, береговые сооружения и другие народ- |
| 6 | нохозяйственные объекты |
| 7 | Сильный тягун в морских портах |
| 8 | Сильный туман. Бидимость 100 м и менее |
| v i | тольястие жедитого покрова ими приная в ранние сроки, повто- |
| 9 | напоры льдов, интенсивный дрейф льдов, угрожающие морским, |
| 10 | портовыт и другия осреговым соорульсниям. Подвление льда непроходимого судамя и телокодамя в период |
| | навигание мада, копролодимого судами и ледокомами в период навигании на суловых трассах и в районах промысла |
| 11 | Обледенение судов. Быстрое и очень быстрое (0,7 см/ч в более) |

При этом

$$\sum_{ij}^{n} P_{ij} = 1. \tag{9.1}$$

Каждому событию φ_{ij} соответствуют определенные результаты производственной деятельности потребителей. В качестве количественной меры этих результатов примем две величины: среднюю для каждого события φ_{ij} суточную прибыль (или ущерб) и среднее суточное количество происшествий.

Положительный эффект от использования оперативных прогнозов может быть определен по отношению к тем эффектам, которые получает потребитель при получении более простой гидрометеорологической информации, например, инерционных прогнозов.

Успешность прогнозов и эффективность их использования определяются матрицами сопряженности прогнозируемых явлений с наблюдаемыми (табл. 9.2), где n_{ij} — число случаев осуществления событий $\phi_i \Pi_j$. В этой матрице ϕ_i означает, что опасное явление наблюдалось, а ϕ_2 — не наблюдалось. Π_i указывает на ожидавшееся опасное явление, а Π_2 — на его отсутствие. При этом Π_{ij} объединяет случаи, когда опасные явления ожидались и наблюдались, Π_{2i} — опасные явления ожидались, но не наблюдались, Π_{i2} — опасные явления не ожидались, но наблюдались.

| Таблица 9.2 |
|-------------|
|-------------|

| | π, | | | | |
|----------------|-------------------|-------------------|-----------------|--|--|
| Φ _i | П | П, | | | |
| Φ1 Φ2 | П11 П21 П01 | Π12 Π22 Π02 | П10 П20 N | | |

Матрица Пи

К последним также относятся случаи, когда ожидалось одно опасное явление, а наблюдалось другое (или несколько непредусмотренных прогнозом явлений). И, наконец, П₂₂ включает в себя случаи, когда опасные явления не прогнозировались и не наблюдались.

В каждом случае потери потребителя могут быть различными в зависимости от того, ориентировался ли он на значения Π_1 или Π_2 , т. е. принимал ли он предохранительные меры или нет и от того, какая реализация (φ_1 или φ_2) осуществится в действительности.

Рассмотренная матрица может быть представлена в вероятностной форме P_{ij} (табл. 9.3). При этом вероятность осуществления событий $\phi_j \Pi_i$ определяется следующим образом:

$$P_{ii} = n_{ii}/N, \tag{9.2}$$

где N — количество всех прогнозов.

Таблица 9.3

| | матрица Ри | | | | | |
|----------|------------------------------|---|--|--|--|--|
| | п, | | | | | |
| Φį | П1 | П, | | | | |
| φ1 Φ2 | $P_{11} \\ P_{21} \\ P_{01}$ | $\begin{array}{c} P_{13} \\ P_{22} \\ P_{02} \end{array}$ | $ \begin{array}{c} P_{10} \\ P_{20} \\ 1 \end{array} $ | | | |

Количественное описание стратегии потребителя, от которой зависит эффективность использования им прогноза, дается платежной матрицей или матрицей потерь g_{ij} (табл. 9.4), т. е. убытков, возникающих при реализации событий $\varphi_i \Pi_j$. Обычно рассчитываются удельные потери (убытки в рублях за сутки или убытки по отношению к одному прогнозу, если выпускается два или более прогнозов в сутки).

Элемент g₂₂ этой матрицы чаще всего приравнивается нулю. так как считается, что при отсутствии опасного явления гидро-

| Матрица g_{ij} | | |
|------------------|------------|----------------------------|
| | П | |
| ¢į | Π, | |
| Φ1 Φ2 | g11 g21 | д 12 д 22 |

метеорологическая ситуация не оказывает опасного влияния на производственный процесс. Значение потерь g_{21} при указанном условии является постоянным в том смысле, что оно одно и то же, когда потребитель принимал защитные меры, а опасное явление отсутствовало. Эти потери равны затратам на принятие защитных мер.

Если же опасное явление осуществляется, то ущерб, возникающий в результате каждой отдельной аварии, может изменяться в широких пределах. Следовательно, g₁₂ — средний ущерб от опасного явления при отсутствии предохранительных мер, а g11средний ущерб при принятии защитных мер и затрат на принятие этих мер. Поэтому разность $g_3 = g_{12} - g_{11}$ характеризует уменьшение потерь потребителя благодаря принятию защитных мер. Неизбежны потери и при реализации события $\phi_{21}\Pi_{21}$ («ложная тревога»), для которого очевидно g11 ≥ g21 ≥ g22. Иногда для определенности расчетов принимается $g_{21} = g_{22}$. Это бывает в тех случаях, когда величина является постоянной для потребителя с кардинальной защитой, при которой защитные меры почти полностью устраняют опасность аварий, т. е. она равна затратам на защитные меры. Для такого потребителя ды представляет собой затраты на заблаговременные защитные меры, g_{12} — на экстренные.

Как уже было показано, наибольшие потери могут возникать в случаях, когда опасные явления не прогнозировались, но наблюдались («пропуск цели»). При определении такого элемента матрицы необходимо учитывать потери, связанные с авариями судов, порчей грузов, повреждениями механизмов, с невыполнением объема запланированных работ, оплатой простея судов, механизмов, людей.

Определив все элементы платежной матрицы (см. табл. 9.4) и имея матрицу вероятностей (см. табл. 9.3), полученную из матрицы сопряженности (см. табл. 9.1), можно найти среднее значение убытков, возникающих при использовании потребителем гидрометеорологических прогнозов.

$$G = S_P P g', \tag{9.3}$$

где S_P — след произведения матриц P_{ij} и транспонированной мат-

$$G = P_{12}g_{11} + P_{12}g_{12} + P_{21}g_{21}.$$
(9.4)

При расчетах правая часть уравнения (9.4) умножается на общее число рассматриваемых ситуаций (количество прогнозов).

После того, как построены все необходимые матрицы и по формуле (9.4) определены значения $G_{\rm out}$ (для случаев использования оперативных прогнозов) и $G_{\rm MH}$ (для инерционных прогнозов), разность

$$\Im = G_{\rm eff} - G_{\rm out}$$

представляет собой значение положительного экономического эффекта (рубли), получаемого потребителем, благодаря использованию оперативных гидрометеорологических прогнозов. Если значение найдено за 1 сут, то для определения месячных или годовых значений экономического эффекта оно должно быть умножено на соответствующее число суток (количество прогнозов).

Составляя перечисленные матрицы, необходимо ориентироваться на убытки от всех указанных в табл. 9.1 опасных и особо опасных явлений погоды и состояния моря, хотя в каждом конкретном порту могут быть наиболее характерные и часто повторяющиеся для данного района явления, что позволяет разрабатывать необходимые меры предосторожности, вести соответствующий учет убытков и облегчает составление матриц.

Пример 1

Прогностическим органом, выпускающим 3 прогноза в сутки (суточный, полусуточный и корректировочный), было дано в течение месяца 90 краткосрочных морских прогнозов, среди которых было 11 предупреждений об опасных и особо онасных явлениях погоды и состоянии моря. В действительности было 10 явлений (одно опасное явление не было предупреждено и два явления, предусмотренные прогнозом, не осуществились). Матрицы сопряженности и вероятности в этом случае выглядят следующим

Таблица 9.5

| Матрица n _{ij} | | | | | |
|----------------------------|--------------|---------------|----------------|--|--|
| Π, | | | | | |
| Φ _i | пι | Π2 | Σ | | |
| $\sum_{j=1}^{\frac{1}{2}}$ | 9 2 11 | 1 78 79 | 10 80 90 | | |

образом (табл. 9.5, 9.6). Аналогичные матрицы построены и для инерционных прогнозов (табл. 9.7, 9.8).

Матрица удельных потерь дана в табл. 9.9.

| Матрица <i>Р</i> и | | | 1 wonaqu 5.6 | | |
|-----------------------|----------------------|----------------------|-------------------|--|--|
| n _i | | | | | |
| φį | п. | П2 | Σ | | |
| $\sum_{i=1}^{\infty}$ | 0,10 0,02 0,12 | 0,01 0,87 0,88 | 0,11 0,89 1 | | |

Таблица 9.7

Таблица 06

| · · | | I _j | |
|----------------|-------------|----------------|----------|
| φ _i | <u>,</u> π, | П, | Σ |
| ዋ፤ ው2 | 4 6 | 6 74 | 10 80 |
| Σ | 10 | 80 | 90 |

Матрица по

Матрица Ри

| Π | | | | | |
|--------------------|----------------------|----------------------|-------------------|--|--|
| φ _i | Πι | Π | Σ | | |
| $\sum_{j=1}^{p_1}$ | 0,04 0,07 0,11 | 0,07 0,82 0,89 | 0,11 0,89 1 | | |

Таблица 9.9

Таблица 9.8

Матрица удельных потерь, тыс. руб. на одно предупреждение

| | п | |
|----------------|---------|---------|
| φ _i | Π | П2 |
| φ1 φ2 | 10 5 | 30 0 |

Тогда

 $G_{\text{or}} = 90 (0, 10 \cdot 10 + 0, 01 \cdot 30 + 0, 02 \cdot 5) = 126$ тыс. руб.; $G_{\text{RB}} = 90 (0, 04 \cdot 10 + 0, 08 \cdot 30 + 0, 07 \cdot 5) = 283$ тыс. руб.; $\Im = G_{\text{RB}} - G_{\text{or}} = 157$ тыс. руб. *

* В этом и других примерах главы 9 указаны цены до 1990 г.

9.3. Определение уменьшения количества происшествий, обусловленных погодными условиями, и оценка экономического эффекта от использования краткосрочных морских прогнозов

В тех случаях, когда имеются данные о количестве происшествий (аварии судов, поломка портовых кранов и т. д.), связанных с неблагоприятными условиями погоды и состоянием моря, экономический эффект использования гидрометеорологических прогнозов может быть найден путем определения уменьшения числа происшествий.

Для этого вместо матрицы убытков составляется матрица количества происшествий. Элементы этой матрицы — удельное количество происшествий (среднее количество происшествий за сутки или в расчете на один прогноз). При определении элементов этой матрицы общее количество происшествий, связанных с погодными условиями, распределяется по группам, соответствующим каждому рассматриваемому событию: C_{11} — количество происшествий, возникающих в ситуации, когда опасное явление прогнозировалось и наблюдалось, C_{12} — когда опасное явление было, но не прогнозировалось, C_{21} — предупреждение давалось, но опасного явления не было, C_{22} — опасных явлений не было и предупреждений не давалось.

Эти данные, так же как и элементы платежной матрицы, должны определяться при непосредственном участии потребителей.

Среднее количество происшествий, возникающих при использовании потребителем оперативных прогнозов, равно

$$S_{02} = P_{11}C_{11} + P_{12}C_{12}. \tag{9.5}$$

В этом случае обычно принимается, что вероятность возникновения происшествий по гидрометеорологическим причинам при благоприятных погодных условиях равна нулю, т. е.

$$P_{21} = P_{22} = 0. \tag{9.6}$$

Определив значение S_{оп} (для оперативных прогнозов) и S_{ип} (для инерционных), можно найти уменьшение числа происшествий, благодаря использованию потребителем оперативных гидрометеорологических прогнозов

$$e = S_{un} - S. \tag{9.7}$$

Если в качестве происшествий рассматриваются случаи аварий морских судов по гидрометеорологическим причинам на обслуживаемой акватории, то экономический эффект (рубли), получаемый потребителем в результате использования краткосрочных морских прогнозов, может быть найден путем определения стоимости ремонта и простоя того условного количества судов, которое найдено по формуле (9.7). В качестве примера могут быть использованы данные табл. 9.10. Однако для каждого конкретного порта сведения, помещенные в ней, должны постоянно уточняться. Средние затраты на ремонт судов

| | Суда | | |
|---|--------------------------|----------------------|--------------------|
| Экономический показатель | крупно- тохнажные | средне- тоңңажные | мало- тоннажные |
| Средняя стоимость судна, млн руб. Средняя стоямость ремонта от стои- | 8,0 10 | 4,5 10 | 1,5 10 |
| мости судна, % Средняя стоимость ремонта судна, | 175 | 60 | 7,5 |
| тыс. руб. Средняя продолжительность ремонта | 15 | 12 | 7 |
| судна, сул Средние убытки от часа простоя, руб. Среднее многолетнее распределение аварий, % по тоякажу судов | 300 36 | 180 46 | 60 18 |
| · · · | | | |

Общие убытки от аварий судов, складывающиеся из стоимости их ремонта и вынужденных простоев, зависят от тоннажа судов. Поэтому суда условно разделены по грузоподъемности на 3 категории:

а) крупнотоннажные (грузоподъемность более 10 тыс. т);

б) среднетоннажные (1-10 тыс. т);

в) малотоннажные (до 1 тыс. т).

Для оценки экономической эффективности от снижения аварийности благодаря использованию потребителем оперативных прогнозов предлагается следующее выражение:

$$E = \sum_{1}^{3} b_{i}d_{i} + \sum_{1}^{3} b_{i}y_{i}f_{i}, \qquad (9:8)$$

где b_i — число аварий по тоннажу судов; d_i — средние затраты на ремонт судна; y_j — средний убыток от часа простоя судна; f_i — средняя продолжительность ремонта судна; i = 1, 2, 3 — категории судов.

Здесь учитываются затраты на ремонт судов после аварии (первое слагаемое правой части выражения) и убытки от вынужденного простоя судов во время ремонта (второе слагаемое).

По данным табл. 9.10 (последняя строка) определяются значения коэффициента b_i:

$$b_1 = 0.36, \quad b_2 = 0.46, \quad b_3 = 0.18.$$

Все найденные значения подставляются в формулу (9.8). Экономический эффект (рубли) определяется по формуле (9.9)

$$\Im = Ee. \tag{9.9}$$

Пример 2

Используем условия предыдущего примера — прогностический орган в течение месяца выпустил 90 прогнозов (по 3 прогноза в сутки), сведения о которых даны в табл. 9.5, 9.6. Данные об инерционных прогнозах возьмем из табл. 9.7, 9.8. Вместо матрицы удельных потерь (см. табл. 9.9) используем матрицу удельного числа происшествий (табл. 9.11).

Таблица 9.11

Матрица (количество происшествий на одно предупреждение)

| n _i | | | |
|----------------|-----|----------------|--|
| φ _i | n, | П ₂ | |
| Φ1 ψ2 | 0,1 | 0,3 0 | |

Тогда

 $S_{on} = 90 (0, 1 \cdot 0, 1 + 0, 01 \cdot 0, 3) = 1,17$ происшествий; $S_{RH} = 90 (0, 4 \cdot 0, 1 + 0, 08 \cdot 0, 3) = 2,52$ происшествий; $e = S_{RH} - S_{on} = 1,35$ происшествий.

Следовательно

$$E = 0,36 \cdot 1,75 \cdot 10^{5} + 0,46 \cdot 6 \cdot 10^{4} + 0,18 \cdot 7,5 \cdot 10^{3} + 0,36 \cdot 3 \cdot 10^{2} + 1,5 \cdot 2,4 \cdot 10^{2} + 0,46 \cdot 1,8 \cdot 10^{2} + 1,2 \cdot 2,4 \cdot 10^{2} + 0,18 \cdot 6 \cdot 16^{7} + 2,4 \cdot 10 = 155\,890$$
 тыс. руб.

Если данные табл. 9.10 считать постоянными для конкретного порта и определенного отрезка времени, то, использовав формулу (9.9), получим

$$\Im = 1,5589 \cdot 10^5 e$$
 (тыс. руб.).

Тогда

 $\Im = 1,5589 \cdot 10^5 \cdot 1,35 = 210\,450$ тыс. руб.

9.4. Упрощенный способ оценки

Если известны убытки, связанные с каким-либо одним гидрометеорологическим явлением (например, с ветром или волнением), при условии, что повторяемость других опасных явлений в данном районе невелика, то для приближенной оценки экономического эффекта от использования гидрометеорологических прогнозов может быть применен упрощенный способ.

Основан он на том, что для конкретного порта определяется средняя годовая стоимость суточных работ B (рубли) и подсчитывается доля ущерба D (%) при ветрах различной силы (или какого-либо другого опасного явления) по заданным градациям (табл. 9.12). Для пересчета относительного ущерба в абсолютный используется формула

$$A = DBT/2400,$$
 (9.10)

где A — ущерб (руб.), нанесенный порту ветром определенной силы (градации) в течение T ч.

Таблица 9.12

| Потери | | Сила | Скорость | _ | | |
|----------------------------|--|------------------------|--|--|--|--|
| | руб. | ветра, баллы | ветра, м/с | Примечание | | |
| 10 15 40 55 85 | 10 000 15 000 40 000 55 000 55 000 | 6 7 8 9 10 | $\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$ | Прекращаются наружные работы Прекращается работа кранов Мелкие поломки Средние поломки Прекращаются все виды работ (кро- | | |
| 100 100 | 100 000 100 000 | 11 12 | 28-33 33 | ме вспомогательных) Серьезные поломки, аварии Крупные авария | | |

Зависимость потерь от силы и скорости ветра

При этом предполагается, что своевременно полученный портом прогноз или штормовое предупреждение позволяет произвести перепланировку работ. Экономический эффект от использования гидрометеорологических прогнозов получается как сумма разностей убытков для случаев предупрежденных $A_{\rm up}$ и непредупрежденных $A_{\rm H, up}$ опасных явлений

$$\varepsilon = \sum_{1}^{m} (A_{np} - A_{n,ny}), \qquad (9.11)$$

где *т* — количество градаций ветра.

Однако опыт работы некоторых морских УГМ показал, что не всегда точное и своевременно полученное портом штормовое предупреждение позволяет произвести полноценную перепланировку работ, экономический эффект є оказывается в данном случае меньше, чем это получается в результате расчетов по формуле (9.11). Поэтому предлагается ввести в формулу (9.11) коэффициент, равный 0,5. Следовательно, расчетная формула примет следующий вид:

$$\varepsilon = 0.5 \sum_{1}^{m} (A_{1p} - A_{H, np}).$$
 (9.12)

Для ускорения расчетов значений А строится табл. 9.13.

Таблица 9.13

Связь убытков (руб.) с продолжительностью, силой и скоростью ветра

| 1 | Сила ветра, баллы | | | | | | | | |
|-----------------------|---------------------|------------------|----------------|-------------------------|------------------|-----------------|--|--|--|
| Продолжи- | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 и более | | | |
| тельность ветра, ч | скорость ветра, м/с | | | | | | | | |
| | 11-14 | (4 —17 . | 1721 | 2124 | 24_28 | 28-33 | | | |
| 1 | 417 | 625 | 1 670 | 2 290 | 3 540 | 4 170 | | | |
| 2 3 | 834 1 251 | 1 250 1 875 | 3 340 5 010 | 4 580 6 8 7 0 | 7 080 10 620 | 8 340 12 510 | | | |
| $\frac{22}{22}$ | 9174 | 13 750 | 36 740 | 50 380 | 77 880 | 91 740 | | | |
| 23 24 | 9 591 10 000 | 14 375 15 000 | 38 410 40 000 | 52 670 55 000 | 81 420 35 000 | 95 910 | | | |

Пример 3

Предположим, что средняя годовая стоимость суточных работ обслуживаемого порта оценивается в 100 тыс. руб. При силе ветра от 0 до 5 баллов выполняются практически все виды работ (как плановых, так и внеплановых).

Влияние ветра, не предусмотренного прогнозами и штормовыми предупреждениями, на работу порта характеризуется данными табл. 9.12.

Цифры и примечания, приведенные в табл. 9.12 для каждого порта, будут различными.

Пусть за рассматриваемый промежуток времени (например, месяц) ветер силой 6 баллов наблюдался в течение 120 ч, силой в 7 баллов — 48 ч и силой в 8 баллов — 12 ч. Предупреждено с достаточной заблаговременностью в первом случае 96 ч, во втором 36 ч, в третьем 12 ч. Тогда, использовав формулу (9.11), получим

$$\begin{split} & \varepsilon = 0.5 \left[A_{120} \left(66 \right) - A_{24} \left(66 \right) + A_{48} \left(76 \right) - A_{12} \left(76 \right) + A_{12} \left(86 \right) \right] = \\ & = 0.5 \left[5A_{24} \left(66 \right) - A_{24} \left(66 \right) + 2A_{24} \left(76 \right) - A_{12} \left(76 \right) + A_{12} \left(86 \right) \right] = \\ & = 0.5 \left[5 \cdot 10\ 000 - 10\ 000 + 2 \cdot 15\ 000 - 7\ 500 + 20\ 000 \right] = \\ & = 41.2 \text{ тыс. руб.} \end{split}$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К главе 1

1. Абузяров З. К. О расчете полей ветра для прогноза волнения на морях и океанах//Труды Гидрометцентра СССР. — 1980. — Вып. 229.

2. Абузяров З. К., Рыбак Б. Х. Объективный анализ полей высот волн в океане (на примере Северной Атлантики)//Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Вып. 281.

3. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

4. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих// Труды ЦИП. — 1959. — Был. 74.

5. Багров А. Н., Кожевникова Н. Н. Объективный анализ температуры поверхности океана в Северном полушарии//Метеорология и гидрология. ---1981. — № 12.

6. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферной циркуляции для долгосрочных прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1957.

7. Белинский Н. А. Опыт установления индекса циркуляции атмосферы//Труды НИУ ГУГМС. — 1946. — Сер. 5, вып. 14.

8. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса//Труды ГГО. — 1954. — Выл. 48(110).

9. В'есе́лов Е. П. Прибрежные ветры — Женева: Изд. ВМО, 1988. ТД. № 275, докл. № 21.

10. Гаврилин Б. М., Монин А. С. Модель долгосрочных взаимодействий океана и атмосферы//ДАН СССР. — 1967. — Т. 176, № 4. 11. Глаголева М. Г. Методическая записка по разложению в ряды по

естественным составляющим полей аномалий атмосферного давления над северным полушарием. — М.: Изд. ГМЦ СССР. — 1978.

12. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Установление зависимостей для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали: Методическое письмо, № 2. — М.: Гидрометеоиздат, 1964.

13. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между процессами в океане и атмосфере//Океанология. — 1968. — Вып. 4.

14. Зеленько А. А., Нестеров Е. С. Объективный анализ температуры поверхностного слоя океана в северо-восточной Атлантике//Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Выл. 281.

15. Зельдович Я. Б., Мышкис А. Д. Элементы прикладной математики. — М.: Наука, 1965.

16. Китайгородский С. А. Физика взаямодействия атмосферы И океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

17. Красюк В. С., Шереметевская О. И. Приток солнечного тепла на поверхности океана//Метеорология и гидрология. — 1963. — № 7.

18. Макаров С. С., Васильев К. П. Методические рекомендации по построению и анализу карт температуры воды на основе комплексного использования спутниковой и судовой информации. — М.: Изд. ГМЦ СССР. - 1986.

19. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года//Труды ЦИП. --1966. — Вып. 156.

20. Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океа-

нов//Труды ГОИН. — 1958. — Вып. 44. 21. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря//Метеорология и гидрология. - 1961. - № 12.

22. У грюмов А. И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике//Метеорология и гидрология. — 1973. — № 5.

23. Физика океана/Под ред. В. М. Каменковина, А. С. Мовина. Физика океана. — М., Наука. — 1978. — Т. 1.

24. Чуприн С. Ф. Расчет теплового баланса и потока тепла над севером Атлантического океана//Труды ЦИП. — 1966. — Вып. 158.

25. Шереметевская О. М. Практические приемы оценки теплового баланса северной части Тихого океана//Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Вып. 51.

К главе 2

1. Андрющенко В. И. Способ вероятностного прогноза непериодических колебаний уровня моря//Труды ААНИИ. — 1985. — Т. 389.

2. Анискина Н. А., Горбунов Ю. А. Шторм в восточной части Восточно-Сибирского моря и Чаунской губе 9—11 октября 1957 г.//Труды ААНИИ.— 1960. — Т. 230.

 Баскаков Г. А. Выделение непериодической составляющей из суммарных колебаний уровня//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1973. — Вып. 41.
 Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня

 4. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1946.
 5. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирова-

5. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. — Л.: Гидрометеонздат, 1988.

6. Герман В. Х., Левиков С. П. О механизме формирования непериодических колебаний уровня на шельфе экспоненциальной формы//Труды ГОИН. — 1979. — Вып. 144.

7. Гетман И. Ф. Опыт использования гидродинамической модели для расчетов сгонов и нагонов в Северном Каспии//Труды Гидрометцентра СССР.— 1981. — Вып. 241.

8. Глуховский Б. Х., Герман В. Х., Филиппов Ю. Г. Методы расчета непериодических колебаний уровня моря: Методическое письмо.— М.: Гидрометеоиздат, 1975.

9. Дворкин Е. Н., Захаров Ю. В., Мустафин Н. В. Сезонная и многолетняя изменчивость уровня Карского моря//Труды ААНИИ. — 1979. — Т. 361.

10. Зорина В. А. О прогнозах уровня у юго-восточного побережья Балтийского моря//Труды ГОИН. — 1970. — Вып. 98.

11. Калнинн Г. П. Прогноз уровня Каспийского моря//Труды НИЦ ГУГМС. — 1941. — Сер. 8, вып. 1.

 Калинин Г. П., Смирнова К. И., Шереметевская О. И. Воднобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря//Метеорология и гидрология. — 1968. — № 9.

13. Кругляк Г. А., Померанец К. С. Результаты применения гидродинамического метода прогноза и расчета наводнений в Ленинграде//Метеорология и гидрология. — 1976. — № 11.

14. Крутских Б. А., Ванда Ю. А., Мустафин Н. В. Метод комплексного прогноза заблаговременности ледовогидрологических условий в арктических морях//Метеорология и гидрология. — 1985. — № 3.

ческих морях//Метеорология и гидрология. — 1985. — № 3. 15. Линейкин П. С., Овсиенко С. Н. Штормовые нагоны//Итоги науки и техники. Сер. океанология. — 1979. — № 5.

16. Лунякова Л. Г. К вопросу о прогнозе среднего уровня Каспийского моря в условиях современного подъема уровня//Труды Гидрометцентра СССР.— 1991. — Вып. 314.

17. Марютин Т. П. Уравнение прогноза нагонных и сгонных уровней в дельте Северной Двины//Труды ГГИ. — 1941. — Сер. 5. Вып. 1.

18. Мустафин Н. В. Метод предвычисления ветровых нагонов на баре р. Яны//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1962. — № 10.

19. Мустафин Н. В. Метод предвычисления уровня в проливе Дм. Лаптева//Труды ААНИИ. — 1963. — Т. 253.
20. Мустафин Н. В. Метод предсказания уровня в проливе Санникова// Труды ААНИИ. — 1963. — T. 248.

21. Мустафин Н. В. О катастрофических нагонах в юго-восточной части моря Лаптевых//Проблемы Арктики и Антарктики. - 1961. - № 7.

22. Мустафин Н. В. Прогностический расчет сгонно-нагонных колебаний

уровня на баре р. Индигирки//Труды ААНИИ, 1963, т. 248. 23. Овсиенко С. Н. Расчет катастрофического нагона у юго-восточного побережья Азовского моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127.

24. Овсиенко С. Н. Расчет сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря//Труды Гидрометцентра СССР. - 1972. - Вып. 60.

25. Попов В. П. Краткосрочный прогноз уровня воды в Архангельском порту в безледовый период//Сборник работ Архангельской ГМО. — 1970. — Вып. 7.

26. Привальский В. Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). — М.: Наука, 1985.

27. Прошутинский А. Ю. К расчету сгонно-нагонных колебаний уровня в шельфовой зоне арктических морей//Метеорология и гидрология. — 1978. — № 8.

28. Прошутинский А. Ю., Уранов Е. Н. Комплексный метод прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня на устьевом взморье Енисея в зим-ний период с заблаговременностью 2—3 суток//Труды ААНИИ. — 1985. — T. 389.

29. Родионов С. Н. Современные изменения климата Каспийского моря.-М.: Гидрометеоиздат, 1989.

30. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

31. Рыбак Б. Х. Расчет штормовых изменений уровня Балтийского моря// Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 200.

32. Савельев А. В. Расчет максимальных уровней редкой повторяемости

для побережья Охотского моря//Труды ДВНИИ. — 1984. — Вып. 11. 33. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровия Каспийского моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1972. — Вып. 94.

34. Уранов Е. Н. Анализ и прогноз хода фонового уровня на устьевом взморье реки Енисея//Труды ААНИИ. - 1976. - Т. 314.

35. У ранов Е. Н. Способ прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня на Турупинском перекате в дельте Енисея//Труды ААНИИ. — 1972. — Т. 306. 36. Шереметевская О. И. Естественные ортогональные функции полей

высот уровня Азовского и Балтийского морей//Труды Гидрометцентра СССР.— 1973. — Вып. 127.

37. Шереметевская О. И. Прогнозы непериодических изменений уровня Каспийского моря//Метеорология и гидрология. — 1964. — № 9.

38. Шереметевская О. И., Лунякова Л. Г. Опыт обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами уровня Каспийского моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Выл. 270. 39. Натоп В. V., Наппап Е. J. Estimating relations between time se-

ries//J. Geoprhys. Res. - 1963. - Vol. 68, N 21.

40. Heap's N. S. Storm surges, 1967-1982//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. -1983. — Vol. 74.

41. Ling C. H., Rasmussen L. A., Campbell W. J. A continuum sea ice model for a global climate model//In. Proc. of AIDJEX Symp. (Univ. of Washington Press). - 1980.

42. Timmerman H. Forecastring meteorological effects on water levels on a routine basis with a numerical model//Dt, Hydrol. z. — 1979. — N 35. 43. Wallace J. M., Gutzler D. F. Teleconnections in the geopotential

К главе 3

1. Абузяров З. К. Автоматизированный прогноз полей волнения в океане//Труды Гидрометцентра СССР. - 1985. - Вып. 270.

2. Абузяров З. К. Метод оперативного прогноза волнения в северной части Атлантического океана//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127.

3. Абузяров З. К. Морское волнение и его прогнозирование. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.

4. Абузяров З. К., Матушевский Г. В., Кабатченко И. М. Протноз волнения в океане на основе параметрической интегральной модели//Труды Гидрометцентра СССР. — 1991. — Выл. 314.

5. Бретшнай дер У. Л. Образование воли ветром на глубокой и мелкой воде//Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. — Л., 1970.

6. Ветер и волны в океанах и морях/Под ред. И. Н. Давидана. — Л.: Транспорт, 1974.

7. Ветровое волнение в Мировом океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985.

8. Ветровые волны: Сб. переводных статей/Под ред. Ю. М. Крылова. — М.: Изд-во ИЛ, 1962.

9. Виленский Я. Г., Глуховский Б. Х. Некоторые закономерности ветрового волнения//Труды ГОИН. — 1955. — Вып. 21 (41).

10. Виленский Я. Г., Глуховский Б. Х. Расчет трансформации элементов воли глубокого моря в мелководных зонах с постепенно убывающей глубиной//Труды океанографической комиссии. — 1961. — Т. XI.

11. Давидан И. Н., Лопотухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродянамический процесс. — Л.: Гидрометеонздат, 1978.

12. Давидан И. Н., Дженюк С. Л., Пасечник Т. А., Рожков В. А. Расчет спектральных характеристик ветрового волнения на основе численных и аналитических решений уравнения баланса волновой энергии в спектральной форме//Морские гидрофизические исследования. — 1975. — № 4.

13. Дженюк С. Л. Численный расчет вероятностных характеристик волн по полю ветра//Труды Гидрометцентра СССР. — 1976. — Вып. 164.

14. И ванов Б. Н. Модель адаптации расчета скорости ветра и высоты волк//Труды Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 292.

15. Красюк В. С. Графический способ расчета волнения в океанах и на морях//Труды Гидрометцентра СССР. — 1980. — Вып. 300.

16. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования ветровых воли. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

17. Кузьмин В. И., Стрекалов С. С. Расчет зыби при произвольных границах шторма//Труды Гидрометцентра СССР. — 1971. — Вып. 83.

18. Маккавеев В. М. О процессах возрастания и затухания воли малой длины и о зависимости высоты их от расстояния по наветренному расстоянию// Труды ГГИ. — 1937. — Вып. 5.

19. Матушевский Г. В. Исследование полей ветровых воли глубокого моря вблизи островов и в проливах//Труды ГОИН. — 1964. — Вып. 75.

20. Матушевский Г. В. Расчет максимальных высот ветровых воли в океанах и морях//Метеорология и гидрология. — 1978. — № 5.

21. Матушевский Г. В. Статистическая структура штормового волнения в океанах и морях//Труды ГОИН. — 1980. — Вып. 151.

22. Методические рекомендации по анализу и прогнозу полей волнения. — М.: Изд. ГМЦ СССР, 1984.

23. Методические указания № 19. Составление прогнозов ветрового волнения и зыби для морей и океанов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961.

24. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960.

25. Руководство по расчету параметров ветровых волн. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

26. Сиротов К. М. Прогнозы морских ветровых воли и локальные зависимости//Труды океанографической комиссии. — 1961.

27. Сиротов К. М., Дженюк С. Л. Прогнозы волн зыби по ее типовым полям//Метеорология к гидрология. — 1977. — № 9.

28. Сиротов К. М., Похил А. Э. К расчету ветровых волн, вызываемых тропическими циклонами//Метеорология и гидрология. — 1983. — № 10.

29. СНИП 2.06.04—82. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). — М.: Стройиздат, 1983.

30. Справочные данные по режиму ветров и волнения в океанах.— М.; Л.: Транспорт, 1956.

31. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения. — Л.: Гидрометеонздат, 1988.

32. Титов Л. Ф. Ветровые волны. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

33. Численные эксперименты со спектральной моделью расчета полей волнения/З. К. Абузяров, И. Н. Давядан и др.//Труды Гидрометцентра СССР. ---

1978. — Выл. 200. 34. Шишов Н. Д. К вопросу о расчете элементов ветровых волн на огра-1949. — № 1 ниченной глубине//Метеорология и гидрология. — 1949. — № 1.

35. Шулейкин В. В. Применение уравнения поля ветровых воли для прогностических целей//Труды океанографической комиссии. - 1960. - Т. 92.

36. Шулейкин В. В. Расчет развития, движения и затухания тропических циклонов и главных воли, создаваемых ураганами. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

37. Guide to wave Analysis and Forecasting//WMO. — 1988. — N. 702.

38. Hasselman K. A parametric wave prediction model//J. Phys Oceanogr. - 1976. - Vol. 6, N. 2.

К главе 4

1. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ: Пер. с англ. — М.: Физматгиз, 1963.

2. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод изучения и расчетов непериодических течений в море//Метеорология и гидрология. — 1960. — № 3. 3. Белов В. П., Филиппов Ю. Г., Шкудова Г. Я. Расчет режимных

характеристик морских течений по результатам применения численных гидродинамических моделей//Труды ГОИН. - 1981. - Вып. 156.

4. Белов В. П., Филиппов Ю. Г., Шлыгин И. А. Расчет водообмена через Керченский пролив//Метеорология и гидрология. — 1978. — № 2.

5. Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983.

6. Блатов А. С., Булгаков Л. П., Иванов В. А. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.

7. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

8. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море/А. В. Алексеев, Э. Н. Альтман, В. И. Блатов и др. — М.: Наука, 1989.
 9. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения.
 19. Пер. сангл. — М.: Мир, 1971.

10. Дуванин А. И. Волновые движения в море. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

11. Дуванин А. И. Приливы в море. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960.

12. Иванов К. К., Филиплов Ю. Г. Распространение динамически пасввной примеси в поверхностном слое моря//Океанология. — 1978. — № 3.

13. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической струкуры деятельного слоя океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

14. Козубская Г. И., Коняев К. В., Адаптивный спектральный анализ иучайных процессов и полей//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.— 1977. — T. 13, № 1.

15. Коняев К. В. Спектральный анализ случайных океанологических поей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.

16. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течеий в океане//Метеорология и гидрология. — 1970. — № 9.

17. Макаева О. С. Гармонический анализ приливов методом наименьших вадратов//Труды ГОИН. — 1981. — Вып. 138.

18. Марголинский Е. М. О вычислении гармонических постоянных воли рилива методом Дарвина//Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 319.

19. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость мирорго океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

20. Пересылкин В. И. Применение метода наименьших квадратов для гармонического анализа приливов//Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 319.

21. Писаренко В. Ф. Спектральная оценка максимальной энтропии и ее использование для определения частот гармоник//Вычислительная сейсмология. — 1975. — Вып. 8.

22. Рао К. Линейные статистические методы и их применение: Пер. с англ. — М.: Наука, 1968.

23. Руководство по гидрометеорологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. — М.: Гидрометеоиздат, 1972.

24. Руководство по обработке и предсказанию приливов. — Л.: Изд. Гидрографического управления ВМФ СССР, 1940.

25. Саркисян А. С. Основы теории и расчета океанических течений. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

26. Саускан Е. М. Изменчивость течений в Атлантическом океане и возможность их расчета//Труды Гидрометцентра СССР. — 1967. — Выл. З.

27. Сгибнева Л. А. Гидродинамическое моделирование приливов в окраинных морях//Исследование океанов и морей. Итоги, проблемы, перспективы. — М.; 1983.

28. Скриптунов Н. А. Течения в Невской губе в ледовый период и их расчет//Сб. работ Ленинградской ГМО. — 1977. — Вын. 9.

29. Скриптунов Н. А. Методика построения схем течений на устъевом взморье и в прибрежной зоне моря по эмпирическим материалам (Методическое письмо). — М.: Гидрометеоиздат, 1985.

30. Спидченко А. И. Применение ЭВМ для гармонического анализа наблюдений над приливами по методу Дудсона//Труды ГОИН. — 1975. — Вып. 126. 31. Соскии И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых тече-

31. Соскин И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых течений//Труды ГОИН. — 1962. — Вып. 70.

32. Таблица приливов на 1989 г. — Т. III: Зарубежные воды. Северный Ледовитый, Атлантический и Индийский океаны. — Л.: Изд. ГУНИО МО СССР, 1987.

33. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся течений. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.

34. Филиппов Ю. Г. Моделирование длинноволновых процессов в приближении двух- и трехслойной жидкости//Труды ГОИН. — 1988. — Вып. 188.

35. Филиппов Ю. Г. Некоторые результаты расчета неустановившихся течений в Азовском море//Труды ГОИН. — 1982. — Вып. 112.

36. Цвецинский А. С. Гидродинамическая модель приливных движений в Онежском заливе Белого моря//Труды ГОИН. — 1989. — Вып. 188.

37. A d m i r a l t y Tide Tables and Tidal Stream. — 1989. — Vol. 2.

38. Church J. A., Freeland H. T., Smith R. L. Coastal trapped waves on the east australian continental shelf. Part 1//J. Phys Oceanogr. - 1986. --Vol. 16, N 11.

39. Doodson A. T. The analysis of tidal observations//Phil. Trans. Roy. Soc. A. - 1927. - Vol. 227.

40. Franco A. Dos Santos. Harmonic Analysis of Tides Through Linear Combinations of Ordinates//The Intern. Hydrogr. Reviw. — 1966. — Vol. XLII, N 1.

41. Gezeiten tafeln fur das Jahr 1989, Band 11. Atlantisher und Indisher Ozean, Westkuste Sudemerikas. — Hamburg: Deutsches Hydrographiches Institut, 1988.

42. Godin G. The analysis of tides. — University of Toronto Press, 1972. 43. Jonella I. A. A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series//Deep-Sea Res. — 1972. — Vol. 19.

44. Johnson S. I. Andersen N. On power estimation in maximum entropy spectral analysis//Geophysics. — 1978. — Vol. 43, N 4.

45. Mooers C. M. K. A technigue for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series with emphasis on properties of polarised component and rotation invariants//Deep-Sea Res. — 1973. — Vol. 20.

and rotation invariants//Deep-Sea Res. — 1973. — Vol. 20. 46. Mysak L. A., Johnson E. R., Hsieh W. W. Baroclinic and barotropuc instabilities of coastal currents//J. Phys Oceanogr. — 1981. — Vol. 11, N 2.

47. Ulrych T. T., Clayton R. W. Time series modelling and maximum entropy//Phys of the Earth and Planetary Interiors. - 1976. - Vol. 12.

К главе 5

1. Абузяров З. К. О расчете полей ветра для прогноза волнения на морях и океанах//Труды Гидрометцентра СССР. - 1980. - Вып. 229.

2. Абузяров З. К. Прогноз слоя волнового перемешивания//Труды Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 161,

3. Абузяров З. К. Прогноз толщины изотермического слоя океана в период охлаждения//Труды Гидрометцентра СССР. — 1976. — Вып. 182. 4. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических

макропроцессов (на примере прогноза речного стока)//Труды ЛГМИ. — 1961. — Вып. 11.

5. Алехин Ю. М. Проблема причинности в гидрометеорологических прогнозах большой заблаговременности//Труды ЛГМИ. — 1969. — Вып. 35.

6. Антонов А. Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 7. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — М., 1974.

Атлас океанов. Тихий океан. — М., 1974.

9. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1957.

10. Белинский Н. А., Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Рас-чет распределения температуры воды по вертикали//Метеорология в гидрология. — 1963. — № 6.

11. Белов П. Н. Сборник упражнений по численным методам прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

 Бондаренко Н. Н. Моделирование вертикального распределения воды в сезонном термоклине//Труды ГОИН. — 1986. — Вып. 181. 13. Бондаренко Н. Н., Гаврилюк Р. В. Моделирование термической

структуры деятельного слоя океана для нужд рыбного хозяйства//Итоги науки и техники. Сер. Атмосфера, океан, космос. — Программа «Разрезы». — 1987. — Τ. δ

14. Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1976.

15. Ванин Н. С., Говор В. И., Рассадников Ю. А. Опыт автоматизации процесса обработки и архивации регулярной информации о температуре поверхности океана//Тезисы доклада Всесоюзного совещания «Исследование и рациональное использование биоресурсов ДВ и северных морей СССР». — Владивосток, 1985.

16. Глаголева М. Г. О возможности прогноза распределения температуры воды по площади//Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Выл. 51. 17. Глаголева М. Г. Учет аномалий температуры воздуха над океаном

в зимний период для прогноза температуры воды на поверхности океана детом (на примере Северной Атлантики)//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127.

18. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979.

19. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И., Большакова Е. В. Физико-статистический метод прогноза аномалии температуры воды в северной части Атлантического океана//Труды Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 294.

20. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана: Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

21. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы Арктике. — Л.: Гидрометеонздат, 1969.

22. Жамбю М. Иерархический кластер-анализ Пер, соответствия. И франц. — М.: Финансы и статистика, 1988.

23. Зеленько А. А., Нестеров Е. С. Объективный акализ температуры оверхностного слоя океана в Северо-Восточной Атлантике//Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Вып. 281.

24. Зилитинкевич С. С., Реснянский Ю. Д., Чаликов Д. В. Теоретическое моделирование верхнего слоя океана//Итоги науки и техники, Сер. Механика жидкости и газа. — 1978. — Т. 12.

25. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного сдоя океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

26. Калацкий В. И., Нестеров Е. С. К прогнозу температуры воды в океане//Труды Гидрометцентра СССР. — 1981. — Вып. 241.

27. Калацкий В. И., Нестеров Е. С. Численный прогноз термической структуры в океане с учетом влияния атмосферных процессов//Труды Гидрометцентра СССР. — 1980. — Выц. 229.

28. Каракаш А. И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море//Труды ЦИП. — 1957. — Вып. 57.

29. Кастин О. М., Жабина И. И., Степанов Ю. А. Банк гидрометеорологических данных «ПРОГНОЗ». — М.: Гидрометцентр СССР, 1985.

30. Кац С. А. Некоторые характеристики климатического вляяняя океанов на деформацию ПВФЗ умеренных широт//Труды ЦИП. — 1957. — Выл. 63.

31. Ќитайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1970. — № 2.

32. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течений в океане//Метеорология и гидрология. — 1970. — № 9.

33. Круглов А. А. Оценка эффективности учета осадков и испарения при расчете изменений температуры поверхности Северной Атлантики//Труды Гидрометцентра СССР. — 1988. — Вып. 300.

Гидрометцентра СССР. — 1988. — Вып. 300. 34. Кузнецов А. А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики. — Обнинск. ВНИИГМИ—МЦД. — 1982.

35. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография: Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

36. Ломакин А. Ф., Покудов В. В. Естественные ортогональные функции температуры поверхности северной части Тихого океана//Труды ДВНИИ.— 1984. — Вып. 111.

37. Ломакин А. Ф., Рассадников Ю. А. Адаптивная регрессионная схема краткосрочного прогноза температуры поверхности океана//Труды ДВНИГМИ. — 1980. — Вып. 80.

38. Ломакин А. Ф., Рассадняков Ю. А. Об одном методе краткосрочного прогноза температуры поверхности океана//Тезисы доклада V Всесоюзной конф. по промысловой океанографии. — Калининград, 1979.

39. Ломакин А. Ф., Рогачев К. А. Связь аномалий температуры северной части Тихого океана с атмосферными процессами. — Владивосток, Препринт, 1983.

40. Ломакин А. Ф., Рогачев К. А. Связь аномалий температуры северной части Тихого океана с атмосферными процессами в переходные сезоны// Метеорология и гидрология. — 1983. — № 11.

41. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

42. Мартазинова В. Ф. К вопросу об использовании аналоговых полей метеоэлементов для прогноза//Труды УКРНИИ. — 1986. — Вып. 219.

43. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года//Труды ЦИП. — 1966. — Выл. 156.

1966. — Выл. 156. 44. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. — М.: Наука, 1965.

45. Нестеров Е. С. Автоматизированный краткосрочный прогноз характеристик верхнего слоя океана//Труды Гидрометиентра СССР. — 1988. — Вып. 300.

46. Нестеров Е. С. К расчету термических характеристик верхнего слоя океана в период нагревания//Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Вып. 270.

47. Нестеров Е. С. О реакции верхнего слоя скеана на внетропический циклов//Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Выл. 281.

48. Нестеров Е. С. Расчет изменений термической структуры верхнего слоя океана при шторме//Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Вып. 270.

49. Нестеров Е. С. Расчет и прогноз температуры верхнего слоя Норвежского моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1988. — Вып 300

50. Нестеров Е. С. Численный прогноз термических характеристик верхнего слоя океана в Северной Атлантике//Труды Гидрометцентра СССР. - 1978.-Вып. 200.

51. Нестеров Е. С., Нечволодов Л. В., Секретова Л. П. Молелирование термической структуры деятельного слоя Норвежского моря//Труды ГОИН. — 1989. — Выл. 188.

52. Нечволодов Л. В. К проблеме моделирования структуры деятельного сдоя Северной Атлантики//Метеорология и гидрология. — 1988. — № 12.

53. Островский А. Г., Питербарг Л. И. Авторегоессионная модель поля аномалий температуры поверхности океана в Северной Атлантике//Океанология — 1985. — Выл. 3.

54. Пагава С. Т. Значение аналога при составлении долгосрочных прогнозов погоды//Метеорология и гидрология. — 1949. — № 5.

55. Привальский В. Е. Стохастические модели и предсказуемость некоторых океанологических процессов//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — 1982. — № 12.

56. Реснянский Ю. Д., Зеленько А. А. Автоматизированная схема прогноза температуры поверхностного слоя океана на 5 суток//Метеорология и гидрология. — 1987. — № 8.

57. Роднонов Д. Л., Коган Р. И., Голубева В. А. Справочник по математическим методам в геологии. — М.: Недра, 1987.

58. Руководство по месячным прогнозам погоды. — Л.: Гидрометео-

издат, 1972. 59. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Север-

60. Скриптунова Л. И. Прогноз средней пятидневной температуры воды на поверхности Северной Атлантики в теплую часть года//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127. 61. Слуцкий Е. Е. Сложение случайных величин как источник цикли-

ческих процессов: Избранные труды. --- М.: Изд-во АН СССР, 1960.

62. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря//Метеорология и гидрология. — 1961. — № 2,

63. Филюшкин Б. Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана//Океанологические исследования.— 1968.— № 19.

64. Храбров Ю. Б. Основные черты развития синоптических процессов естественных синоптических периодах//Труды ЦИП. - 1957. - Вып. 63.

65. Шапкина В. Ф. Прогноз температуры воды в районах течений Куросио, Цусимского и Приморского//Труды ЦИП, - 1959. - Выд. 91.

66. Шелутко В. А. Статистические модели и методы исследования многолетних колебаний стока. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.

67. Шереметевская О. И. Расчет температуры поверхности моря в теплую часть года//Труды ЦИП. — 1966. — Выя. 156.

68. Шишков Ю. А. Температурные аномалии в северной части Тихого океана//Океанология. — 1977. — Вып. 3.

69. Юзбашев М. М., Манелля А. И. Статистический анализ тенденций и колеблемости. — М.: Финансы и статистика, 1983.

70. Activities of JMA in Oceanography and maritime Meteorology.-Japan Meteorological Agency, 1979. 71. A d e m J. Numerical thermodynamical prediction of mean monthly ocean

temperatures//Tellus, - 1975. - Vol. 27, N 6.

72. Clancy R. M., Pollak K. D. A real-time synoptic ocean thermal ana-

lysis-forecast system//Progr. Oceanogr. — 1983. — Vol. 12. 73. Elsbery R. L. Garwood R. W. Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms//Bull. Amer. Met. Soc. — 1978. — Vol. 59, N 7.

74. Martin P. J., Harding J. M., Hawkins J. D., Clancy R. M. The FNOC TOPS/TEOTS ocean thermal forecast/analysis system//Nav. Res. Rev. --1985. — Vol. 37, N 1.

517

75, Mellor G. L., Durbin P. A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer//J. Phys. Oceanogr. - 1975. - Vol. 5, N 4.

76. Rossby G. G. Relation between variation in the intensity of the Zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of the action//J. of Mar. Res. - 1948, - Vol. 7.

77. Rossby G. G., Montgomery R. B. The layer frictional influence in wind and ocean current//Phys. Oceanogr. and Meteor. — 1934. — Vol. 3, N 3. 78. Saiki M., Manabe T. Methods on 10-day mean sea surface tempera-

ture prediction//J. of Meteorological Research. — 1987. — Vol. 39, N 4. 79. Stramma L., Cornillon P., Weller R. A., Price J. F., Briscoe M. G. Large diurnal sea surface temperature variability: satellite and in situ measurements//J. Phys. Oceanogr. - Vol. 16, N 5.

80. Tabata S., Boston N. E. I., Boyce F. M. The relation between wind speed and summer isothermal surface layer of water at ocean Station "P" in the eastern subarctic Pacific ocean//J. Geophys. Res. - 1965. - Vol. 70, N 16.

К главе 6

1. Андреев М. Д. Среднесрочный прогноз появления льда, очищения моря ото льда и толщины льда. — М., 1990. — Деп. в ВНИГМИ-МЦД 10.07.90, № 1011.

2. Арикайнен А. И. Прогноз весенних ледовых явлений в Анадырском заливе//Труды ААНИИ. — 1977. — Т. 346.

3. Арикайнен А. И., Ягубов И. М. Методика долгосрочного прогнозирования ледовитости Анадырского залива в мае//Труды ААНИИ. — 1977. — T. 346.

4. Бирюлин Г. М. К вопросу о прогнозировании ледовитости Охотского и Берингова морей//Труды ДВНИИ. - 1970. - Вып. 30.

5. Бубликова Ю. И. Дрейф льда на судоходных трассах, прилегающих к о. Сахалин//Труды ЦИП, -- 1965. -- Вып. 142.

6. Гирс А. А. Сущность основных форм атмосферной циркуляции и их роль в изменении гидрологических и ледовых явлений в Арктике//Труды ААНИИ. — 1952. — Т. 52.

7. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. -

Л.: Гидрометеонздат, 1981. 8. Зубакин Г. К., Зуев А. Н. Численный метод краткосрочного прогноза перераспределения льда в Баренцевом море для весение-летнего периода// Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Выл. 281.

9. Зуев А. Н. Численная модель для расчета скорости дрейфа и перераспределения льда в море//Труды ААНИИ. — 1983. — Т. 385.

10. Кан С. И. Долгосрочный прогноз экстремальной ледовитости Каспийского моря//Труды Гидрометцентра СССР. - 1975. - Вып. 161.

11. Кан С. И. Прогноз и расчет ледовых характеристик в Охотском море//

Труды ЦИП. — 1966. — Вып. 156. 12. Кан С. И., Тютнев Я. А., Лахтин И. Л., Щеголева Е. Н. О возможности использования карт барической топографии АТ500 для долгосрочных ледовых прогнозов на неарктических морях//Труды Гидрометцентра СССР. - 1967. - Вый. З.

13. Каракаш А. И. Взаимосвязь ледовитости моря и толщины льда в прибрежной зоне моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Вып. 270.

14. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР// Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Вып. 51.

15. Каракаш А. И. Предвычисление сезонного хода ледовитости Охотского моря//Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 255.

16. Каракаш А. И. Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей//Труды Гидрометцентра СССР. — 1975. — Выл. 161. 17. Каракаш А. И., Короб М. И. Долгосрочный прогноз ледовитости

неарктических морей//Труды Гидрометцентра СССР. — 1984. — Вып. 263.

18. Колесников А. Г. О скорости нарастания льда в море//Проблемы Арктики. — 1940. — № 10.

: |

19. Крындин А. Н. О соотношении между ледовитостью и толщиной льда в Балтийском море//Метеорология и гидрология. — 1957. — № 2.

20. Крындин А. Н. Роль температурного поля океана в формирования аномалий атмосферной циркуляции и аномалий в суровости зим на морях (на примере северо-западной части Тихого океана)//Труды НИИАК. — 1966. — Вып. 36.

21. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной пиркуляции//Труды ГОИН. — 1964. — Вып. 71.

22. Куцуруба А. И. Долгосрочный прогноз максимальной толщины льда на южных морях СССР//Труды Гидрометцентра СССР, — 1985. — Вып. 270,

23. Овсненко С. Н. О применении метода частиц в ячейках для численного моделирования дрейфа льда//Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 200.

24. Овсиенко С. Н. О численном моделировании дрейфа лъда//Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. — 1976. — Т. 12, № 11.

25. Оганесян В. В. Особенности ледового режима Аральского моря и возможность его прогнозирования//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127.

26. Плотняков В. В. Об одном методе вероятностного прогноза смещения кромки льда в Беринговом море//Метеорология и гидрология. -- 1984. ---№ 2.

27. Плотников В. В. Прогноз полей ледовых элементов в Охотском море физико-статистическим методом//Труды ДВНИИ. — 1982. — Вып. 96. 28. Плотников В. В., Фирсов П. Б. Прогноз смещения кромки льда

28. Плотников В. В., Фирсов П. Б. Прогноз смещения кромки льда в северной части Охотского моря физико-статистическим методом//Труды ДВНИИ. — 1981. — Вып. 83.

29. Плотников В. В., Якунин Л. П. Опыт разработки физико-статистической схемы прогноза площади зоны тяжелого льда в Охотском море// Труды ДВНИИ. — 1980. — Выл. 86.

30. Плотников В. В., Якунин Л. П. Применение физико-статистической модели для протноза ледовитости Охотского моря//Труды ДВНИИ. — 1980. — Вып. 87.

31. Саускан Е. М. Метод уточнения весенних ледовых прогнозов для южных морей//Труды ЦИП. — 1948. — Вып. 3(30).

32. Сергеева Л. Г. Методика прогнозирования весенних ледовых фаз в Куршском и Калининградском заливах//Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 255.

33. Скоков Р. М. К прогнозу взлома прилая//Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Выл. 270.

34. Столярова Г. А. К вопросу о расчете сплоченности льдов в Татарском проливе//Труды ДВНИИ. — 1975. — Вып. 50.

35. Столярова Г. А. Прогноз ледовитости Татарского пролива//Труды ДВНИИ. — 1976. — Выл. 62.

36. Тарбеев Ю. В. Роль ветра в процессах разрушения припая//Труды океанографической комиссии. — 1960. — Т. 7.

37. Тютнев Я. А. Долгосрочный прогноз сроков появления льда в прибрежных районах Черного и Азовского морей//Труды Гидрометцентра СССР. — 1971. — Вып. 83.

38. Тютнев Я. А. К методике долгосрочного прогноза сроков вскрытия и очищения от льда Японского моря//Труды ЦИП. — 1959. — Вып. 91.

39. Тютнев Я. А. О тяжелых ледовых условиях на Черном, Азовском и Каспийском морях зимой 1971/72 г.//Труды Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 119.

40. Тютнев Я. А. Расчет и прогноз ледовых явлений в некоторых портах Азовского и Черного морей//Труды ЦИП. — 1966. — Вып. 156.

41. Фролов Й. Е., Петров А. Г. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений//Труды ДВНИИ. — 1980. — Вып. 91.

42. Шереметевская О. И. Вероятностные характеристики сроков первого появления льда на морях Европейской территория СССР//Труды Гидрометцентра СССР. — 1976. — Вып. 182.

43. Шереметевская О. И. Долгосрочный прогноз скорости охлаждения воды до температуры замерзания на Баренцевом, Белом и Балтийском морях// Труды Гидрометцентра СССР. - 1981. - Вып. 241.

44. Шереметевская О. И. К вопросу о долгосрочном прогнозе продолжительности дедового сезона в портах северо-западных морей СССР//Труды Гидрометдентра СССР. - 1986. - Выл. 281.

45. Шереметевская О И. Усовершенствование статистического метода долгосрочного прогноза сроков очищения от льда морей Европейской территории СССР//Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 255.

46. Шереметевская О. И. Физико-статистический метод фонового долгосрочного прогноза появления льда на морях Европейской территории СССР// Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Выл. 200.

47. Шереметевская О. И., Пучков А. В. Пространственная корреляция сроков появления льда на морях Европейской части СССР//Труды Гидрометцентра СССР. - 1980. - Вып. 229.

48. Шестриков Н. П. К методике расчета таяния льда//Проблемы Арктики и Антарктики. --- 1964. --- № 15.

49. Щеголева Е. Н. Возможность предсказания суровости зим на Белом море//Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Выл. 127.

50. Эфроимсон В. О. Расчет нарастания льда в Азовском море//Труды Гидрометцентра СССР. - 1975. - Вып. 161.

51. Эфроимсон В. О. Схема расчета немонотонного изменения толщины

льда в неарктических морях//Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 194. 52. Эфроимсон В. О. Упрощенный метод расчета нарастания льда в Азовском море//Метеорология и гидрология. — 1975. — № 8.

53. Яковлев В. Н. К расчету кромки льда на навигационных трассах Охотского моря//Труды ЦИП. - 1965. - Вып. 142.

54. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях// Труды ДВНИИ. — 1979. — Вып. 77.

К главе 7

1. Атлас максимальных заплесков воли цунами. — Владивосток: Изд. ДВНИГМИ, МГИ АН УССР, 1978.

2. Бровиков И. С. Изменение элементов воли при их выходе на мелководье//Труды ГОИН. - 1960. - Вып. 50.

3. Борисенков Е. П., Панов В. В., Молчанов В. Н. Некоторые результаты теоретических расчетов интенсивного обледенения судов//Теоретические и экспериментальные исследования условий обледенения судов. — Л., 1971.

4. Буянов Н. Ф. Обледенение судов и борьба с ним//Транспортные возможности Тихого океана и их реализация. — Владивосток, 1976.

5. Васильева Г. В. Гидрометеорологические условия обледенения судов//Труды Гидрометцентра СССР. - 1971. - Вып. 87.

6. Го Ч. Н., Кайстренко В. М., Симонов К. В. Локальный долгосрочный прогноз цунами и цунамирайонирование. — Южно-Сахалинск: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1982.

7. Го Ч. Н., Кайстренко В. М., Пелиновский Е. Н., Симонов К. В. Количественкая оценка цунамиопасности и схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья СССР. Тихоокеанский ежегодник. — Владивосток: Изд. Дальневосточного отделения АН СССР, 1988.

8. Иконникова Л. Н. Атлас цунами. - М.: Изд. ДВНИГМИ, 1963.

9. Иконникова Л. Н. Опыт расчета элементов воли цунами//Труды ЦИП. — 1965. — Выл. 142.

10. Качурин Л. Г., Смирнов И. А., Гашин Л. И. Обледенение судов. — Л.: Изд. ЛПИ, 1980.

11. Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Дугинов Б. А. Физическая модель формирования длиннопериодных колебаний в поле ветровых волн//Труды Союзморниипроекта. — 1979. — № 52.

12. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Методические указания по предупреждению угрозы обледенения, судоб/Под ред. Е. П. Борясенкова и И. Г. Пчелко. — Л. Репрогр. ААНИИ, 1972, 14. Панов В. В. Обледенение судов//Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 334.

15. Проблемы пунами//Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР.— 1961. -- № 9.

16. Самусева Р. Н. Построение карты времени и перемещения волн цунами в районе Курильских островов//Труды МГИ АН УССР. — 1961. — Т. 24. 17. Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. — М.: Наука, 1974.

18. Стрекалов С. С., Дугинов Б. А. Метод расчета сейшевых коле-баний, вызывающих явление «тягуна» в порту//Труды Союзморниипроекта. —

1979. — № 52. 19. Тюрин А. П. Судоводителю об обледенении промысловых судов. — М.:

20. Цунамя 4-5 ноября 1952 г./Е. Ф. Саваренский, В. Г. Тищенко, А. Е. Святловский и др.//Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР. — 1958. — Nº 4.

21. Шехтман А. Н. Вероятность и интенсивность обледенения судов// Труды НИИАК. — 1968. — Вып. 50.

22. Shellard H. C. The Meteorological aspects of ice accretion on Ship// WMO. - 1974. - N 397.

К главе 8

1. Абузяров З. К., Сиротов К. М. Рекомендуемые курсы плавания судов в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

2. Волженков В. А. О выборе стандартных путей плавания судов в океане//Труды Гидрометцентра СССР. - 1983. - Вып. 255.

3. Гордиенко П. А., Бузуев А. Я., Сергеев Г. Н. Изучение ледяного покрова как среды судоходства//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1967. → Выл. 27.

4. Красюк В. С., Волженков В. А. Практический способ оценки эффективности рекомендаций о наивыгоднейших и безопасных путях плавания судов в океане//Труды Гидрометцентра СССР. - 1978. - Вып. 200.

5. Методические указания по оценке оправдываемости и эффективности рекомендаций по выбору наивыгоднейших и безопасных путей плавания судов в океанах. - М.: Гидрометцентр СССР, 1977.

6. Океанские пути мира. — Л.: Изд. УГС ВМФ, 1962.

7. Плавание судов в открытых водах Мирового океана наивыгоднейшими путями/З. К. Абузяров, Н. К. Бурова и др.//Труды ЦНИИНФ. — 1965. — Вып. 64.

8. Порядок гидрометеорологического обеспечения переходов, перегонов буксировок судов и плавсредств с ограниченной мореходностью в океанах И морях. — М.: Изд. Государственного комитета СССР по гидрометеорологии, 1988.

9. Романов А. А. Ледовые условия плавания в водах Антарктики (Научное обоснование и рекомендации)//Труды ААНИИ. - 1976. - Т. 335.

10. Руководство по расчету наивыгоднейших путей плавания судов на морях и океанах. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

К главе 9

 Красюк В. С. Экономическая эффективность предупреждений об опасных и особо опасных гидрометеорологических явлениях на морях//Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Выл. 256.

2. Методика определения экономической эффективности использования гидрометеорологической информации в народном хозяйстве. — Л.: Изд. ГГО, 1985.

3. Положение о порядке составления и передачи предупреждений о возникновении стихийных (особо опасных) гидрометеорологических и гелиогеофизических явлений и экстремально высоком загрязнении природной среды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

оглавление

| Предисловие | 3 |
|--|------------|
| Глава 1. Общие основы морских гидрологических прогнозов | 5 |
| | |
| | 10 |
| 1.2. Организация служоы морских гидрологических прогнозов | 10 |
| 1.2.1. Служба предупреждений об опасных и стихийных гид- | |
| рометеорологических явлениях на морях и океанах | 12 |
| 192 Опракизация Службы предупреждения о пунами на | |
| Тистически и служи предупрежиения в цунами на | 15 |
| Тихоокеанском пооережье России | 10 |
| 1.2.3. Специализированное обслуживание | - 17 |
| 1.3. Взаимодействие океана и атмосферы | 22 |
| 131 Тепловой баланс моря | 24 |
| | 27 |
| 1.3.2. Расчет Грансформации воздуха над океаном | 20 |
| 1.3.3. Водный раланс моря | |
| I.4. Исходные данные | 32 |
| 1.4.1. Система сбора гидрометеорологической информации | - 33 |
| | 34 |
| | U - |
| 1.4.5. метеорологические прогнозы и их использование в опе- | 95 |
| ративной практике службы морских прогнозов | 50 |
| 1.4.4. Объективный анализ полей температуры поверхности | |
| OKeana | |
| | |
| 1.4.9. Построение и анализ карт температуры поверхности | |
| океана на основе комплексного использования спутни- | |
| ковой и судовой информации | 41 |
| 1.4.6. Расчет ветра над морем | 43 |
| 147 Аналия карт воднения | 56 |
| | |
| 1.5. Спосооы количественного представления тидрометсорологиче- | 62 |
| ских кривых и полеи | 00 |
| 1.5.1. Индексы атмосферной циркуляции Н. А. Белинского | 64 |
| 1.5.2. Аналитическое представление гидрометеорологических | |
| | 67 |
| | |
| 1.6. Средства математического анпарата статистики, используе- | 01 |
| мые при разработке методов морских прогнозов | 01 |
| 1.6.1. Основные положения теории вероятностей | 83 |
| 6.2. Корредяция | - 89 |
| | 94 |
| 1.6.3. Корреляционно-спектральный анализ временных ридов | 101 |
| 1.6.4. Оценка качества и эффективности метода прогнозов | 101 |
| | |
| Глава 2. Методы расчетов и прогнозов колебаний уровня моря | 106 |
| 2.1. Основные факторы, обусловливающие колебания уровия | |
| | |
| | • |
| 2.2. Danancobbin Merod donnor Vicenska inder Hoove ypound Samkny | 107 |
| тых морен (на примере Каспииского моря) | 100 |
| 2.2.1. Прогноз уровня Каспийского моря | 100 |
| 2.2.2. Оценка метода прогноза | 114 |
| 2.3 Метол долгосрочного прогноза знака изменения уровня | |
| | 116 |
| Аспанского моря с заонаговременностью около двух мет | - |
| 2.4. Физико-статистические методы краткосрочных прогновов | 191 |
| уровня моря | 121 |

| 2.4.1. Методы эффективных градиентов и аналитического представления полей функцией координат x, y. 2.4.2. Расчет и прогноз опасных подъемов уровня методом спектральной регрессии 2.4.3. Прогнозы уровня в категорической и вероятностной форме. 2.5. Численные гидродинамические методы прогноза сгонно-на- | |
|---|-------------------|
| 2.5.1. Двухмерные модели прогноза штормовых нагонов . | 151 |
| 2.5.2. Грехмерные моделя прогноза штормовых нагонов 2.6. Оперативный прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня | 155 |
| 2.6.1. Типизация процессов | 155 155 158 |
| Глава 3. Методы расчета и прогноза статистических характеристик вет- | 100 |
| | 100 |
| 3.2. Основные соотношения классической теории волнового | _ |
| движения | 164 |
| 34 Статистика ветповых воли | 168 |
| 3.5. Физические основы методов прогноза ветрового волнения | 173 |
| 3.6. Зависимость статистических характеристик волн от про- | 100 |
| должительности действия ветра и разгона | 183 |
| 3.8. Методы прогноза волн, основанные на решении уравнения | 100 |
| Маккавеева | 189 |
| 3.8.1. Автоматизированный прогноз волнения | 195 |
| И ВОЛН. | 197 |
| 3.9. Прогноз волнения на основе численного решения уравне- ния баланса спектральной энергии волн | 202 |
| 3.9.1. Метод прогноза волн, освованный на аналитическом | |
| решении уравнения баланса спектральной энергии . 392. Методы основавные на инслевном решении уравне- | 203 |
| ния баланса спектральной энергии волн | 207 |
| 3.10. Параметрические модели численного прогноза ветрового | 900 |
| 3.10.1. Спектральная параметрическая модель ветрового | 203 |
| волнения СПО ГОИНа | 214 |
| 3.10.2. Интегральная параметрическая модель ветрового | 916 |
| 3.11. Эмпирические методы прогноза волнения | 220 |
| 3.11.1. Эмпирические формулы | |
| 3.11.2. Физико-статистический метод прогноза волнения | 000 |
| в Северной Атлантике | 222 |
| 3.12. практические методы и приемы расчета и прогноза воля 3.12.15. Универсальная номограмма пля расчета ветра и | 240 |
| волн на глубокой воде в мелководье | |
| 3.12.2. Расчет элементов волн эыби | 233 |
| 3.13. Расчет трансформации и рефракции волн на мелководье | 235 |
| 3.14. Расчеты волн в зонах холодных фронтов | 243 |
| 3.15. Расчеты ветра и волн в тропических ураганах | 244 |
| 3.16. Прогноз волн по локальным зависимостям | 247 |
| 3.17. Приемы и методы качественной оценки ожидаемого вол- | 940 |
| | 213 |

| Глава 4. | Me | годы расчета и прогноза морских течений и приливов | 252 |
|----------|---------------|--|-------------|
| | 4.1. | Крупномасштабные течения | - |
| | | ставляющей морских течений | |
| | | 4.1.2. Определение параметров межгодовой, сезонной и си- | 054 |
| | 49 | НОЯТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕЧЕНИИ | 256 |
| | 4.2. | 421 Гилполинамические метопы расчета и прогноза мезо- | 200 |
| | | масштабных течений | |
| • | | 4.2.2. Прогноз течений в открытом море по эмпирическим | _ |
| | | соотношениям | 26 0 |
| | | 4.2.3. Основные причины возникновения и прогноз течений | 969 |
| | | В ПРОЛИВАХ, | 264 |
| | | 425 Плогноз мезомасштабных течений на основании режим- | 201 |
| | | но-статистических характеристик | 265 |
| | 4.3. | Методы определения характеристик приливных колебаний | _ |
| | | уровня и течений и их предвычисление | 267 |
| | | 4.3.1. Приливные явления в Мировом океане (основные тер- | 071 |
| | | мины и определения) | 271 |
| | | 4.5.2. Георетические основы методов, использующихся при анализе и расчете приливных лвижений | 277 |
| | | unamine a protote apartonina gouronant e e e e e | |
| Глава 5. | Про | эгноз термической структуры вод морей и океанов | 300 |
| | 5.1. | Краткосрочный гидродинамический прогноз термической | |
| | | структуры деятельного слоя океана | 301 |
| | | 5.1.1. Описание моделей | 302 |
| | | ол.2. Определение начальных и граничных условии в опе- | 305 |
| | | 513 Пример прогноза | 306 |
| | 5.2, | Автоматизированные системы краткосрочного прогноза ха- | |
| | | рактеристик верхнего слоя океана | 3 09 |
| | | 5.2.1. Система ВМФ США | 311 |
| | - 2 | 5.2.2. Система Росгидрометдентра | _ |
| | 0.0. | ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ТЕМ- | 315 |
| | | 5.3.1. Прогноз распределения температуры воды по вер- | 0.00 |
| | | тикали | |
| | | 5.3.2. Прогноз температуры поверхностного слоя океана | |
| | | с заблаговременостью 5—10 сут | 317 |
| | 5.4. | Эмпирические методы расчета характеристик деятельного | 210 |
| | 5 5 | | 0.0 |
| | 0.0. | долгосрочным гидродинамический прогноз температуры и | 321 |
| | 5.6. | Физико-статистические методы долгосрочного прогноза тем- | |
| | | пературы воды | 325 |
| | 5.7, | Адаптивный регрессионный метод прогноза декадной тем- | 0.37 |
| | | пературы воды в Тихом океане | 321 |
| | | 5.7.1. Сбор, обработка и оценка качества исходной инфор- | 328 |
| | | 579 Изменливость температуры волы в зоне субарктиче- | • |
| | | ского фоонта в Тихом океане | 331 |
| | | 5.7.3. Модель авторегрессии | 333 |
| | _ | 5.7.4. Алгоритм и схема прогноза | - 336 |
| | 5. 8 , | Долгосрочный прогноз аномалии температуры поверхност- ного слоя северо-западной части Тихого океана | 341 |
| Глава б | Пъ/ | ПЕЛЗЫ ТАЛЛЕЫЧ УСПЛЕНИЙ НА КАЗНИТИПАРКИХ МЛВЯХ | 350 |
| | 6 1 | Havenute | 353 |
| | 6.2 | гиходные данные,,, | 355 |
| | | - Participation a chevrence and | |

!

| 6.2.1. Прогнозы осенних ледовых фаз | 361 365 393 396 404 406 411 426 429 |
|---|---|
| Глава 7. Прогнозы стихийных гидрометеорологических явлений | 434 |
| 7.1. Прогнозы интенсивного обледенения судов в море 7.2. Прогноз цунами 7.3. Прогноз тягуна | 444 458 |
| Глава 8. Составление рекомендаций о наивыгоднейших и безопасных пу- | 470 |
| 8.1. Предварательные работы перед проводкой судов по нан- | 470 |
| выгоднейшим и безопасным путям | 479 |
| о.2. проводка судов по наивыгодненшим и оезопасным путям 8.2.1. Запрос на обслуживание | 472 |
| 8.2.2. Методы выбора наивыгоднейшего и безопасного пути и разработка рекоменлации | 473 |
| 8.2.3. Прогнозы по рекомендованному пути | 482 |
| 8.2.4. Слежение за судном и изменения первоначально реко- мендованного пути | 484 |
| 8.2.5. Автоматизированная система расчета оптимальных курсов (АСРОК) судов в Тихоокеанском бассейне . 8.2.6. Особенности гидоометеородогического обеспечения пе- | 486 |
| регонов и буксировок объектов с ограниченной море- | 100 |
| 8.2.7. Оценка эффективности использования рекомендаций | 489 |
| 8.2.8. Оценка безопасности (благоприятности) условий пла- вания судна | 491 |
| 8.2.9. Проводка судов рекомендуемыми курсами в полярных областях | 493 |
| Глава 9. Оценка экономического эффекта от использования морских гид- рологических прогнозов в народном хозяйстве | 49 6 |
| 9.1. Общие положения 9.2. Оценка экономического эффекта от использования кратко- срочных морских прогнозов и штормовых предупреждений об опасных и стихийных гидоометеопологических явлениях | _ |
| погоды и состоянии моря | 498 |
| фекта от использования краткосрочных морских прогнозов 9.4. Упроценный способ оценки | 504 506 |
| Список литературы | 509 |

ĥ

Производственно-техническое издание

РУКОВОДСТВО ПО МОРСКИМ ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

Редактор Л. Л. Лентовская. Художественный редактор Б. А. Бураков. Художник И. А. Мазур. Технический редактор Н. В. Морозова, Корректор О. В. Андреева

H/K

ЛР № 020228 от 08.10.91.

Сдано в набор 23.08.93. Подписано в печать 15.03.94. Формат 60×90¹/на. Бумага типографская № 1. Литературиая гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 33,0. Кр.-отт. л. 33,0. Уч.-изд. л. 38,13. Тираж 800 экз. Индекс ОЛ-16. Заказ № 133.

Гидрометеоиздат. 199397. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Ордена Трудового Красного Знамени ГП «Техническая книга» типография № 8 Мини^и формлечати РФ. 190000, г. Санкт-Петербург, Прачечный пер., д. 6.

