К. И. Кудрявая
Е. И. Серяков
Л. И. Скриптунова

МОРСКИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Под редакцией
д-ра геогр. наук проф. К. И. КУДРЯВОЙ
и д-ра физ.-мат. наук Ю. В. НИКОЛАЕВА

27576

Допущено
Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника
для студентов гидрометеорологических институтов
и университетов, обучающихся
по специальности океанология

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ • ЛЕНИНГРАД • 1974

УДК 551.466.33+467.3.03

В учебнике излагаются современные методы краткосрочных и долгосрочных морских гидрологических прогнозов различных элементов режима моря. Приводятся краткие сведения об их истории развития. Указываются формы и методы гидрометеорологического обслуживания народного хозяйства и оценивается его экономическая эффективность.

Учебник написан с учетом новейших достижений в области получения, сбора, обработки и анализа гидрометеорологической информации.

Предназначен для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов по специальности океанология, а также может быть использован специалистами службы морских прогнозов.

The modern methods of the short- and long-term sea hydrological forecasts for various elements of the sea regime are considered in this course. The history of their development is cited briefly. The forms and methods of the hydrometeorological service of the national economy are pointed out and its economic efficiency is estimated.

The course is based on the latest advances in the acquisition, collection, treatment and analysis of the hydrometeorological data.

The course is intended for the students of the hydrometeorological institutes and geographical departments of the universities specialized in oceanology and may by used by the scientists working in the field of the sea forecasts.

К $\frac{20806\text{-}185}{069\ (02)\text{-}74}$ 03-74

©Гидрометеоиздат, 1974 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Часть первая

ОСНОВЫ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ И ИНФОРМАЦИЙ

Глава I. **Задачи морских гидрологических прогнозов и информаций** . . 5

§ 1. Краткие сведения о развитии морских гидрологических прогнозов в СССР . . . . . —
§ 2. Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства . . . 8
§ 3. Морская гидрометеорологическая информация 10
§ 4. Сведения, получаемые с искусственных спутников Земли 13
§ 5. Развитие службы морских гидрометеорологических информаций 14

Глава II. **Обработка и анализ гидрометеорологических наблюдений** . . 15

§ 1. Первичная обработка гидрометеорологических наблюдений . . . —
§ 2. Нахождение и анализ зависимостей между случайными величинами 18
§ 3. Криволинейные статистические связи 23
§ 4. Подбор аналогов 25
§ 5. Климатологические, вероятностные и инерционные методы прогнозов 28
§ 6. Оценка точности прогностических уравнений (методов) 30
§ 7. Заблаговременность гидрологических прогнозов 33
§ 8. Физико-статистический метод прогноза 34

Глава III. **Основные показатели атмосферных процессов, используемые в морских прогнозах** 36

§ 1. Основные принципы прогнозирования . . . . . —
§ 2. Приемы учета атмосферной циркуляции . . . . . —
§ 3. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов 44

Часть вторая

ОСНОВЫ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Глава IV. **Общие принципы разработки методов краткосрочных прогнозов** 60

§ 1. Кратковременная изменчивость гидрологических элементов. Краткосрочные прогнозы . . . . . —
§ 2. Роль метеорологического прогноза 62

§ 3. Использование в морских гидрологических прогнозах уравнений теплового и энергетического балансов 63
§ 4. Методы расчета составляющих теплового баланса 65
§ 5. Расчет трансформации воздуха над морем 73

Глава V. **Краткосрочные прогнозы течений** 77

§ 1. Основные определения и понятия о морских течениях . . . . . —
§ 2. Некоторые выводы из теории морских течений 78
§ 3. Эмпирические соотношения для расчета скорости течения по скорости ветра 81
§ 4. Расчет скорости течения по заданному полю плотности воды и полю атмосферного давления 87
§ 5. Прогноз течений в открытом море по заданному полю атмосферного давления 88
§ 6. Прогноз течений в проливах и заливах 91

Глава VI. **Прогнозы волнения** 93

§ 1. Значение прогнозов волнения . . . . . —
§ 2. Некоторые сведения о морских волнах 94
§ 3. Развитие морских волн. Волнообразующие факторы 96
§ 4. Методы расчета элементов волн глубокого моря и на мелководье 98
§ 5. Методы оперативного составления прогнозов волнения для акваторий океанов 102
§ 6. Рекомендуемые курсы плавания судов 111

Глава VII. **Краткосрочные прогнозы непериодических колебаний уровня** 115

§ 1. Причины, вызывающие непериодические колебания уровня . . . —
§ 2. Градиентный метод прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня 117
§ 3. Метод суточного прогноза непериодических колебаний уровня . 122
§ 4. Правила предупреждения о высоких и низких уровнях для некоторых морей СССР . . . . . —
§ 5. Прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня для арктических морей 123
§ 6. Прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня, основанный на учете полей атмосферного давления 124
§ 7. Численные методы расчета штормовых нагонов 130
§ 8. Невские нагонные наводнения и методы их предсказания 133

Глава VIII. **Краткосрочный прогноз температуры воды** 138

§ 1. Причины, обусловливающие изменения температуры воды . . . . —
§ 2. Прогноз температуры воды в прибрежных районах 140
§ 3. Прогноз температуры воды в период осенне-зимней конвекции 142
§ 4. Прогноз распределения температуры воды по вертикали 144
§ 5. Расчет толщины изотермического слоя и средней глубины залегания слоя скачка 154
§ 6. Прогноз распределения температуры воды по площади 156
§ 7. Прогноз некоторых термических характеристик в промысловых районах океана 157
§ 8. Схема прогноза температуры воды на основе учета взаимодействия океана и атмосферы 158

Глава IX. **Прогнозы ледовых явлений** 159

§ 1. Значение прогнозов ледовых явлений . . . . . —
§ 2. Прогнозы осенних ледовых явлений 160
§ 3. Прогнозы появления льда в открытом море 163

§ 4. Прогноз положения кромки льда 166
§ 5. Прогноз перераспределения льдов в арктических морях 170
§ 6. Прогнозы весенних ледовых явлений 172

Часть третья

ОСНОВЫ МЕТОДОВ ДОЛГОСРОЧНЫХ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Глава X. **Особенности долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов режима моря** 176

§ 1. Общие сведения . . . . . —
§ 2. Основные закономерности, используемые в долгосрочных морских прогнозах 177
§ 3. Основные гипотезы, положенные в основу методики сверхдолгосрочных прогнозов 179

Глава XI. **Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды** 184

§ 1. Физические основы формирования поля температуры воды в море (океане) . . . . . —
§ 2. Прогноз температуры воды в слое конвективного перемешивания 192
§ 3. Долгосрочные прогнозы температуры воды, основанные на учете характера атмосферной циркуляции 193
§ 4. Использование колебаний температуры воздуха в средней тропосфере для прогноза температуры воды 201
§ 5. Компонентно-гармонический метод сверхдолгосрочных прогнозов 204
§ 6. Генетический метод сверхдолгосрочных прогнозов, основанный на учете космо-геофизических сил 207
§ 7. Динамико-статистический метод прогноза макропроцессов 211
§ 8. Численные методы долгосрочного прогноза температуры воды . . 216
§ 9. Океанологические основы промысловых прогнозов 218

Глава XII. **Долгосрочные прогнозы ледовых явлений** 223

§ 1. Общие сведения о ледовых явлениях . . . . . —
§ 2. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений 226
§ 3. Прогнозы зимних ледовых явлений 234
§ 4. Долгосрочные прогнозы весенних ледовых явлений 245

Глава XIII. **Особенности научно-оперативного обслуживания и ледовых прогнозов для арктических морей** 251

§ 1. Научно-оперативное обслуживание летней навигации в Арктике —
§ 2. Процессы формирования ледяного покрова в арктических морях 252
§ 3. Ледовый баланс 254
§ 4. Долгосрочные прогнозы сроков окончательного разрушения припая 261
§ 5. Долгосрочные прогнозы распределения льда 267
§ 6. Методы прогноза сроков ледообразования, применяемые в научно-оперативных группах 270
§ 7. Навигационные рекомендации 276

Глава XIV. **Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы уровня моря (на примере Каспийского моря)** 278

§ 1. Многолетние колебания уровня замкнутых морей и их влияние на отрасли народного хозяйства . . . . . —
§ 2. Причины колебаний сезонных и годовых величин уровня Каспийского моря 279

§ 3. Метод прогноза осеннего хода уровня Каспийского моря 280
§ 4. Использование синоптико-климатологического метода для прогноза уровня Каспийского моря 282
§ 5. Метод прогноза среднегодового уровня Каспийского моря на 5—6 лет вперед 285
§ 6. Методы сверхдолгосрочных (перспективных) прогнозов уровня Каспийского моря 287
§ 7. Расчет вероятностных значений уровня Каспийского моря 289

Глава XV. **Расчет будущих изменений солености внутренних морей СССР** 292

§ 1. Соленость морской воды . . . . . —
§ 2. Расчет солености вод моря для стационарных условий 293
§ 3. Расчет солености для нестационарных условий 294
§ 4. Расчет солености по величине речного стока 296

Заключение 298

Список литературы 301

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс «Морские гидрологические прогнозы» читается в гидрометеорологических институтах, государственных университетах, в высших инженерных морских училищах и техникумах. В созданных ранее учебных пособиях Н. А. Белинского [15], К. И. Кудрявой [51] и А. А. Зверева [61] были изложены наиболее распространенные методы составления морских гидрологических прогнозов по отдельным элементам режима моря, а также указаны наиболее удобные и доступные способы прогнозов в условиях оперативной работы. Эти пособия сыграли, несомненно, положительную роль в деле подготовки молодых специалистов океанологов.

За последнее время научно-исследовательская и оперативная работа в области морских прогнозов приняла новые формы: появились новые расчетные схемы, значительно шире стали рассматриваться вопросы взаимодействия атмосферы и океана.

Все это вызвало необходимость создания нового учебного пособия, которое соответствовало бы современной учебной программе и в котором учитывались бы результаты новейших исследований по морским прогнозам.

Курс «Морские гидрологические прогнозы» делится на три части.

В первой части излагаются основы морских гидрологических прогнозов и информаций, дается их определение. Приводятся краткие сведения о развитии морских гидрологических прогнозов, указываются формы и методы гидрометеорологического обслуживания народного хозяйства и оценивается его экономическая эффективность. Рассматриваются основные методы составления и проверки прогнозов и информаций по элементам режима моря.

Во второй части даются физические основы и конкретные методы краткосрочных морских прогнозов. Оценивается роль прогнозов погоды при составлении краткосрочных прогнозов различных элементов режима моря. Рассматриваются современные методы прогнозов непериодических колебаний уровня, течения, волнения, температуры воды и ледовых явлений.

В третьей части излагаются физические основы долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов по тем же элементам режима моря. Изучается роль инерции в процессах, происходящих в гидросфере. Рассматриваются различные способы учета атмосферных процессов, происходящих в период, предшествующий времени прогнозируемого явления, приводятся методы долгосрочных прогнозов элементов режима моря с использованием исходных данных, получаемых в момент составления прогноза, а также методы прогнозов с использованием прогнозируемых гидрометеорологических характеристик. Подчеркивается все возрастающая роль расчетных методов прогнозов, основанных на уравнениях теплового и ледового балансов морских водоемов или отдельных их частей.

В разделе о сверхдолгосрочных прогнозах большое внимание уделяется циклическим колебаниям солнечной активности, их связи с процессами общей циркуляции атмосферы, а также с многолетними колебаниями уровня моря, ледовитости и температуры воды.

Отмечаются недостатки применяемых методов морских прогнозов и указываются некоторые возможные пути их улучшения.

Учебник предназначен для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов по специальности океанология, а также может быть использован специалистами службы морских прогнозов.

Работа над книгой была распределена между авторами следующим образом: предисловие и гл. I, II, III написаны К. И. Кудрявой; § 3 гл. III и гл. IV, V, VIII, IX и XV — Л. И. Скриптуновой; гл. VI — З. К. Абузяровым, гл. VII — К. И. Кудрявой при участии Е. И. Серякова и С. И. Кан; гл. X — К. И. Кудрявой и Е. И. Серяковым; гл. XI, XIII и XIV — Е. И. Серяковым; гл. XII — К. И. Кудрявой при участии Ю. П. Доронина; заключение составлено К. И. Кудрявой.

Авторы выражают благодарность научным сотрудникам Гидрометцентра СССР, ААНИИ, МГУ и ЛГМИ, принимавшим участие в обсуждении рукописи и давшим ряд ценных замечаний.

Часть первая

ОСНОВЫ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ И ИНФОРМАЦИЙ

Глава I. ЗАДАЧИ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ И ИНФОРМАЦИЙ

§ 1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗВИТИИ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ В СССР

Первые попытки предсказать морские явления относятся к далекому прошлому. Однако низкий уровень знаний, отсутствие систематических наблюдений и теоретической базы для научного обоснования морских гидрологических прогнозов мешали созданию и развитию методов морских гидрологических прогнозов.

Только в начале XX в., когда начались регулярные экспедиционные исследования сначала на арктических, а затем на северных, южных и дальневосточных морях, появилась возможность разработки методов морских гидрологических прогнозов по отдельным элементам режима моря.

В развитии морских гидрологических прогнозов большое значение имели организационные мероприятия, важнейшим из которых явился известный декрет, подписанный В. И. Лениным в 1921 г., об организации Плавучего морского научно-исследовательского института. Основной задачей этого института было систематическое изучение морей Севера и сбор материалов наблюдений.

Полученные этим институтом данные позволили советским ученым приступить к разработке методов гидрологических морских прогнозов. Уже в 1923 г. В. Ю. Визе опубликовал первый прогноз ледовитости Баренцева моря.

Предшественники Визе в области ледовых прогнозов Нансен и Лесгафт считали, что в основном на состояние льдов оказывают влияние метеорологические условия того района, для которого дается прогноз, а на состояние арктических льдов влияет тепло атлантических вод.

В. Ю. Визе установил, что на состояние льдов влияют также метеорологические условия, наблюдающиеся далеко за пределами того района, для которого составляется прогноз, в результате чего

колебания ледовитости арктических морей являются следствием колебания общей циркуляции атмосферы.

Для учета особенностей атмосферной циркуляции в отдельные годы Визе использовал типизацию барических карт, назвав этот способ методом барических шаблонов. Для количественной оценки он широко пользовался методом двойной и множественной корреляции. Такой подход позволил ему найти ряд прогностических зависимостей, которые были использованы в оперативной работе.

В дальнейшем последователи идей Визе стали вводить в прогностические зависимости показатели метеорологических и гидрологических характеристик, наблюдаемых в различных районах земного шара.

Большое значение для развития методики морских прогнозов имели работы Н. Н. Зубова. Изучая тепловые и динамические процессы в морях и океанах, Зубов разработал ряд теоретических и эмпирических формул, позволяющих предвычислять температуру воды поверхностного слоя, скорость и направление течения.

Большое внимание в своих исследованиях Зубов уделял изучению ледового состояния морей. Он впервые ввел классификацию льдов полярного бассейна, изучал скорость и направление дрейфа льда, явления ледообразования и нарастания льда и др.

На основании полученных данных им были составлены многочисленные таблицы, схемы и выведены количественные показатели, характеризующие ледовое состояние моря при различных условиях. Касаясь важнейшего вопроса — изменения количества плавучих льдов в арктических морях, Зубов подчеркивал, что большое влияние на распределение льдов в этих морях оказывает температура атлантических и тихоокеанских вод. Н. Н. Зубову также принадлежит инициатива организации стандартных разрезов через Гренландское море.

Интересными в области морских прогнозов являются работы В. В. Шулейкина, посвященные изучению взаимодействия океана и атмосферы. Шулейкин впервые указал на большое значение расчетов теплового баланса в ледовых и термических прогнозах. Вслед за работами Визе, Зубова и Шулейкина появилось большое число работ, уточняющих и развивающих выдвинутые ими гипотезы.

В настоящее время методы морских гидрологических прогнозов разрабатываются в ряде научных учреждений, в управлениях Гидрометслужбы, в высших учебных заведениях, а также в институтах морского рыбного хозяйства, океанографии и в их многочисленных филиалах.

В развитии морских гидрологических прогнозов можно выделить пять основных периодов: первый (начальный) период характеризуется исследованиями отдельных ученых. Эти исследования были разрозненными и носили эпизодический характер.

Начало второго периода относится к 1938 г., когда было проведено первое Всесоюзное совещание по морским гидрометеорологическим прогнозам. На этом совещании обсуждались основные

организационные вопросы по обслуживанию народнохозяйственных организаций морскими прогнозами и информациями. В результате обсуждения был составлен план по дальнейшему развитию научной работы. Это совещание положило начало новому этапу в прогностической деятельности, а обслуживание народного хозяйства получило конкретные формы.

Третий период в развитии морских прогнозов относится к военному времени (1941—1945 гг.), когда вся Гидрометслужба была включена в состав Вооруженных Сил СССР и работала на нужды фронта. В этот период появилась необходимость в разработке новых прогностических зависимостей для отдельных элементов режима моря, повысились требования к точности и заблаговременности прогнозов и информаций. Большинство научных работников, которые ранее занимались только исследовательской работой, стали непосредственно составлять самые разнообразные морские прогнозы по запросам народнохозяйственных и военных организаций.

В четвертый послевоенный период пришлось восстанавливать разрушенные в войну гидрометстанции и прерванные наблюдения, пополнять подразделения гидрометслужбы новыми кадрами. В этот период появилась необходимость в расширении сети станций наблюдений и решении ряда теоретических вопросов.

Пятый, современный период развития морских гидрологических прогнозов связан с развитием электронной вычислительной техники и широким использованием физико-математического аппарата.

В настоящее время основными научными и оперативными центрами по морским прогнозам являются Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ) и Гидрометцентр СССР (ГМЦ). В этих учреждениях широко проводится прогностическая работа на основе исследования изменчивости гидрометеорологических элементов режима моря как в отдельных районах, так и на значительных акваториях. При этом большое внимание уделяется численным методам прогнозов.

Особенно успешно в последнее время ведется работа по обслуживанию гидрометеорологическими информациями народнохозяйственных и военных организаций. Для составления информации используются данные регулярных гидрометеорологических наблюдений, а также материалы наблюдений «ледовых патрулей», авиаразведки, дрейфующих станций (СП), радиовех и дистанционных автоматических радиометеорологических станций (ДАРМС). Кроме того, используются фотосъемки подстилающей поверхности с искусственных спутников Земли.

За последнее время шире стала проводиться работа по составлению рекомендуемых курсов судам, плавающим в океанах, на основании синоптической и гидрологической обстановки. Появились методы, с помощью которых можно предсказать опасные явления, в частности обледенение судов, опасные уровни, нагромождения плавучих льдов и др.

За рубежом, так же как и в СССР, первые прогнозы были связаны с ледовыми явлениями. Международная служба ледовых наблюдений и ледового патруля начала свою систематическую работу с начала XX в., обеспечивая сведениями о распространении айсбергов в северной части Атлантического океана.

Ледовые наблюдения для военных целей широко проводились в Германии в период второй мировой войны. На основании полученных данных наблюдений строились ледовые карты и составлялись краткосрочные ледовые прогнозы по Балтийскому, Баренцеву и другим морям. В США первыми были составлены прогнозы непериодических колебаний уровня, ветровых волн, зыби и прибоя, а также штормов и траекторий их движения. Ледовые прогнозы появились значительно позже.

Методы предсказания температуры воды наиболее интенсивно разрабатываются в Японии.

Исследования зарубежных ученых представляют большой интерес как в научном отношении, так и в практическом. Однако морские гидрологические прогнозы в целом, разработанные в Советском Союзе, занимают первое место в мире.

§ 2. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства направлено на удовлетворение запросов о состоянии моря и погоды от различных организаций, деятельность которых связана с мореплаванием, рыбным промыслом, морским строительством, сельским хозяйством и обороной страны.

Подразделения Гидрометслужбы совместно с народнохозяйственными организациями заранее составляют так называемые планы обслуживания, в которых указываются, какие гидрометеорологические сведения и в какие конкретные сроки интересуют ту или иную обслуживаемую организацию.

Кроме того, некоторые сведения о море и погоде запрашиваются эпизодически. Такие сведения необходимы при вводе судов в порт и при выводе из порта, при перегонке землеснарядов и караванов судов, а также в том случае, когда решается вопрос о необходимости сопровождения караванов судов ледоколами. Эти сведения необходимы и при установке судов на якорных причалах, и при аварийных работах в портах и в открытом море. Ответы на запросы передаются в письменном виде или по телефону, телеграфу, радио. Следует заметить, что несвоевременные ответы на запросы могут стать причиной бедствия или аварии.

Служба погоды и служба морских прогнозов и информаций в Советском Союзе является частью общегосударственной Гидрометеорологической службы, возглавляемой Главным управлением гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР.

Основными задачами службы погоды и службы морских прогнозов и информаций являются систематические наблюдения за гидрометеорологическими явлениями и обеспечение всех заинтересованных организаций гидрометеорологическими информациями, предупреждениями об опасных явлениях и прогнозами.

Важнейшую работу по обслуживанию центральных партийных и правительственных органов ведут Гидрометцентр СССР и ААНИИ. Огромная сеть станций, относящихся к местным и центральным подразделениям Гидрометслужбы, получив первичные материалы наблюдений, немедленно сообщает их в органы службы прогнозов и информаций, а оттуда они передаются в народнохозяйственные организации и Гидрометцентр СССР.

Информационные гидрометеорологические сведения, поступающие с береговых и судовых станций, содержат данные о следующих гидрометеорологических характеристиках: температуре воды и воздуха, давлении воздуха, состоянии льдов, видимости, направлении и скорости ветра, волнении, уровне моря, облачности и др. В телеграммах судовых станций, кроме этих сведений, передаются координаты точки, в которой производились наблюдения, а также сообщается направление и скорость движения судна.

Результаты наблюдений, выполняемых экспедиционными судами, дополнительно содержат сведения о температуре воды, солености, содержании кислорода в воде, скорости и направлении течений по горизонтам.

По данным авиационной разведки получают сведения о распределении льдов, положении кромок неподвижного и плавучего льдов, густоте льдов по маршруту, форме льдов и их возрасте, торосистости, разрушенности, особенности распределения льда. В некоторых случаях, когда возникает необходимость, запрашивают со станций дополнительные сведения, не предусмотренные систематическими передачами.

Систематические наблюдения производятся в 3, 9, 15 и 21 час по московскому времени. Наблюдения за опасными явлениями производятся и передаются во внеочередное время по мере необходимости. К опасным явлениям относятся: наводнения, при которых подвергаются затоплению прибрежные территории и населенные пункты, резкие падения уровня, представляющие опасность для судоходства в мелководных районах, штормы, цунами, сжатие и нагромождение льдов и др. Своевременные предупреждения об опасных явлениях помогают сохранить материальные ценности и предотвратить ненужные жертвы.

Все многочисленные сведения о состоянии гидрометеорологических характеристик, запрашиваемые народнохозяйственными организациями, можно объединить в три основные вида: 1) многолетний гидрометеорологический режим различных явлений, 2) состояние моря и погоды в текущий период времени и 3) состояние моря и погоды в будущем.

Наиболее просто составляются ответы в первом и втором случаях. Для этого в учреждениях Гидрометслужбы имеются

достаточно полные архивы наблюдений за предшествующий период времени, различные гидрометеорологические пособия, атласы, справочники и карты, в которых обобщаются данные многолетних наблюдений для океанов, морей и отдельных районов моря, таблицы средних, минимальных и максимальных значений явления, а также повторяемости и обеспеченности различных значений. Хорошее знание имеющейся справочной литературы является непременным условием успешного и быстрого обслуживания нужд народного хозяйства. Сведения о текущем состоянии моря получают из непосредственных наблюдений. Совокупность всех этих сведений обычно называют морской гидрометеорологической информацией.

В практическом отношении наиболее важное значение имеют научно обоснованные предсказания изменений гидрологических характеристик, т. е. морские гидрологические прогнозы. Эти прогнозы широко используются во всех народнохозяйственных организациях, деятельность которых связана с морем.

Для составления прогнозов производится сбор и обработка исходных данных. Тщательно анализируется гидрометеорологическая обстановка, сложившаяся к моменту составления прогноза. Так как изменчивость элементов режима моря находится в зависимости от состояния погоды (или атмосферных процессов), то в основе всякого гидрометеорологического прогноза лежит учет метеорологической обстановки в настоящее и последующее время.

Морские гидрологические прогнозы составляются по следующим основным элементам режима моря: температуре воды, ледовым условиям, течениям, волнению и уровню. Они составляются для моря в целом или для конкретного района, в зависимости от запроса. В прогнозе сообщается с определенной вероятностью количественная или качественная характеристика предсказываемого явления и указывается время его наступления.

Составление и выпуск прогнозов является наиболее важной и ответственной работой всей службы прогнозов.

Таким образом, гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства сводится к составлению морской гидрометеорологической информации за прошедшее или настоящее время и морских гидрологических прогнозов.

§ 3. МОРСКАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ

В основе составления морской гидрометеорологической информации лежит работа по сбору и систематизации данных наблюдений, полученных от сети береговых, островных и судовых гидрометстанций, морских экспедиций, авиаразведок и разведок с метеорологических спутников Земли. Кроме того, для составления информаций используются сведения, получаемые в соответствии с международными соглашениями из других государств.

Для передачи данных гидрометеорологических наблюдений применяются цифровые коды. Наблюдения обычно зашифровываются в виде групп, состоящих из пяти цифр. Каждому гидрометеороло-

гическому элементу соответствует постоянное место в определенной группе, а каждая группа имеет свое определенное место в коде. Смысловое значение чисел, применяемых для кодирования отдельных гидрометеорологических элементов, определяется с помощью таблиц и пояснений, содержащихся в кодах.

На основе полученных данных составляются гидрометеорологические карты (рис. 1), которые затем анализируются, составляются обзоры состояния моря и погоды. Так как обзоры составляются по запросам народнохозяйственных организаций, входящих

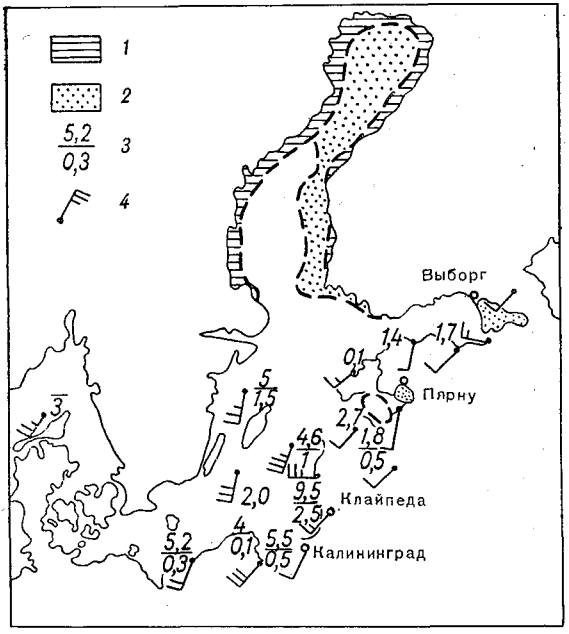


Рис. 1. Гидрометеорологическая карта.

1 — кромка неподвижного льда, *2* — кромка плавучих льдов, *3* — температура воздуха (числитель) и температура воды (знаменатель) в °С, *4* — скорость и направление ветра.

в план обслуживания, то специалист должен иметь четкое представление о специфике работы каждой обслуживаемой организации. Иногда требуются лишь численные значения отдельных гидрометеорологических элементов, например, сроки первого появления льда, среднемноголетние или экстремальные значения и др. Такие сведения сводятся в специальные таблицы, подобные табл. 1.

Сведения о ледовом состоянии в море в конкретный момент времени целесообразнее представлять в виде ледовой карты (рис. 2).

Таблица 1

Сроки первого появления льда на Белом море

Станция	Дата в текущем году	Многолетние даты		
		ранняя	средняя	поздняя
Архангельск	20/X	5/X	31/X	23/XI
Онега	24/X	9/X	5/XI	22/XI
Зимнегорский маяк	24/XI	2/XI	25/XI	15/I
Инцы	26/XI	28/X	28/XI	10/I
Мезень	20/X	2/X	27/X	18/XI
Сосновец	6/XII	27/X	4/XII	24/I
Моржовец	26/XI	12/XI	25/XI	27/XII
Жижгин	20/XI	25/X	3/XII	12/I
Кузомень	16/XI	14/X	8/XI	25/XII
Гридино	29/XI	20/X	22/XI	25/XII
Кандалакша	20/X	10/X	31/X	20/XI
Терско-Орловский маяк	26/XII	1/XI	20/XII	26/I

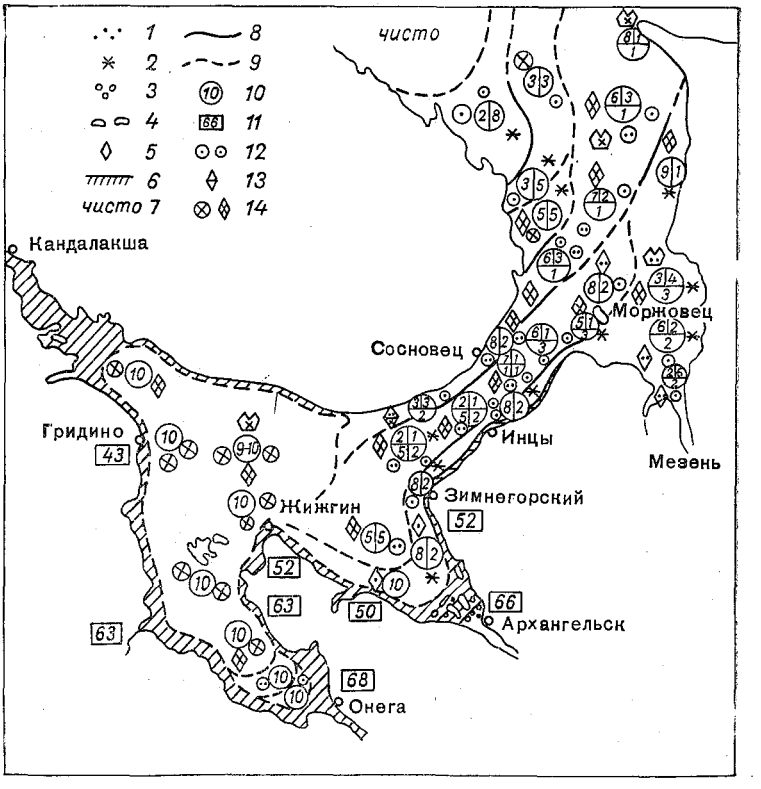


Рис. 2. Ледовая карта Белого моря.

1 — сало, шуга, снежура, *2* — блинчатый лед, *3* — мелкобитый лед, *4* — куски льда, *5* — обломки полей, *6* — припай, *7* — чистая вода, *8* — кромка плавучих льдов, *9* — предполагаемая кромка, *10* — густота льда, *11* — толщина льда, в см, *12* — серый лед, *13* — серо-белый лед, *14* — белый лед.

От полноты материалов наблюдений зависит качество гидрометеорологической информации, на основании которой планируется разнообразная работа народнохозяйственных и военных организаций. Прежде всего необходимо правильно выбрать район, а соответственно этому и станции, по которым должны собираться материалы наблюдений: станции должны быть репрезентативными, правильно отражающими режим того или иного района моря.

§ 4. СВЕДЕНИЯ, ПОЛУЧАЕМЫЕ С ИСКУССТВЕННЫХ СПУТНИКОВ ЗЕМЛИ

В настоящее время при составлении морской гидрологической информации, особенно о ледовом состоянии моря, широко используются сведения, получаемые с искусственных спутников Земли и метеорологических ракет. По полученным фотоснимкам метеорологи изучают преобразование воздушных течений, обнаруживают центры циклонов, выявляют линии атмосферных фронтов, распределение и формы облачности над земным шаром. С помощью спутников определяют зоны грозовой деятельности, зоны выпадения осадков и много других важных для метеорологов элементов. По этим же сведениям можно получить данные и для океанологов. На фотоснимках, если не мешает облачность, хорошо фиксируется береговая линия морей и океанов, положение кромки льдов, границы льдов различной сплоченности, очертание крупных полыней и разводий, а в некоторых случаях — формы и размеры ледяных полей. По этим снимкам со спутников можно также находить каналы чистой воды в дрейфующем льду. Вся эта информация используется при составлении ледовых карт. Особенно большой интерес представляют данные спутниковых наблюдений в арктических морях, так как с их помощью можно получить сведения о состоянии льда в тех районах, которые не охвачены ледовой авиаразведкой.

В настоящее время с помощью спутников проводятся геофизические, геодезические, метеорологические и другие исследования. В связи с этим появились новые возможности и для комплексного изучения некоторых вопросов гидрологического режима морей и океанов. Спутники дают возможность охватить мгновенной съемкой огромные пространства морей и океанов, что невозможно осуществить другими средствами.

С созданием специальных океанологических искусственных спутников, очевидно, появится возможность изучения не только ледового состояния морей и океанов, а всего комплекса явлений, происходящих в море: теплых и холодных течений, колебаний уровня, приливных явлений, образования и развития волнения, изменения теплового баланса и различных биологических и геологических процессов.

В настоящее время по снимкам с метеорологических спутников можно установить связь вихревой облачности с районами

штормового волнения в Северной Атлантике, что позволит определять зоны штормового волнения, их границы, размеры, пути перемещения и развития. Данные эти могут быть использованы при составлении штормовых предупреждений и оповещений для судов, находящихся в море, а также при составлении рекомендуемых курсов для проводки судов.

§ 5. РАЗВИТИЕ СЛУЖБЫ МОРСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИНФОРМАЦИЙ

Для лучшего обеспечения народного хозяйства морскими гидрометеорологическими сведениями о состоянии морей необходимо более четко наладить контакт между подразделениями Гидрометслужбы и заинтересованными в этих сведениях организациями. К составлению гидрометеорологических информаций, обзоров и прогнозов предъявляются все большие и большие требования. На основании полученных гидрометеорологических данных планируются и выполняются различными народнохозяйственными учреждениями и предприятиями особо важные работы. Вот почему как в УГМС, так и на станциях, где ведутся основные наблюдения, необходимо все время повышать квалификацию сотрудников и постоянно улучшать качество наблюдений, которое зависит также и от приборов, с помощью которых производятся наблюдения. Поэтому поверка и создание новых приборов для наблюдений характеристик режима моря является также одной из первостепенных задач.

Большое значение для обработки гидрометеорологической информации имеет введение в практическую работу электронных вычислительных машин (ЭВМ), позволяющих в короткие отрезки времени не только обрабатывать огромные количества наблюдений, но и производить их систематизацию и анализ. В последнее время вводятся новые приборы, новые средства и способы наблюдений, новые методы обработки и передачи данных, например: радиолокационные приборы для гидрометеорологических наблюдений, светолокаторы, автоматические станции, устанавливаемые в отдаленных местностях, факсимильные способы передачи готовых карт погоды и других сведений по телеграфу и радио.

Однако все перечисленные технические усовершенствования могут быть введены в действие после большой и кропотливой работы специалистов гидрометеорологов. Вся работа Гидрометеорологической службы представляет собой простой и четко определенный технологический процесс, началом которого являются наблюдения, а результатом — информации, прогнозы и справочные издания.

Следует заметить, что гидрометеорологическая информация имеет большое значение не только в обслуживании народного хозяйства, но и является основой любого прогноза. Все исходные данные, которые используются в прогнозе, как гидрологические,

так и метеорологические, берутся из информации. Поэтому как бы хорошо ни был разработан метод прогноза, успешность его всегда зависит от качества информации.

Глава II. ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

§ 1. ПЕРВИЧНАЯ ОБРАБОТКА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Простейшей первичной обработкой природных наблюдений является их систематизация. Массовый материал наблюдений распределяется в определенной последовательности, подсчитываются

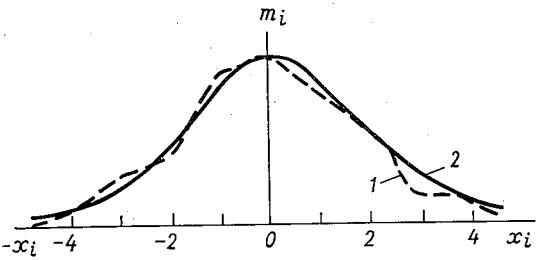


Рис. 3. Полигон (*1*) и кривая распределения (*2*).

повторяемости каждого значения изучаемого явления. В случае большого числа наблюдений и большой изменчивости изучаемой величины все данные предварительно разбиваются на группы (классы) и подсчитываются повторяемости признака, находящегося в каждом классе. Результаты записываются в таблицы, в которых приводится значение признака и его повторяемости. Такие таблицы называются таблицами распределения (табл. 2). Обычно по данным таблиц распределения строят графики распределения (гистограммы, полигоны), при большом числе испытаний полигоны и гистограммы приближаются к плавной кривой, называемой кривой распределения (рис. 3). В другом случае строятся графики

Таблица 2

x_i	m_i	$\sum' m_i$
x_1	m_1	m_1
x_2	m_2	$m_1 + m_2$
. . .	. . .	. . .
x_n	m_n	$m_1 + m_2 + \ldots + m_n = n$

по накопленным повторяемостям (огива). Эта кривая в пределе стремится к сглаженной интегральной кривой распределения (рис. 4).

Гистограмма, полигон и кривая распределения строятся на основании данных первой и второй граф, огива и интегральная кривая — на основании данных первой и третьей граф табл. 2.

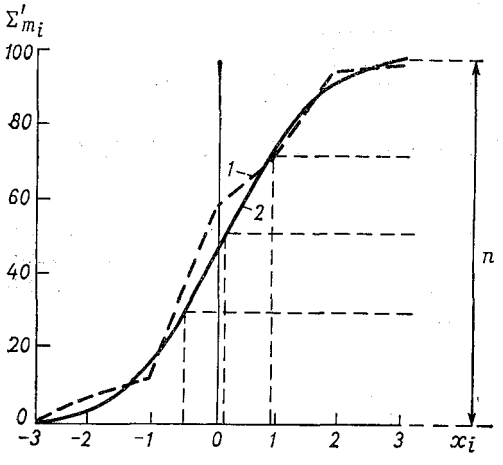


Рис. 4. Огива (*1*) и интегральная кривая распределения (*2*).

Каждому статистическому распределению соответствуют определенные значения статистических характеристик. К простейшим из них относятся среднеарифметическая величина $\bar{x}$ и среднеквадратичное отклонение σ. Для вычисления этих характеристик существуют многочисленные приемы, таблицы, формулы, графики, применяемые в практической работе при разном числе наблюдений и при разной изменчивости явления, которая хорошо определяет вид кривой распределения (рис. 5). Из рисунка видно, что при одном и том же значении среднеарифметической ($\bar{x}_1=\bar{x}_2=\bar{x}_3$) вид кривой изменяется за счет σ ($\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$).

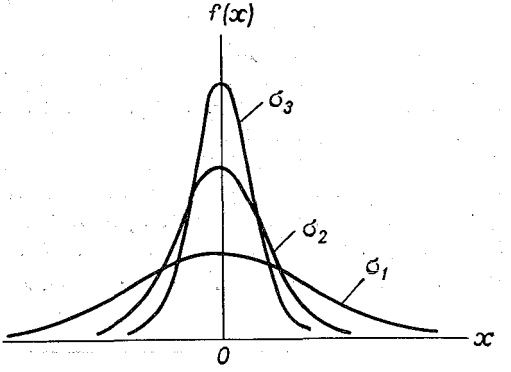


Рис. 5. Характер изменчивости явлений при $\bar{x}_1=\bar{x}_2=\bar{x}_3$ и $\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$.

При вычислении параметров распределения $\bar{x}$ и σ встает вопрос о том, какое число наблюдений нужно для определения этих параметров и какую погрешность мы делаем, находя их из определенного числа наблюдений. Рассмотрим этот вопрос хотя бы по отношению к вычислению среднеарифметической величины $\bar{x}$.

Пусть результат каждого наблюдения допускает вероятное отклонение, равное $\pm\varepsilon_i$. Тогда вероятное отклонение среднеарифметической величины выразится следующим образом.

$$\varepsilon_{\bar{x}}=\frac{\sqrt{n\varepsilon_i^2}}{n}=\frac{\varepsilon_i}{\sqrt{n}}; \qquad (1)$$

т. е. среднеарифметическое из n наблюдений имеет вероятное отклонение в $\sqrt{n}$ раз меньше, чем каждое отдельное наблюдение.

Величина $\varepsilon_{\bar{x}}$ называется средней ошибкой среднеарифметического значения. Таким образом, взяв среднеарифметическое из нескольких наблюдений, мы уменьшаем вероятное отклонение этой величины и получаем для нее более точное значение.

Полезно заметить, что в практике часто приходится сравнивать между собой характер изменчивости явлений, имеющих разную размерность, например, температура и давление воздуха, осадки и скорость ветра и т. д. В этих случаях удобно перейти к относительным мерам, т. е. ввести новую случайную величину, являющуюся отношением x_i к ее среднему значению $\bar{x}$. Такой прием получил особенно широкое применение в гидрологии. Тогда новая величина

$$\xi_i = \frac{x_i}{\bar{x}},$$

среднее значение

$$\xi = \frac{\sum \xi_i}{n} = 1, \tag{2}$$

а

$$\sigma_\xi^2 = \frac{\sum (\xi_i - 1)^2}{n} = \frac{\sigma_i^2}{\bar{x}^2}, \tag{3}$$

где σ_i — дисперсия x, а σ_ξ — дисперсия ξ.
Отсюда

$$\sigma_\xi = \frac{\sigma}{\bar{x}}. \tag{4}$$

Эту величину часто обозначают v, выражают в процентах и называют коэффициентом вариации, или коэффициентом изменчивости:

$$v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100.$$

При обработке данных гидрометеорологических наблюдений большое значение имеют экстремальные величины, т. е. максимальные и минимальные значения изучаемого явления (x_{max} и x_{min}). Хотя эти величины в распределении имеют минимальные вероятности (повторяемости), тем не менее они в ряде случаев представляют большой интерес. С их помощью можно определить характер изменчивости данного явления, а значит, как будет показано ниже, и возможную точность прогноза. Разность между максимальным и минимальным значениями называется природной амплитудой и обозначается A.

Часто в практической работе вычислением этих простейших характеристик ограничиваются. Однако в последнее время как при

2 Заказ № 289
Ленинградский Гидрометеорологический ин-т БИБЛИОТЕКА
277576

обработке наблюдений, так и в прогнозах стали шире использоваться сложные статистические методы. В частности, более полное исследование изучаемой величины связано с оценкой ее функции распределения. Несмотря на всю важность этих разделов вычислительной математики, здесь не представляется возможным их изложение. Тем более что в последнее время в печати появилось много руководств, в которых приводятся основы теории случайных функций и использования их в гидрометеорологии. Можно лишь отметить, что опыт часто ставит перед практикой такие задачи, которые еще не разрешены в математической статистике или разрешаются при помощи сложных математических приемов, не всегда доступных практику. Поэтому умение для практических целей провести систематизацию данных гидрометеорологических наблюдений, дать анализ самого распределения повторяемостей и вычисления его простейших параметров — часто более полезно, чем вычисление большого числа сложных параметров.

§ 2. НАХОЖДЕНИЕ И АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТЕЙ МЕЖДУ СЛУЧАЙНЫМИ ВЕЛИЧИНАМИ

Прогностические зависимости между изучаемым явлением и определяющими факторами могут быть получены различными способами. Чаще всего их находят путем построения и анализа графиков, используя для этого материалы наблюдений. Выявленные связи представляются в виде соответствующих уравнений. Такие уравнения в свое время были получены различными авторами для прогноза сроков вскрытия и замерзания на отдельных морях и станциях, температуры воды и воздуха, количества осадков, ледовитости, толщины льда, колебаний уровня и других элементов режима моря.

Для оформления связей обычно применяют метод корреляции, с помощью которого можно получить количественную оценку связи сопоставляемых величин, определить надежность найденной связи, а также указать степень влияния каждого аргументирующего фактора. Конкретность этого метода, его объективность и простота вычислений привлекают внимание многих исследователей. В результате появилось множество корреляционных связей между метеорологическими и гидрологическими характеристиками, имеющими прогностическое значение. Эти связи использовались раньше и используются сейчас в практической работе. Однако следует помнить, что применение корреляции возможно лишь тогда, когда выяснена физическая сущность связи между отдельными переменными и прогнозируемым явлением. Метод корреляции рассматривается лишь как способ выражения числом найденной и физически обоснованной зависимости. Поэтому надо очень осторожно использовать этот метод для отыскания влияющих факторов.

Нахождение уравнения связи методом корреляции сводится к следующему. Допустим, что на некоторую гидрологическую ха-

рактеристику y влияет метеорологическая или гидрологическая характеристика x, наблюденная в предшествующий или сопутствующий период времени, причем эта связь имеет физическое обоснование. Требуется найти уравнение, связывающее эти две величины, в виде

$$y=f(x)\pm\sigma \tag{5}$$

с указанием степени его точности ($\pm\sigma$).

В последнее время для увеличения точности расчетных величин оценку уравнения (5) в некоторых случаях производят в долях среднеквадратичного отклонения, например $\pm 0{,}8\sigma$; $\pm 0{,}6\sigma$ и т. д., а иногда в долях амплитуды, например $\pm {}^1/_5 A$.

Пользуясь графическими способами, предварительно устанавливают характер связи и в зависимости от этого выбирают приемы вычислений. В случае линейной связи двух переменных по имеющимся рядам наблюдений величин y и x составляется таблица, по данным которой вычисляются основные параметры: $\overline{x}$, $\overline{y}$, σ_x, σ_y и r_{xy} (табл. 3).

Таблица 3

№ пп	y_i	x_i	Δx_i	Δy_i	Δx_i^2	Δy_i^2	$\Delta x_i \Delta y_i$	Проверка	
								$\Delta x_i + \Delta y_i$	$(\Delta x_i + \Delta y_i)^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	y_1	x_1	Δx_1	Δy_1	Δx_1^2	Δy_1^2	$\Delta x_1 \Delta y_1$	$\Delta x_1 + \Delta y_1$	$(\Delta x_1 + \Delta y_1)^2$
2	y_2	x_2	Δx_2	Δy_2	Δx_2^2	Δy_2^2	$\Delta x_2 \Delta y_2$	$\Delta x_2 + \Delta y_2$	$(\Delta x_2 + \Delta y_2)^2$
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
n	y_n	x_n	Δx_n	Δy_n	Δx_n^2	Δy_n^2	$\Delta x_n \Delta y_n$	$\Delta x_n + \Delta y_n$	$(\Delta x_n + \Delta y_n)^2$
Сумма	$\sum_2$	$\sum_3$	—	—	$\sum_6$	$\sum_7$	$\sum_8$	—	$\sum_{10}$

Для вычисления указанных параметров используются известные формулы

$$\overline{x}=\frac{\sum x_i}{n},\quad \overline{y}=\frac{\sum y_i}{n},\quad \sigma_x=\sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}},\quad \sigma_y=\sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}};$$

$$r_{xy}=\frac{\sum \Delta x\,\Delta y}{\sigma_x \sigma_y n}; \tag{6}$$

$$E=\pm 0{,}67\frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \tag{7}$$

где r — коэффициент корреляции, оценивающий связь между двумя переменными ($0 \leqslant |r_{xy}| \leqslant 1$); чем больше коэффициент корреляции, тем надежнее связь; E — вероятное отклонение r.

Можно вычислить коэффициент корреляции иначе.

Предположим, что имеются некоторые значения x_i и y_i, и пусть n_{xy} — частота повторений каждой пары значений x и y. Тогда можно вычислить ковариации c_{xy} величин x и y по формуле

$$c_{xy}=\frac{\sum n_{xy}(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{n}, \tag{8}$$

где $(x-\bar{x})$ и $(y-\bar{y})$ — отклонения значений x и y от их средних величин ($\bar{x}$ и $\bar{y}$).

В этом случае коэффициент корреляции равен:

$$r=\frac{c_{xy}}{\sigma_x\sigma_y}. \tag{9}$$

Ковариацию c_{xy} можно вычислить по более удобной формуле:

$$c_{xy}=\frac{\sum n_{xy}xy}{n}-\bar{x}\bar{y}. \tag{10}$$

Используя формулу (10), можно вычислить среднеквадратичные отклонения σ_x и σ_y:

$$\sigma_x=\sqrt{\frac{\sum n_x x^2}{n}-\bar{x}^2},$$

$$\sigma_y=\sqrt{\frac{\sum m_y y^2}{n}-\bar{y}^2},$$

где n_x и m_y — частоты соответствующих значений x и y.

Используя полученные численные значения основных параметров, решается вопрос о целесообразности дальнейших вычислений. Первоначально определяется надежность связи. Связь считается достаточно надежной, если коэффициент корреляции достаточно велик ($|r|\geqslant 0{,}80$) и, кроме того, если он не менее чем в 6—10 раз больше своего вероятного отклонения E ($r/E>6$).

Необходимость вычисления критерия надежности вызвана тем, что не всегда высокий коэффициент корреляции является показателем надежной связи между явлениями. Так, при коротких рядах наблюдений высокий коэффициент корреляции иногда является лишь результатом случайного совпадения. Ряд считается достаточно длинным, если вероятное отклонение E, являющееся функцией числа наблюдений, достаточно мало, т. е. $\frac{r}{E}>10$. Если при данном ряде неравенство не соблюдается, то необходимо увеличить ряд наблюдений. Известно также, что коэффициент корреляции может быть достаточно высоким при вычислении его по ряду наблюдений за один период и весьма низкий при вычислении за другой период. Очевидно, это может случиться вследствие изменения связи от одного периода к другому. Другими словами, связь между прогнозируемым элементом и определяющим фактором является неустойчивой. Поэтому необходимо проверить, будет ли найденный коэффициент корреляции изменяться от увеличения или уменьшения ряда наблюдений.

Существуют два способа проверки устойчивости связи. Первый способ состоит в следующем. Разделив весь ряд наблюдений на две части, вычисляют отдельно для каждой части коэффициенты корреляции r_1 и r_2 и соответствующие вероятные отклонения E_1 и E_2. Если модальная разность между коэффициентами корреляции не превосходит суммы их вероятных ошибок, т. е. если

$$|r_1 - r_2| < E_1 + E_2, \tag{11}$$

то связь устойчива. Следовательно, неравенство (11) является критерием устойчивости.

Второй способ проверки устойчивости связи заключается в сравнении коэффициентов корреляции двух частей ряда r_1 и r_2 с коэффициентом корреляции всего ряда r. Если значения r_1 и r_2 не выходят за пределы значений $r \pm E$, то связь устойчивая.

Таким образом, если установлено, что связь надежная, устойчивая и коэффициент корреляции достаточно велик, то можно найти уравнение связи

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

Это уравнение удобно записывать в отклонениях от средних величин

$$y - \bar{y} = a(x - \bar{x}).$$

Степень надежности связи определяется сравнением наблюденной величины $y_н$ с вычисленной $y_в$ по уравнению:

$$y - \bar{y} = r\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(x - \bar{x}). \tag{12}$$

Ошибка между наблюденными данными и вычисленными определяется величиной $\pm\varepsilon_i$. Обычно она выражается в долях от амплитуды данного явления или среднеквадратичного отклонения. Для удобства расчеты производятся по следующей форме:

№ пп	$y_{i\text{н}}$	$y_{i\text{в}}$	$\pm\varepsilon_i = y_\text{н} - y_\text{в}$	$\frac{\varepsilon}{A}$ %

В практике прогнозов принято считать ошибку допустимой, если она не превышает $^1/_5$ амплитуды или $0{,}67\sigma$. Ошибки больше $0{,}67\sigma$ считаются недопустимыми. Уравнение будет надежным, если во всем ряде наблюдений больших ошибок не более 20% от общего числа наблюдений.

В некоторых случаях предъявляются более высокие требования к точности прогностического уравнения. Если же большие ошибки превышают 20%, то найденное уравнение ненадежно. В этом

случае необходимо найти второй влияющий фактор z и рассмотреть зависимость:

$$y=f(x;\ z),$$

т. е. найти уравнение вида

$$y=(ax+bz+c). \tag{13}$$

Для определения степени связанности трех переменных и нахождения коэффициентов уравнения a, b, c составляется корреляционная таблица для трех переменных, а по ней определяются основные параметры:

$$\bar{y},\ \bar{x},\ \bar{z};$$
$$\sigma_y,\ \sigma_x,\ \sigma_z;$$
$$r_{yx},\ r_{yz},\ r_{xz}.$$

Коэффициенты корреляции между функцией и аргументирующими факторами (r_{yx}, r_{yz}) носят названия главных коэффициентов. Множественный коэффициент корреляции

$$R=\sqrt{\frac{r_{yx}^2+r_{yz}^2-2r_{yx}r_{yz}r_{xz}}{1-r_{xz}^2}}. \tag{14}$$

В этом случае вероятное отклонение

$$E=\pm 0{,}67\frac{1-R^2}{\sqrt{n}}. \tag{15}$$

Множественный коэффициент корреляции по своему численному значению не может быть меньше наибольшего из частных (r_{yx} или r_{yz}) коэффициентов корреляции.

Эффективность связи трех переменных определяется близостью множественного коэффициента корреляции к единице. Если $R\geqslant 0{,}80$, то связь трех переменных достаточно надежная. Следовательно, можно найти уравнение регрессии вида

$$y-\bar{y}=a\,(x-\bar{x})+b\,(z-\bar{z}), \tag{16}$$

где

$$a=\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\,\frac{r_{yx}-r_{xz}r_{yz}}{1-r_{xz}^2};\qquad b=\frac{\sigma_y}{\sigma_z}\,\frac{r_{yz}-r_{xz}r_{yx}}{1-r_{xz}^2}. \tag{17}$$

Квадратичное отклонение уравнения (16) вычисляется по формуле

$$\sigma=\sigma_y\sqrt{1-R^2}. \tag{18}$$

Оценка точности уравнения производится так же, как и в случае двух переменных, сравнением $y_н$ с $y_в$.

В случае необходимости можно рассмотреть множественную связь и с бо́льшим числом переменных. Например, пусть требуется составить уравнение вида

$$u=f(x,\ y,\ z),$$

где u — фактор, по которому должен быть составлен прогноз, x, y, z — три аргументирующих величины. Прогностическая модель в этом случае сводится к нахождению уравнения вида

$$u=(ax+by+cz+d)\pm\sigma. \tag{19}$$

Алгоритм вычисления такого уравнения требует весьма кропотливой работы. Прежде всего с помощью наблюдений составляется корреляционная таблица, по ней вычисляются основные характеристики (параметры):

$$\bar{u},\ \bar{x},\ \bar{y},\ \bar{z};$$

$$\sigma_u,\ \sigma_x,\ \sigma_y,\ \sigma_z;$$

$$r_{ux},\ r_{yu},\ r_{uz};$$

$$r_{xy},\ r_{xz},\ r_{yz}.$$

Нахождение этих характеристик выполняется по приведенным ранее формулам. Затем вычисляются D_0, D_1, D_2 и D_3, с помощью которых определяется множественный коэффициент корреляции

$$D_0=1-r_{xy}^2-r_{xz}^2-r_{yz}^2+2r_{xy}r_{xz}r_{yz};$$

$$D_1=r_{xu}+r_{yu}r_{xz}r_{yz}+r_{zu}r_{yz}r_{xy}-r_{yz}^2r_{ux}-r_{yu}r_{xy}-r_{xz}r_{zu};$$

$$D_2=r_{xu}r_{xz}r_{yz}+r_{yu}+r_{zu}r_{xy}r_{xz}-r_{xy}r_{xu}-r_{xz}^2r_{yu}-r_{yz}r_{zu};$$

$$D_3=r_{xy}r_{yz}r_{xu}-r_{xz}r_{xy}r_{yu}+r_{zu}-r_{xz}r_{xu}-r_{yz}r_{yu}-r_{xy}^2r_{zu};$$

$$R=\sqrt{\frac{D_1r_{ux}+D_2r_{yu}+D_3r_{uz}}{D_0}}. \tag{20}$$

Если $R\geqslant 80$, то составляется искомое уравнение вида:

$$u-\bar{u}=\frac{D_1}{D_0}\frac{\sigma_u}{\sigma_x}(x-\bar{x})+\frac{D_2}{D_0}\frac{\sigma_u}{\sigma_y}(y-\bar{y})+\frac{D_3}{D_0}\frac{\sigma_u}{\sigma_z}(z-\bar{z}). \tag{21}$$

Оценка точности этого уравнения производится так же, как и в случае двух переменных.

Следует заметить, что с увеличением числа переменных резко усложняются вычислительные работы. Поэтому при составлении прогностических зависимостей в большинстве случаев использовалось не более двух-трех предсказателей. Однако с появлением ЭВМ стало возможным производить расчеты, не ограничивая количество аргументирующих факторов.

§ 3. КРИВОЛИНЕЙНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ

В предыдущем параграфе мы рассмотрели способы определения степени связанности двух и более статистических переменных в случае линейной связи. Рассмотрим, как оцениваются криволинейные зависимости. Если по физическим соображениям или по графику между двумя статистическими величинами устанавливается криволинейная зависимость, то степень связи определяется

корреляционным отношением η_y. Это отношение имеет разные значения для корреляционных связей y с x и x с y. Для корреляционной связи y с x, когда рассматривается зависимость частных средних $\overline{y_x}$ от соответствующих значений x, корреляционное отношение обозначается η_y и определяется равенством

$$\eta_y = \frac{\sigma(\overline{y}_x)}{\sigma_y}. \tag{22}$$

Величина $\sigma(\overline{y_x})$ вычисляется по формуле

$$\sigma^2(\overline{y}_x) = \frac{1}{n}\sum n_x(\overline{y}_x - \overline{y})^2, \tag{23}$$

или

$$\sigma^2(\overline{y}_x) = \frac{1}{n}\sum n_x \overline{y}_x^2 - \overline{y}^2. \tag{24}$$

Поясним значение каждого члена формулы (21) и технику вычислений по ней. Пусть имеется корреляционная таблица срединных значений x_i и y_i (табл. 4).

Таблица 4

x_i	y_i												n_x
	13	18	23	28	33	38	43	48	53	58	63	68	
25	3	2	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	5
35	·	6	4	·	·	·	·	1	·	·	·	·	11
45	·	1	13	5	·	·	·	·	·	·	·	·	19
55	·	1	2	4	8	1	·	·	·	·	·	·	16
65	·	·	1	·	4	4	2	·	·	·	·	·	11
75	·	·	·	·	2	6	6	1	·	·	·	·	15
85	·	·	·	·	·	·	1	5	·	·	·	·	6
95	·	·	·	·	·	·	·	1	4	1	·	·	6
105	·	·	·	·	·	·	·	·	2	4	1	1	8
115	·	·	·	·	·	·	·	·	·	1	·	1	2
125	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	1	1
m_y	3	10	20	9	14	11	9	8	6	6	1	3	100

Внутри таблицы размещены соответствующие повторяемости. Последний столбец (n_x) и последняя строка (m_y) являются соответствующими частотами. Вычисленные по данным табл. 4 частные средние $\overline{y}_{x_i}$ для соответствующих x_i имеют следующие значения:

x_i	25	35	45	55	65	75	85	95	105	115	125
$\overline{y}_{x_i}$	15,0	22,6	24,1	29,9	35,3	40,0	47,2	53,0	58,6	63,0	68,0

Так как средняя из всех значений y_i для этой таблицы равна $\overline{y} = 35{,}15$, то легко вычислить, чему равна $\sigma(\overline{y_x})$:

$$\sigma^2(\overline{y}_x) = \frac{1}{100}(5 \cdot 15^2 + 11 \cdot 22{,}6^2 + \ldots) = 164 \cdot 92,$$

следовательно $\sigma(\overline{y_x}) = 12{,}88$.
Отсюда

$$\eta_y = \frac{12{,}88}{13{,}75} = 0{,}934.$$

Отметим основные свойства корреляционного отношения η_y:
1) корреляционное отношение всегда положительно $0 \leqslant \eta_y \leqslant 1$;
2) корреляционное отношение не менее численного значения соответственного коэффициента корреляции;
3) когда $\eta_y = |r|$, то зависимость вида $y = f(x)$ линейна;
4) если между y и x нет корреляционной связи, то $\eta_y = 0$, и если y связано с x однозначной связью, то $\eta_y = 1$ (связь между y и x называется однозначной, когда всякому значению x соответствует одно определенное значение y);
5) чем ближе η_y к единице, тем корреляционная связь y с x теснее, и чем ближе η_y к нулю, тем эта связь слабее.

Для корреляционной связи x с y, когда рассматривается зависимость вида $x = f(y)$, корреляционное отношение обозначается η_x и определяется равенством

$$\eta_x = \frac{\sigma(\overline{x}_y)}{\sigma_x}. \tag{25}$$

Здесь

$$\sigma(\overline{x}_y) = \sqrt{\frac{1}{n}\sum m_y (\overline{x}_y - \overline{x})^2} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum m_y \overline{x}_y^2 - \overline{x}^2}. \tag{26}$$

Корреляционное отношение оценивается при помощи приближенного значения его среднеквадратичного отклонения

$$\sigma_{\eta_y} = \frac{1 - \eta_y^2}{\sqrt{n}}. \tag{27}$$

В случае криволинейной зависимости между переменными составляется уравнение параболического вида

$$y_x = a + bx + cx^2.$$

Постоянные коэффициенты a, b и c находятся способом наименьших квадратов.

§ 4. ПОДБОР АНАЛОГОВ

Сущность способа прогноза путем подбора аналогов заключается в выборе из гидрометеорологического архива таких случаев, когда наблюдались сходные условия в развитии исследуемых процессов. Первоначально решается вопрос, какие и сколько факторов следует учитывать при подборе аналогов. Затем подбираются аналоги по каждому фактору отдельно с помощью того или иного критерия аналогичности. В частности, критерием при подборе аналогов может служить величина, равная $\pm 20\%$ многолетней или расчетной амплитуды, или величина, равная $\pm 0{,}67\,\sigma$.

Два процесса считаются аналогичными, если их признаки отличаются друг от друга не более чем на эту выбранную заранее величину. После выбора аналогов по каждому признаку отдельно выбираются случаи, когда процессы совпадают по всем признакам. Этот случай и будет являться полным аналогом. Если таких случаем много, то находится их среднее значение, которое и принимается как прогноз.

Способ подбора аналогов широко используется в метеорологических и гидрологических прогнозах, однако он имеет ряд существенных недостатков. Главный из них заключается в том, что обычно аналоги подбираются по внешним признакам сходства. При этом, подбирая аналоги, предполагают, что процессы, аналогичные в данный момент, должны быть аналогичными и в последующие периоды времени. При таком формальном подходе не учитываются случаи, когда гидрометеорологические процессы могут быть сходными в данное время и могут резко отличаться в последующие периоды. При подборе аналогов по внешним признакам не вскрываются генетические свойства процессов. Поэтому незначительные расхождения во внешних признаках в данный момент в последующем могут привести к значительным расхождениям.

При осреднении аналогов, вошедших в одну группу, остаются неясными вопросы, каковы особенности каждого индивидуального случая, какой из аналогов наиболее близко подходит к данному случаю и какие из факторов являются главными в формировании изучаемого явления. Поэтому при подборе аналогов надо стремиться подбирать однородные группы не только по внешним признакам, но и по генетическим свойствам, определяющим физическую сущность процессов.

Подбирая аналоги по картам, на которых представлено пространственное распределение изучаемого признака, необходимо оперировать с картами не только за данный отрезок времени, но также и за прошлый период. По этим картам в каждом конкретном случае следует изучить последовательные преобразования процессов и на основании этого наметить возможные перестройки его в будущем. Только таким путем достигается уверенность в том, что выбранная карта (или группа карт) является аналогом для данного периода времени, а ее преобразования в будущем могут быть успешно использованы в прогнозе. Однако так как аналоги подбираются на глаз, то даже и такой путь исследования может привести к неоднозначному решению. Окончательный результат будет во многом зависеть от опыта и интуиции исследователя. Поэтому в последнее время появилось много работ, в которых делается попытка усовершенствовать метод подбора аналогов, путем его объективизации и применения ЭВМ.

Для обработки на ЭВМ гидрометеорологическая карта представляется в виде цифрового ряда. Для этого с карты, на которой нанесены изолинии, соответствующие равным значениям изучаемого элемента, в узлах регулярной равноплощадной сетки, сни-

маются значения этого элемента. Цифровые данные сводятся в таблицу и подвергаются анализу. По ним вычисляются характеристики и параметры, необходимые для подбора аналогов. Обычно используются характеристики, которые имеют значение в практической работе, например сходство контуров полей, средняя величина данного элемента и среднеквадратичное отклонение.

Сравнение рядов может быть выполнено корреляционным методом. В результате для каждой карты получают среднее значение элемента $(\overline{x})$, среднеквадратичное отклонение (σ) и парные коэффициенты корреляции $(\pm r)$. По этим параметрам можно судить о степени сходства и различия сравниваемых рядов. Анализ этих данных показывает, что во всех случаях, чем выше коэффициенты корреляции между двумя сравниваемыми рядами, тем больше сходства в конфигурации изолиний на сравниваемых картах.

Среднеквадратичные отклонения характеризуют густоту изолиний на карте, т. е. являются характеристикой градиентов поля. Таким образом, выбранные численные параметры будут объективными показателями для подбора аналогов и составления типовых групп.

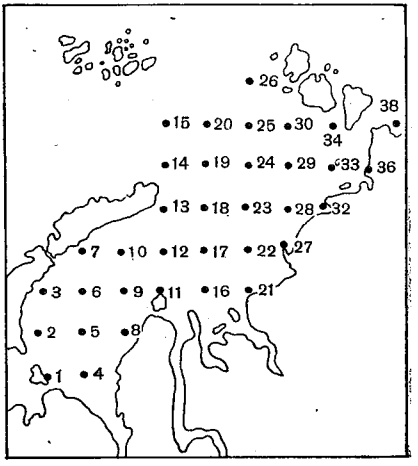


Рис. 6. 36-узловая равноплощадная регулярная сетка. Карское море.

В качестве примера можно рассмотреть использование этого метода В. Н. Морецким при изучении изменчивости сумм градусо-дней мороза над Карским морем, рассчитанных на 31 V. Первоначально он составил равноплощадную сетку из 36 узлов (рис. 6). В узлах этой сетки для каждого года (с 1942 по 1964 г.) снимались значения сумм градусо-дней мороза. По этим данным вычислялись средние значения, среднеквадратичные отклонения и парные коэффициенты корреляции. В результате вычислений была составлена сводная таблица этих параметров за весь ряд наблюдений, по которой можно провести детальный анализ карт за весь срок наблюдений, не прибегая к самим картам и выявить степень схожести полей и величину различия по каждому из численных параметров. Аналоги подбираются в соответствии с заданной точностью. Например, можно положить, что аналогом для данного года будет тот год, который при взаимной связанности дает коэффициент корреляции не ниже 0,80.

На рис. 7 показано распределение сумм градусо-дней мороза в годы-аналоги в районе Карского моря.

Рассмотренный метод по своему построению и обобщению является составной частью общего физико-статистического метода, в основе которого лежат физические гипотезы и статистические методы обработки и анализа гидрометеорологических процессов.

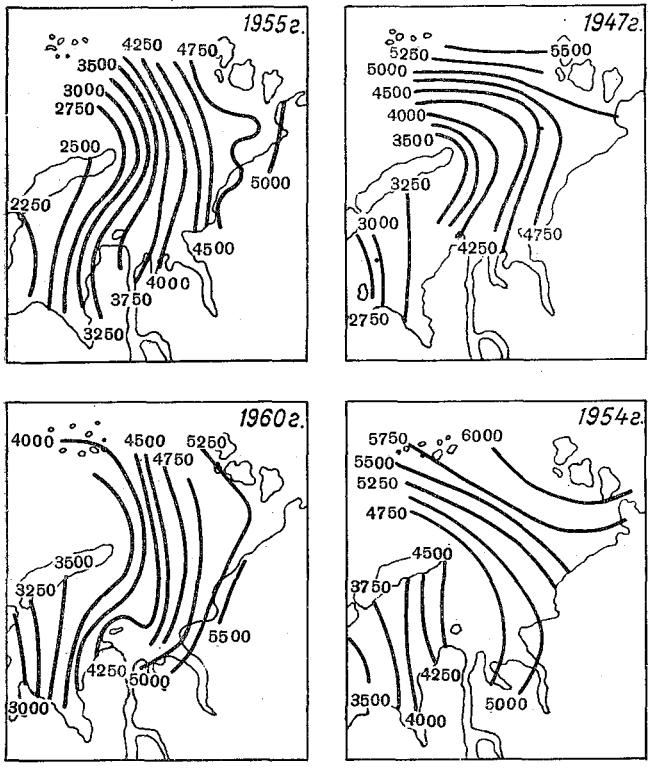


Рис. 7. Поля сумм градусо-дней мороза в мае в годы-аналоги (1955 с 1960 и 1947 с 1954).

§ 5. КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ, ВЕРОЯТНОСТНЫЕ И ИНЕРЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗОВ

Несколько замечаний можно сделать и о других способах составления прогноза изучаемого явления. Самым простым из них является способ, основанный на использовании среднеарифметической величины.

Во многих случаях можно считать, что распределение изучаемой величины подчиняется нормальному закону распределения. Поэтому если нет разработанного метода составления прогноза изучаемого явления и если известно, что общая обстановка гидрометеорологических процессов в своем развитии происходит близко к норме, то наиболее вероятно, что в последующий период ожидае-

мое явление будет близко к норме, т. е. близко к климатологической средней. Такие прогнозы называются климатологическими.

Если распределение повторяемостей асимметрично, то в качестве прогностического значения следует взять моду исследуемой случайной величины. Прогноз в этом случае можно назвать вероятностным прогнозом. Естественно, что надежность таких прогнозов невелика.

Несколько выше надежность инерционных прогнозов, при которых наблюдаемое в момент составления прогноза явление ожидается неизменным и в будущем. Например, если ледовитость моря в январе была на 20% выше нормы, при составлении прогноза на февраль полагают также, что ледовитость моря будет выше нормы на 20%.

Изучая изменения метеорологических и гидрологических явлений от одного срока к другому, можно заметить, что сохранение существующего характера этих явлений наблюдается чаще, чем их полная смена. Иными словами, метеорологические и гидрологические элементы обладают хорошо выраженной «инерцией». Причем в гидрологических процессах это заметнее по сравнению с метеорологическими. При наличии инерции в большинстве случаев сохраняется не только знак аномалии данного явления при переходе от одного срока к другому, но и ее величина. Так, например, при исследовании ледового режима Белого моря В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая обнаружили наличие высокой «ледовой инерции», выразившейся в стремлении к сохранению знака и величины аномалии общей ледовитости моря от месяца к месяцу. Это хорошо иллюстрируется коэффициентами корреляции между ледовитостью смежных месяцев:

Месяцы	II—I	III—II	IV—III	V—VI
r	0,58	0,36	0,80	0,80

Многочисленные исследования показали наличие инерции и в других характеристиках режима моря, например в колебаниях температуры воды, уровня, скорости и направления течений. Большая устойчивость наблюдается в характеристиках, определяющих океаническую циркуляцию.

Степень инерционности процесса можно оценить по автокорреляционной функции. Как известно, автокорреляция характеризует связь между значениями изучаемого элемента в различные моменты времени.

Для практических целей коэффициент автокорреляции определяется по следующей формуле:

$$r_l = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(x_{i-l} - \bar{x})}{\sigma_x^2 n}. \qquad (28)$$

Если параметр l, характеризующий запаздывание, мал, то для инерционных процессов коэффициент r_l близок к единице

и положителен. С увеличением запаздывания коэффициент автокорреляции обычно уменьшается. По одной и той же выборке, как правило, вычисляется ряд коэффициентов автокорреляции для различных величин запаздывания l. По этим данным можно построить кривую, которая носит название — коррелограммы (рис. 8).

С помощью коррелограммы можно установить наиболее выгодный для прогноза сдвиг во времени.

Если предсказываемая величина в течение нескольких сроков ожидается близкой к норме, то прогноз можно назвать инерционно-климатологическим. Такой прием составления прогноза, так же как и предыдущие, имеет много недостатков и не может быть рекомендован в качестве метода для прогноза. Прежде всего здесь не учитывается весь комплекс влияющих факторов. Случайная переменная рассматривается только в зависимости от ее значений за предыдущий период. Не учитываются и другие случайные переменные, которые оказывают огромное влияние на прогнозируемую величину и находятся с ней в сложной и многообразной связи. Однако инерционно-климатологический прием совместно с другими методами может представлять некоторый интерес в прогностической работе.

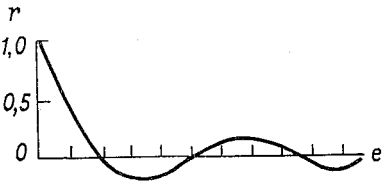


Рис. 8. Типичная автокорреляционная функция (коррелограмма).

Следует отметить, что в практической работе при составлении оперативных прогнозов нельзя ограничиваться использованием одного какого-либо из рассмотренных методов. Обычно ожидаемая характеристика анализируется всеми возможными приемами. Затем полученные результаты сравниваются между собой. Если между ними имеются расхождения, то необходимо определить причины этих расхождений и только после этого оформлять прогноз.

§ 6. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ (МЕТОДОВ)

Каждый метод прогноза может быть использован в практической работе только в том случае, если возможная ошибка прогноза не будет превышать допустимую величину. Поэтому особое внимание уделяется определению точности метода, или, другими словами, оценке качества прогноза. Для этого обычно составляются опытные проверочные прогнозы.

Разность между наблюденной $U_н$ и вычисленной $U_в$ величинами равна ошибке прогноза: $U_н - U_в = \pm\varepsilon$. Чем меньше ε, тем, естественно, метод точнее. Таким образом, точность метода определяется величиной допустимой погрешности, которая должна быть не более 20% многолетней амплитуды предсказываемого явления. Ошибки, превышающие 20% амплитуды, считаются большими.

Если для проверочных прогнозов число больших ошибок не превышает 5% общего числа составленных прогнозов, то метод оценивается как отличный. В этом случае обеспеченность, или надежность, метода равна 95%. Если число больших ошибок находится в пределах от 6 до 10% от общего числа прогнозов, то метод — хороший. Для числа больших ошибок от 10 до 20% — метод удовлетворительный и при бо́льшем количестве больших ошибок — метод неудовлетворительный.

В последнее время к оценке качества прогнозов стали предъявлять более строгие требования. В Гидрометцентре СССР и ААНИИ разработана инструкция специально по оценке качества методов и оправдываемости морских гидрологических прогнозов (Инструкция по оценке качества методов и оправдываемости морских гидрологических прогнозов. Л., Гидрометеоиздат, 1965). В этой инструкции с предельной четкостью даны указания, как производить оценку качества методов прогнозов. В приложении к инструкции приведены расчетные схемы. Поэтому этот вопрос в настоящей книге рассматривается лишь в общих чертах.

Следует заметить, что, кроме обеспеченности метода, определяется и вторая важная для оценки метода величина, называемая эффективностью метода. Эта величина показывает выигрыш, который дает рассматриваемый метод прогноза по сравнению с природной или климатологической обеспеченностью.

В указанной инструкции приводится отношение S/σ_u, которое позволяет определять одновременно надежность и эффективность метода. Здесь S — среднеквадратичная ошибка корреляционной связи (стандартная ошибка), а σ_u — среднеквадратичное отклонение предсказываемого явления (стандартное отклонение).

Эти величины можно вычислить по известным формулам

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{\sum (u-\overline{u})^2}{n-1}}, \tag{29}$$

и

$$S = \sqrt{\frac{\sum (u-u_в)^2}{n-m}}, \tag{30}$$

где u — данное значение явления в многолетнем ряду наблюдений, $\overline{u}$ — средняя величина явления за многолетний ряд наблюдений (норма), $u_в$ — вычисленная (прогнозируемая) величина, n — число членов многолетнего ряда, m — величина, равная количеству постоянных коэффициентов в прогностическом уравнении.

Нетрудно видеть, что, чем меньше отношение $\frac{S}{\sigma_u}$, тем надежнее метод. В случае функциональной зависимости отношение $\frac{S}{\sigma_u} = 0$, а при $\frac{S}{\sigma_u} = 1$ связь отсутствует. Это отношение может быть использовано и при учете заблаговременности прогноза. Естественно,

при уменьшении заблаговременности повышается требовательность к точности прогноза.

Применение метода прогноза на практике является целесообразным лишь в том случае, когда обеспеченность допустимой погрешности $\delta = \pm 0{,}674\sigma$ по этому методу не менее чем на 18% превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы. Можно также указать допустимые в прогнозах значения отношения $\frac{S}{\sigma_u}$ при равном числе наблюдений n:

$$\begin{cases} \text{при } n \leqslant 15 & \frac{S}{\sigma_u} = 0{,}57; \\ \text{при } 15 \leqslant n \leqslant 25 & \frac{S}{\sigma_u} \leqslant 0{,}62; \\ \text{при } n > 25 & \frac{S}{\sigma_u} \leqslant 0{,}67. \end{cases}$$

Для долгосрочных прогнозов, заблаговременность которых более двух месяцев, допустимая погрешность принимается равной $0{,}8\,\sigma$ или σ. В этом случае метод может быть использован в оперативной работе, если его обеспеченность превышает не меньше чем на 10% обеспеченность климатологического метода.

Для долгосрочных прогнозов большой заблаговременности (более двух месяцев) методы могут быть использованы в оперативной работе при следующих соотношениях:

$$\begin{cases} \text{при } n \leqslant 15 & \frac{S}{\sigma_u} = 0{,}7; \\ \text{при } 15 \leqslant n \leqslant 25 & \frac{S}{\sigma_u} \leqslant 0{,}75; \\ \text{при } n > 25 & \frac{S}{\sigma_u} \leqslant 0{,}80. \end{cases}$$

Для определения эффективности метода краткосрочных прогнозов их обеспеченность обычно сравнивается с обеспеченностью инерционных прогнозов, которая определяется по формуле

$$P_{\text{ин}} = \frac{m_{\text{ин}}}{n} \cdot 100\%, \qquad (31)$$

где $m_{\text{ин}}$ — количество оправдывающихся инерционных прогнозов, n — общее число прогнозов.

Для более глубокого анализа ошибок проверочных прогнозов строят графики распределения погрешностей, выраженных в процентах от некоторой величины, например от A или от σ. Откладывая на оси ординат эти погрешности (в % от A или от σ), а на оси абсцисс их повторяемость (в %), получим кривую, называемую кривой распределения погрешностей проверочных прогнозов, или просто кривой обеспеченности метода (рис. 9). На этот же

график наносится кривая обеспеченности климатологического метода. Сравнение этих кривых позволяет определить тот выигрыш, который дает метод по сравнению с климатологическим прогнозом, т. е. определить эффективность метода.

Важным вопросом является проверка оправдываемости прогнозов. Обычно в прогнозах указывается некоторый интервал, в котором с заданной обеспеченностью будет находиться прогнозируемое явление. Величина этого интервала не превышает $^1/_5$ многолетней или расчетной амплитуды. Иногда этот интервал определяют величиной $\pm 0{,}67\ \sigma$.

При проверке оправдываемости прогноза определяют разность между фактической и прогностической величиной. Если эта раз-

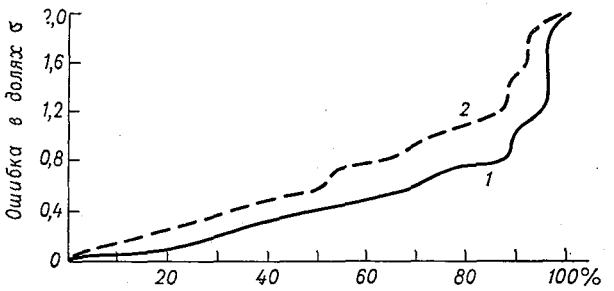


Рис. 9. Кривая обеспеченности метода (*1*) и природная обеспеченность (*2*).

ность, т. е. ошибка прогноза превышает $^1/_5 A$, или $0{,}67\ \sigma$, $0{,}8\ \sigma$ и σ, то прогноз считают не оправдавшимся. Для различных элементов режима моря и разной заблаговременности оценки оправдываемости меняются и в каждом отдельном случае имеют свои допустимые границы. Так как прогнозы большой заблаговременности имеют меньшую обеспеченность, чем прогнозы малой заблаговременности, то при разработке метода долгосрочных прогнозов целесообразно вести одновременно поиски связей с малой заблаговременностью. Эти связи в случае необходимости можно использовать для уточнения и исправления ранее составленного прогноза.

Составленный прогноз оформляют в виде таблиц, карт, обзоров-записок. Этот вопрос обычно предварительно согласовывается с организацией, для которой составляется прогноз.

§ 7. ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Предсказания гидрологических характеристик могут иметь различную заблаговременность, т. е. различное время, разделяющее момент составления прогноза до момента его действия. Прогнозы могут быть краткосрочные, когда заблаговременность прогноза не превышает 1—3 суток. Пятидневные, декадные и месячные

прогнозы называются долгосрочными прогнозами малой заблаговременности. Долгосрочные прогнозы имеют заблаговременность от одного до шести месяцев. Сверхдолгосрочные (или перспективные) прогнозы — от шести месяцев до нескольких лет. В некоторых случаях, как указывалось выше, заблаговременность прогнозов может составлять несколько часов (почасовые, экстренные прогнозы). Они носят характер извещения о наступающих опасных явлениях для народного хозяйства, флота, авиации, рыболовства, портовых работ и др. К таким явлениям в первую очередь относятся развивающееся волнение, шторм, наводнение, сжатие плавучих льдин.

Такое деление гидрологических прогнозов по их заблаговременности является условным, но оно нашло отражение в оперативной работе и потому широко используется в настоящее время. Естественно, чем меньше заблаговременность прогноза, тем больше его точность. Поэтому для практических целей составляется несколько прогнозов разной заблаговременности для одного и того же элемента. Первый прогноз составляется с заблаговременностью от 4 до 6 месяцев. Этот прогноз в большинстве случаев носит качественный характер, в нем сообщается только знак ожидаемой аномалии того явления, по которому составляется прогноз. Затем по получении достаточного количества данных наблюдений разрабатывается основной количественный прогноз, имеющий заблаговременность от 1 до 3 месяцев и относительно большую вероятность осуществления предсказываемого явления. Этот прогноз в дальнейшем корректируется и уточняется прогнозами малой заблаговременности.

§ 8. ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА

Рассмотренные приемы и методы составления прогностических зависимостей основаны на статистической обработке, систематизации и анализе структуры гидрометеорологических рядов и полей. На основании изложенного можно сформулировать один общий физико-статистический метод прогнозов. Этот метод по существу начинается с первичной обработки природных наблюдений и заканчивается расчетной прогностической моделью.

Физико-статистический метод был и остается в настоящее время основным в прогностической работе. В многочисленных исследованиях этот метод уточняется и совершенствуется. Он имеет различные формы для составления краткосрочных, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов.

В основе физико-статистического метода лежат физические гипотезы, которые являются результатом глубокого анализа, изучаемых процессов на основании систематических наблюдений, а также теоретических соображений. Все этапы исследования физико-статистического метода имеют вполне конкретные формы и на всех стадиях применения его должны удовлетворяться определенные условия.

Наибольшие трудности, как указывалось, появляются на первом этапе исследования при выборе аргументирующих факторов. В ряде случаев выбор этих факторов подсказывается физической сущностью изучаемого явления. От удачного выбора предсказателей часто зависит эффект искомой связи. Поэтому выбор предсказателей и их оптимальное количество имеют важное значение. Часто излишне большое число предсказателей не улучшает качества расчетной схемы, а только увеличивает объем вычислений. Поэтому целесообразно поставить вопрос о выборе оптимального количества предсказателей в каждом отдельном случае. Под оптимальным количеством предсказателей понимают такую совокупность предсказателей, дальнейшее увеличение числа которых не приводит к существенному повышению степени связанности, т. е. к заметному увеличению коэффициента множественной корреляции.

На практике обычно ограничиваются вычислением коэффициентов множественной корреляции для k и $k+l$ предсказателей. Если коэффициенты корреляции близки между собой, то нецелесообразно увеличивать число предсказателей. Оптимальное число предсказателей можно определить также и путем сравнения среднеквадратичных отклонений (σ_k и σ_{k+l}), которые оценивают точность связи с k и $k+l$ предсказателями.

Если σ_k незначительно больше σ_{k+l}, то полагают, что число аргументов k достаточно. Следует еще раз подчеркнуть, что в этом вопросе эффективность связи определяется не числом аргументов, а удачно выбранной физической моделью, на основе которой составляется уравнение регрессии множественной корреляции.

Дальнейшая работа сводится к нахождению взаимосвязи между определяющими факторами и прогнозируемой величиной. В этой части исследования большую роль играют графические приемы, позволяющие сопоставлять две или три переменные, выраженные в виде простых точечных диаграмм. Часто достаточно внимательного взгляда на такие диаграммы, чтобы без всяких вычислений установить характер связи случайных величин. Анализ точечных диаграмм позволяет определить эффективность выбранных аргументирующих факторов. Полезно отметить, что этим не исчерпываются все возможности физико-статистического метода, который в последнее время получил широкое развитие.

Физико-статистический метод имеет важное значение и при разработке гидродинамических и численных методов. Как известно, постановка этих методов требует в первую очередь основных режимных, начальных и исходных данных, которые часто определяются статистическим путем. Статистическим путем производится также проверка любой математической модели.

Литература: [15, 16, 26, 31, 32, 49, 73].

Глава III. ОСНОВНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В МОРСКИХ ПРОГНОЗАХ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Как указывалось выше, морские гидрологические прогнозы базируются на научно разработанных методах, в основе которых лежат физические гипотезы, построенные на законах физики моря и атмосферы. Важными принципами прогнозирования является учет взаимодействия атмосферы и океана. Сущность этого взаимодействия сводится к тому, что метеорологические условия оказывают определенное влияние на некоторые явления, происходящие в океанах и морях, а состояние последних определенным образом воздействует на характер атмосферных процессов. Характер взаимодействия зависит от физико-географических условий и времени года. Многочисленные исследования показали, что атмосферные процессы являются определяющими факторами в развитии океанических процессов. Так, под влиянием тепловых и динамических процессов атмосферы формируются термический и ледовый режимы поверхностного слоя моря. Осадки и испарение приводят к изменению солености поверхностных слоев водной массы.

Динамические воздействия атмосферы наиболее ярко проявляются в дрейфовых течениях, волнении, колебаниях уровня и других явлениях. Определение степени влияния атмосферной циркуляции на гидрологический режим моря является исключительно сложной задачей. Этой проблеме посвящено большое количество исследований, имеющих самую разнообразную направленность. Общая идея этих исследований сводится к изучению изменчивости во времени и в пространстве атмосферных процессов и установлению закономерностей изменения режима моря в зависимости от изменчивости барической обстановки.

С точки зрения морских гидрологических прогнозов, наибольшего внимания заслуживают вопросы установления связи между изменчивостью атмосферной циркуляции и основными характеристиками режима моря.

Однако предварительно следует рассмотреть существующие способы учета изменчивости атмосферной циркуляции, выраженной различными индексами, которые используются в морских прогнозах.

§ 2. ПРИЕМЫ УЧЕТА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Первые исследования в области гидрологических прогнозов, основанных на учете влияния атмосферной циркуляции, принадлежат В. Ю. Визе. Он указывал, что характер состояния ледовитости полярных морей нужно рассматривать как следствие интенсивности общей циркуляции атмосферы. Эти исследования Визе

производил путем просмотра и изучения среднемесячных карт атмосферного давления для групп лет с легкой и тяжелой ледовитостью в арктических морях. Изучение таких карт позволило Визе установить важные особенности процессов атмосферной циркуляции, определяющих тот или иной характер ледовых условий моря.

Этот метод, как указывалось выше, Визе назвал методом барических шаблонов. Сущность метода определяется самим его названием. Из всего ряда натурных наблюдений той величины, по которой предполагается составление прогноза, выбираются случаи с максимальными и минимальными ее значениями. Затем для каждой из этих групп за соответствующие периоды времени, предшествующие прогнозируемому элементу, составляются карты средних изобар. При просмотре этих карт удается подметить резкие различия в барическом рельефе, которые и можно использовать в целях прогноза.

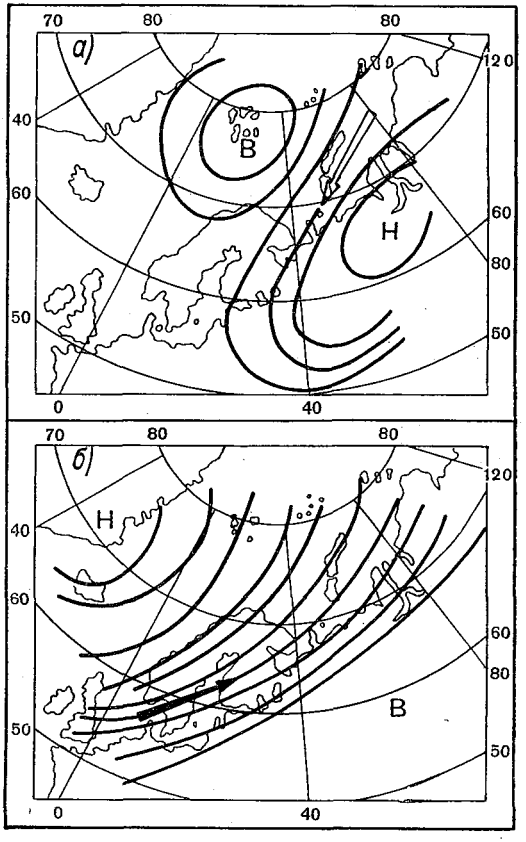


Рис. 10. Атмосферная циркуляция в годы раннего (*а*) и позднего (*б*) появления льда на северных морях.

Используя метод барических шаблонов для прогноза ледообразования на северных морях, можно установить, что синоптическая обстановка в месяцы, предшествующие ледообразованию, хорошо определяет сроки первого появления льда (рис. 10 *а*). Например, если в октябре—ноябре в районе Финского залива и Белого моря преобладает северо-западный и северный перенос воздушных масс, то сроки появления льда осуществляются раньше нормы (примерно в конце ноября); в случае юго-западного переноса воздушных масс в эти же месяцы (рис. 10 *б*) процессы ледообразования задерживаются и приходятся на конец декабря. Этот метод широко используется в прогностической работе.

Другой путь изучения особенностей атмосферной циркуляции и использования последних в гидрологических прогнозах был

намечен Г. Я. Вангенгеймом. Работы Вангенгейма посвящены изучению атмосферной циркуляции и воздействия ее особенностей на температуру воздуха, осадки, ледовитость арктических морей, а также на ледовое состояние рек Европейской территории Советского Союза. Г. Я. Вангенгейм, исходя из преобладающих переносов воздуха в тропосфере, показал, что характер атмосферной циркуляции может быть выражен различными типами (формами). Возможные варианты атмосферной циркуляции, по Вангенгейму, сведены в три основных типа: западный (W), восточный (E), меридиональный (C) и несколько комбинированных.

Тип циркуляции устанавливается по направлению основных переносов воздушных масс. Практически подсчитывается число дней с отклонениями от нормы процессов широтного (западного) и меридионального (северного) направлений. Так, например, если какой-нибудь месяц или сезон характеризовался превышением нормы процессами только западного типа, он относился к типу западной циркуляции. Следовательно, при превышении нормы процессами восточного или меридионального типов, месяцы и сезоны относились к восточной или меридиональной циркуляции. Если в данном месяце (или сезоне) преобладали процессы двух типов, то такой месяц (или сезон) относился к комбинированной или смешанной циркуляции. Было установлено три комбинированных типа E+W, W+C, E+C. Все комбинированные типы циркуляции являются переходными формами основных типов.

Классифицируя синоптические процессы, Г. Я. Вангенгейм установил закономерность в смене типов циркуляции при переходе от зимы к весне. Например, зимняя западная циркуляция (W), установленная в январе—феврале, преобразовывается в последующий период (март—апрель) в комбинированную (W+C), а в мае — в восточную (E).

За различными зимними типами атмосферной циркуляции, установленными в январе—феврале, следует, как показал Вангенгейм, определенный температурный режим в последующих сезонах (рис. 11 и 12). Этими типами обусловливается и определенное ледовое состояние Баренцева моря.

Определение вероятного перехода от одного типа циркуляции к другому имеет большую прогностическую ценность.

Типизация Вангенгейма получила новые формы в исследованиях А. А. Гирса.

А. А. Гирс, изучая вертикальную структуру атмосферы при формах циркуляции W, E, C, пришел к выводу, что при форме W в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды и преобладает зональный перенос. Межширотный обмен при форме W ослаблен, ядра циклонов и антициклонов смещаются с запада на восток. Преобразования процессов формы W в процессы форм E или C связаны с возникновением в тропосфере волн большой амплитуды. По восточной части гребня происходит адвекция холода в южные районы, в западной части происходит адвекция тепла в более северные районы, и здесь формируется область

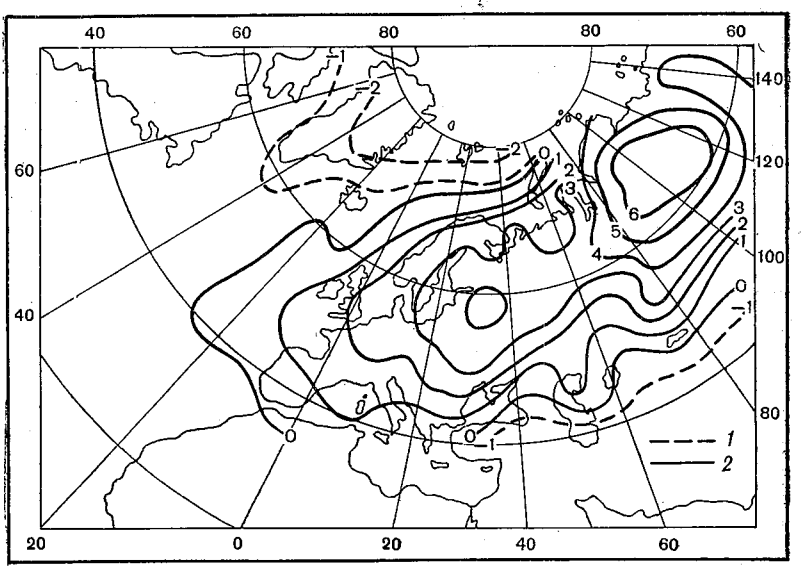


Рис. 11. Вероятные величины аномалий температуры воздуха весной при западном типе циркуляции зимой.

1 — ниже нормы ($-\Delta t_a$), *2* — выше нормы ($+\Delta t_a$).

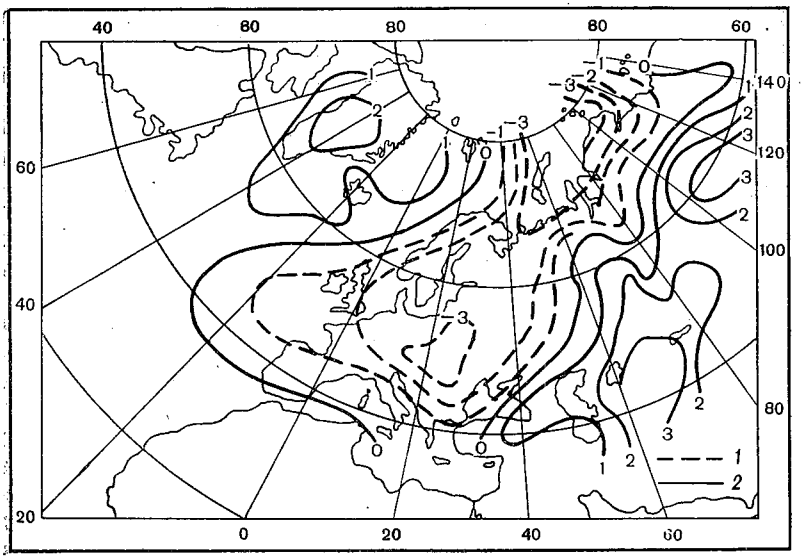


Рис. 12. Вероятные величины аномалий температуры воздуха весной при меридиональном типе циркуляции зимой.

1 — ниже нормы ($-\Delta t_a$), *2* — выше нормы ($+\Delta t_a$).

положительных аномалий температуры воздуха. При форме Е волны большой амплитуды возникают в основном над материками, при форме С чередуются меридионально ориентированные гребни и ложбины (рис. 13). При этом локализация гребней и ложбин при формах С и Е происходит в противоположных направлениях. Там, где при форме Е располагались гребни, при типе С располагаются ложбины, и наоборот.

Так, например, при форме Е на Баренцево море выносится теплый воздух с Атлантики и Южной Европы, а при форме С над восточной Атлантикой и Западной Европой располагается гребень, и по его восточной периферии на Баренцево море приносится холодный воздух из Арктики. В расположении высотных гребней и ложбин при устойчивых, хорошо развитых формах W, Е, С наблюдается определенная симметрия их в атлантико-европейском (I) и американском (II) секторах северной части Тихого океана. В периоды преобразования форм возможны различные соотношения циркуляции в I и II секторах, причем эти преобразования происходят не одновременно на всем полушарии, а чаще возникают во II секторе. А. А. Гирс, исследовав особенности макросиноптических процессов во II секторе, разделил их на три основных типа: зональный (З) и два меридиональных ($М_1$ и $М_2$). При зональном типе в американском секторе активизируется циклоническая деятельность на полярном фронте. При типе $М_1$ гребень гавайского антициклона простирается до Алеутских островов. Тип $М_1$ характеризуется распространением гребня на запад Америки, где он может соединиться с гребнем полярного антициклона. Таким образом, учитывая особенности циркуляции в американском секторе, были выделены девять разновидностей циркуляции на полушарии в зависимости от соотношения типов в I и II секторах $W_З$, $W_М$, $W_{М_2}$, $Е_З$, $Е_{М_1}$, $Е_{М_2}$, $С_З$, $С_{М_1}$, $С_{М_2}$. Для каждой разновидности построены типовые карты распределения давления и аномалий температуры воздуха на полушарии для холодного и теплого вре-

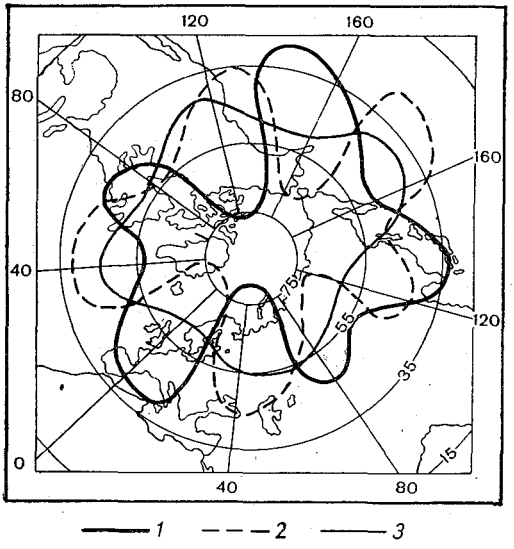


Рис. 13. Схема географического положения в северном полушарии основных высотных ($АТ_{500}$) гребней и ложбин при разновидностях форм циркуляции $Е_З$ (*1*), $Е_{М_1}$ (*2*) и $Е_{М_2}$ (*3*) (по Гирсу).

мени года, которые могут служить эталоном при изучении многолетних изменений циркуляции атмосферы.

Детальное изучение Гирсом закономерностей преобразования типов циркуляции в многолетнем и сезонном ходе позволило составлять прогнозы циркуляции как с малой, так и с большой заблаговременностью, что дает возможность предсказывать погодные условия в различных районах, сопутствующие каждой из этих разновидностей. Имея прогноз погоды, можно рассчитать ожидаемые наиболее вероятные гидрологические условия района (рис. 14). Другое направление имеют работы, посвященные изучению колебательных движений в атмосфере. Главной причиной этих колебательных движений, как известно, является неодинаковый приток тепла от солнца в различных широтных зонах земли и неоднородность подстилающей поверхности (материки и океаны).

В. В. Шулейкин, исследуя волнообразные колебания атмосферного давления и температуры воздуха, ввиду их неразрывности назвал эти колебания термобарическими. В своих исследованиях Шулейкин показал, что термобарические волны перемещаются и передаются из одного района в другой.

В дальнейшем Н. А. Белинский выразил изменчивость барической обстановки индексами по 12-балльной шкале и изучил колебания этих индексов во времени и пространстве. Затем он сопоставил эти колебания с изменениями погоды, климата, режима морей и получил хорошую согласованность.

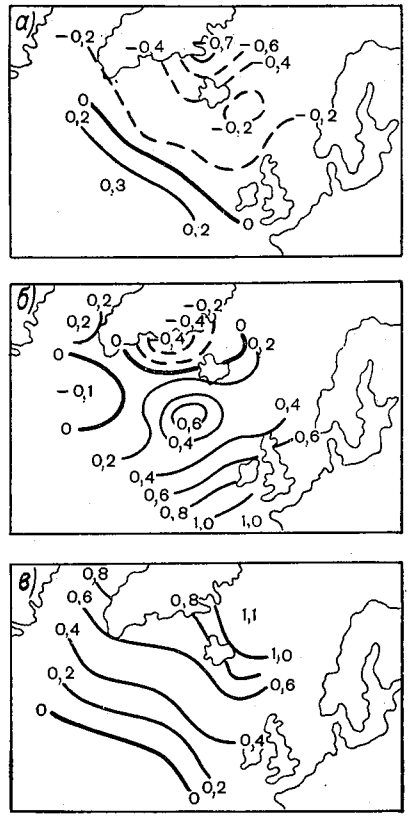


Рис. 14. Распределение аномалий t_w в Северной Атлантике в мае при процессах форм W (*а*), C (*б*); E (*в*).

Практически сущность метода Белинского сводится к следующему: используя первоначально классификацию и схему районов Л. А. Вительса (рис. 15), Белинский по синоптическим картам изучил характер атмосферных процессов в каждом районе. Изобару, проходящую через центр данного района, оценивал соответствующим баллом индекса циркуляции, причем с учетом кривизны этой изобары. В случае принадлежности изобары к антициклону ей приписывается знак плюс (+), если изобара относится к области низкого давления, ей приписывается знак минус (—).

Просматривая ежедневные карты, можно для любого района получить соответствующий индекс циркуляции, который в дальнейшем в случае необходимости осредняется по декадам или по месяцам. Полученный таким путем осредненный индекс может быть использован в качестве числовой характеристики в прогностических уравнениях. В прогностические связи вводятся различные значения индекса по отдельным месяцам одного района, суммарные значения индекса для нескольких районов, суммарные значения индекса за год и т. д.

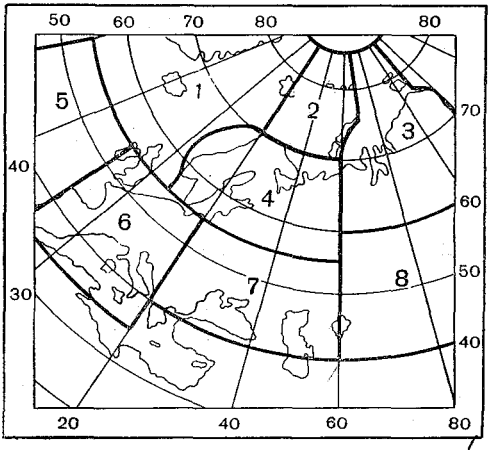


Рис. 15. Границы районов по синоптическому каталогу Л. А. Вительса.

Для суждения об изменчивости индекса атмосферной циркуляции в изучаемом районе за некоторый промежуток времени можно вычертить хронологические графики и сопоставить изменчивость индекса атмосферной циркуляции с различными характеристиками режима моря (ледовитость, колебание уровня, температура воды и др.).

В большинстве случаев кривые, характеризующие изменчивость гидрологических характеристик, запаздывают, следовательно, их можно прогнозировать по предшествующему состоянию атмосферной циркуляции. Экстраполируя ход кривой атмосферной циркуляции, некоторые элементы можно прогнозировать с большой заблаговременностью.

Большое внимание изучению временно́й изменчивости гидрометеорологических элементов уделяет А. И. Каракаш. На основании анализа корреляционных функций и спектральных плотностей он показал, что многие метеорологические элементы подчиняются полугодовым и годовым циклическим колебаниям. Эта особенность в дальнейшем позволила Каракашу разработать метод ледовых прогнозов на неарктических морях.

Рассмотренные приемы учета атмосферной циркуляции носят преимущественно качественный характер. Для того чтобы определить степень влияния атмосферной циркуляции на режим моря, необходимо выразить характер атмосферной циркуляции численной величиной. Существует много способов, позволяющих выполнить эту задачу.

Наибольшего эффекта можно достигнуть путем вычисления разности давления (или барического градиента) между различными барическими системами. Этот прием в свое время использовали В. Ю. Визе, В. В. Тимонов, Н. А. Белинский и др.

Удачное использование градиентов зависит от правильного выбора направления, по которому они вычисляются. Наиболее распространенными являются меридиональные градиенты давления, которые характеризуют широтный перенос.

В ряде случаев используются и другие индексы атмосферной циркуляции. Так, А. Л. Кац в качестве количественных показателей циркуляции атмосферы предложил использовать интенсивность воздушных потоков в меридиональном и зональном направлениях. Показатель меридиональной составляющей потока зависит от среднего на исследуемом участке градиента давления по параллели, показатель зональной составляющей характеризуется средним градиентом давления вдоль меридиана.

Определяются зональная и меридиональная составляющие потоков (в мбар/1° экв) подсчетом числа пересечений изобар с параллелями и меридианами на выборном участке по довольно простым формулам:

$$I_{\text{м}} = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1)\, j \cos\varphi}. \qquad (32)$$

Здесь b — интервал (в миллибарах), через который проведены изобары; m — число пересечений изобарами параллелей; j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2; $\frac{1}{\cos\varphi}$ — постоянный для каждой широты поправочный коэффициент, показывающий отношение длины дуги 1° на экваторе к длине дуги 1° на данной параллели;

$$I_{\text{з}} = \frac{bn}{i\,(\varphi_2 - \varphi_1)}, \qquad (33)$$

где n — число пересечений изобарами меридианов; i — число меридианов, на которых подсчитываются меридиональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2.

Общий индекс циркуляции I характеризует соотношение зональной и меридиональной составляющих:

$$I = \frac{I_{\text{з}}}{I_{\text{м}}}. \qquad (34)$$

Индексы, предложенные Кацем, имеют ряд преимуществ. Они наглядны и легко вычисляются. В зависимости от поставленной задачи их можно вычислить для больших и малых площадей, за отдельные дни и осредненные за некоторый период, для уровня моря и для других поверхностей в атмосфере. Ниже на конкретных примерах будет показано использование всех этих показателей учета атмосферной циркуляции в морских прогнозах.

Для подсчета индексов меридионального переноса тепла Д. А. Дрогайцев предложил использовать карты ОТ^{500}_{1000}, осредненные по естественным синоптическим периодам.

Располагая данными аэрологических наблюдений, можно производить подсчеты количества тепла, перенесенного атмосферой. Такие подсчеты делаются по картам относительной топографии, на которых четко вырисовываются очаги тепла и холода.

Для получения главной оценки меридионального переноса тепла в атмосфере Дрогайцев предлагает рассчитывать аномалию $O T_{1000}^{500}$ естественного синоптического периода относительно месячной нормы его центрального дня, вычисленной в отделе долгосрочных прогнозов Гидрометцентра СССР. Аномалии вычисляют в заданных точках пересечений меридианов и параллелей. Из этих аномалий выбираются для каждой точки максимальное и минимальное значения по месяцам. Полученные данные максимальных и минимальных значений осредняются по группам.

Затем в точках пересечений меридианов и параллелей наносят осредненные данные и получают картину переноса тепла и холода в предзимье.

Рассмотренные выше методы имеют общую цель — выразить изменчивость атмосферной циркуляции в виде численной характеристики, удобной для дальнейшего использования ее в прогностической работе. Последнее время для этой цели применяются приемы аппроксимации гидрометеорологических карт в виде разложения их в математические ряды, о чем более подробно будет сказано ниже.

§ 3. АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Широкое распространение в области морских, как и в области метеорологических, прогнозов получил метод аналитического представления распределения гидрометеорологических элементов в виде функций координат. Наиболее часто используется разложение исходных данных в ряды по алгебраическим многочленам, например по полиномам Чебышева или собственным функциям, предложенным Н. А. Багровым. В морских прогнозах эти методы впервые использовали Н. А. Белинский, М. Г. Глаголева.

При разложении по полиномам Чебышева кривая или поле исследуемого гидрометеорологического элемента представляются в виде суммы элементарных кривых или полей, каждое из которых характеризует отдельные черты реального распределения. Разложение функции от одной переменной в ряд по полиномам Чебышева имеет вид

$$f(x)=A_0\varphi_0+A_1\varphi_1+A_2\varphi_2+\ldots+A_i\varphi_i, \qquad (35)$$

где A_i — коэффициенты разложения, φ_i — полиномы, представляющие собой параболы i-того порядка $(i=1, 2, \ldots, n)$,

$$\varphi_0=1,$$

$$\varphi_1=x-\frac{n+1}{2},$$

$$\varphi_2 = \varphi_1^2 - \frac{n^2-1}{12}. \tag{36}$$

Формула для расчета полиномов любого порядка имеет вид

$$\varphi_{k+1} = \varphi_1\varphi_k - \frac{k^2(n^2-k^2)}{4(4k^2-1)}\varphi_{k-1}, \tag{37}$$

где n— число точек, в которых задано значение функции, x — номер точки, принимающей значения 1, 2, 3, . . ., n.

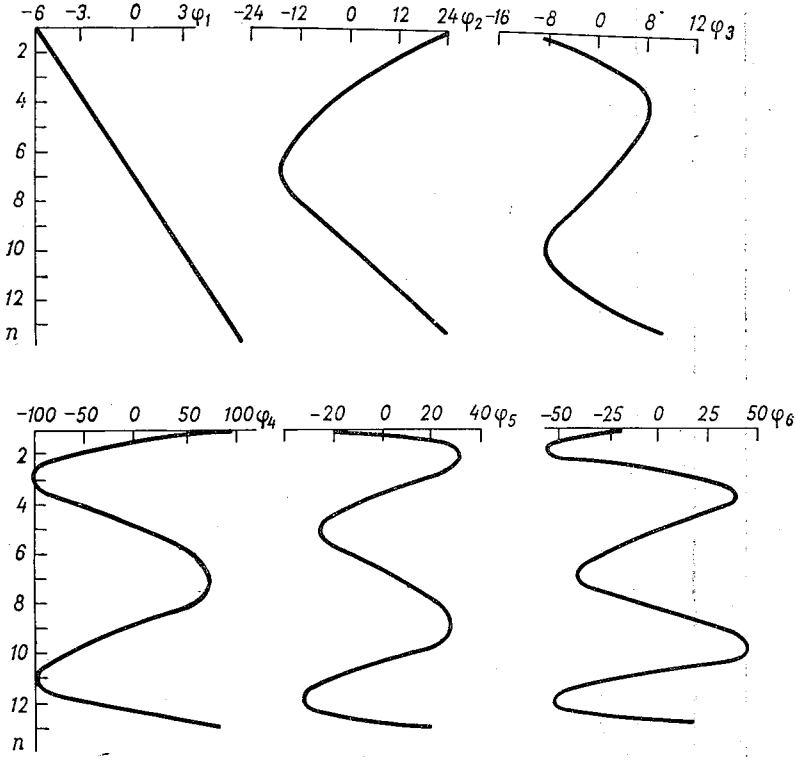


Рис. 16. Элементарные кривые первого—шестого порядков.

Значения полиномов для $n=11$, 12, 13 представлены в табл. 5. Характеристиками исходной кривой $f(x)$ служат коэффициенты ряда, которые определяются по заданным значениям функции и полиномов

$$A_i = \frac{\sum f(x)\,\varphi_i(x)}{\sum \varphi_i^2(x)}. \tag{38}$$

Первый член ряда $A_0\varphi_0$ представляет собой среднеарифметическое значение, второй член ряда $(A_1\varphi_1)$ — прямую, следующие члены ряда — параболы i-того порядка (рис. 16). Для того чтобы

Таблица 5

Полиномы Чебышева

x	$n=11$						$n=12$						$n=13$					
	φ_1	φ_2	φ_3	φ_4	φ_5	φ_6	φ_1	φ_2	φ_3	φ_4	φ_5	φ_6	φ_1	φ_2	φ_3	φ_4	φ_5	φ_6
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	1	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	−44	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	−1	−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	−21	−33	−21	11	3	−5	−8	−54	11	43
11	5	15	30	0	3	15	9	25	3	−27	−57	−31	4	2	−6	−96	−18	8
12							11	55	33	33	33	11	5	11	0	−66	−33	−55
13													0	22	11	99	22	22
$\sum_{\varphi^2}$	110	858	4290	286	156	11 220	572	12 012	5148	8008	15 912	4488	182	2002	572	68 068	6188	14 212

убедиться, достаточно ли точно рассчитанные коэффициенты разложения позволяют представить исходную кривую, производится операция восстановления кривой. Для этого для каждой точки рассчитывается значение $f(x)$.

В табл. 6 и 7 дается пример разложения и восстановления кривой распределения температуры воды по вертикали. На рис. 17 для сопоставления приведены фактическая и восстановленная кривые при различном числе членов ряда.

Для точного совпадения рассчитанных и фактических значений функций необходимо, чтобы число членов ряда равнялось числу узлов, в которых задается функция. Опыт показывает, что для аппроксимации кривой с достаточной для практических целей точностью можно брать меньшее число членов ряда. Например, если кривая задана значениями температуры воды в 13 узлах, то достаточно взять 6—8 членов, чтобы получить необходимую для практических целей точность.

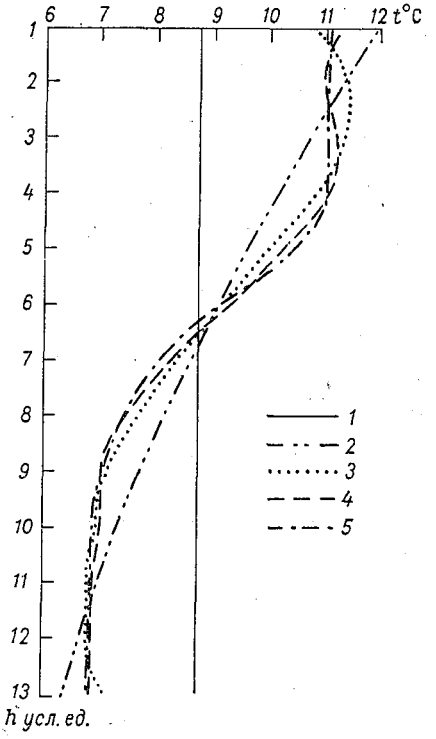


Рис. 17. Аппроксимация кривой суммой различного числа членов ряда Чебышева.

1) A_0, 2) $\sum_{i=0}^{2} A_i\varphi_i$, 3) $\sum_{i=0}^{4} A_i\varphi_i$, 4) $\sum_{i=0}^{4} A_i\varphi_i$, 5) $t_{\text{факт}}$.

Для разложения функции от двух переменных применяется формула

$$P(x, y) = A_{00}\varphi_0(x)\psi_0(y) + A_{10}\varphi_1(x)\psi_0(y) + \ldots + A_{ij}\varphi_i(x)\psi_j(y), \qquad (39)$$

где $\varphi_i\psi_j$ — полиномы Чебышева, A_{ij} — коэффициенты разложения.

Значения коэффициентов вычисляются по формуле аналогичной (38):

$$A_{ij} = \frac{\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l} P(x_m, y_n)\varphi_i(x_m)\psi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_i^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_j^2(y_n)}, \qquad (40)$$

где k — число узлов, в которых задается функция в направлении оси x, l — в направлении оси y.

Таблица 6

Разложение кривой по полиномам Чебышева

n	$t_{факт}$	φ_1	$t\varphi_1$	φ_2	$t\varphi_2$	φ_3	$t\varphi_3$	φ_4	$t\varphi_4$	φ_5	$t\varphi_5$	φ_6	$t\varphi_6$
1	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	—1	—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	—324,0
8	7,5	1	7,5	—13	—97,5	—4	—30,0	64	480,0	20	150,0	—20	—150,0
9	7,1	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	—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
$\sum$	114,4		—84,2		33,8		43,5		—168,5		—47,4		57,4

$A_0 = 8{,}80$, $A_1 = \frac{-84{,}2}{182} = -0{,}4626$, $A_2 = \frac{33{,}8}{2002} = 0{,}01688$, $A_3 = \frac{43{,}5}{572} = 0{,}07604$, $A_4 = \frac{-168{,}5}{68\,068} = -0{,}002475$,

$A_5 = \frac{-47{,}4}{6188} = -0{,}007659$, $A_6 = \frac{57{,}4}{14\,212} = 0{,}004038$

Таблица 7

Восстановление кривой по коэффициентам ряда Чебышева

n	A_0	$A_1\varphi_1$	$\sum_{i=0}^{1} A_1\varphi_1$	$A_2\varphi_2$	$\sum_{i=0}^{2} A_i\varphi_i$	$A_3\varphi_3$	$\sum_{i=0}^{3} A_i\varphi_i$	$A_4\varphi_4$	$\sum_{i=0}^{4} A_i\varphi_i$	$A_5\varphi_5$	$\sum_{i=0}^{5} A_i\varphi_i$	$A_6\varphi_6$	$\sum_{i=0}^{6} A_i\varphi_i$	$t_в$	$t_{факт}$
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	0,13	10,85	0,08	10,93	0,17	11,10	11,1	11,1
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
6	8,80	0,46	9,26	—0,22	9,04	0,30	9,34	—0,16	9,18	0,15	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	6,91	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

Поле функции $P(x_m, y_n)$ представляется в виде матрицы

$$P(x_m, y_n) = \begin{vmatrix} P(x_1y_1) & P(x_1y_2) & \dots & P(x_1y_l) \\ P(x_2y_1) & P(x_2y_2) & \dots & P(x_2y_l) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P(x_ky_1) & P(x_ky_2) & \dots & P(x_ky_l) \end{vmatrix} \quad (41)$$

Приведенная выше формула для расчета коэффициентов, у которых хотя бы один из индексов равен нулю (A_{00}, A_{10}, A_{01}, ...), упрощается:

$$A_{00} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l P(x_m y_n)}{kl}, \quad (42)$$

$$A_{10} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l P(x_m y_n)\, \varphi_1(x_m)}{\sum_1^k \varphi_1^2(x_m)\, l}, \quad (43)$$

$$A_{01} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l P(x_m y_n)\, \psi_1(y_n)}{k \sum_1^l \psi_1^2(y_n)}. \quad (44)$$

При расчете «смешанных» коэффициентов разложения (A_{11}, A_{21}, A_{12} и т. д.) обычно таблицы произведений $\varphi_i\psi_j$ составляются заранее. В табл. 8 приводится пример разложения поля атмосферного давления, представленного на рис. 18.

Отдельные члены ряда Чебышева (по крайней мере, первые) соответствуют определенным элементарным полям и им можно дать физическое толкование. Так, если поле атмосферного давления представить в виде ряда Чебышева, то член ряда $A_{00}\varphi_0\psi_0$ соответствует среднему по площади значению давления в рассматриваемом районе, члены ряда $A_{10}\varphi_1\psi_0$ и $A_{01}\varphi_0\psi_1$ характеризуют меридиональный и широтный переносы воздуха (если оси x и y направлены вдоль параллелей и меридианов), $A_{11}\varphi_1\psi_1$ — сходимость и расходимость потоков воздуха и т. д. (рис. 19).

Абсолютные значения коэффициентов разложения показывают удельный вес данного элементарного поля в исходном поле, которое представляется в виде ряда. Знак, стоящий перед коэффициентом, характеризует направление потока. Так, например, если при положительном значении коэффициента A_{10} элементарное поле $A_{10}\varphi_1\psi_0$ характеризует меридиональный поток, направленный с юга на север, то при отрицательном значении A_{10} — с севера на юг.

В зависимости от поставленной задачи для количественного выражения полей распределения гидрометеорологических элементов берется разное число членов ряда. Чем сложнее характер

Таблица 8

Разложение поля атмосферного давления P (в отклонениях от 1010 мбар)

n	m							ΣP	ψ_1	$\Sigma P\psi_1$	ψ_2	$\Sigma P\psi_2$	ψ_3	$\Sigma P\psi_3$
	1	2	3	4	5	6	7							
1	2	0	0	0	+5	−10	−11	−24	−4	96	28	−672	−14	336
2	5	0	0	2	−2	−1	1	5	−3	−15	7	35	7	35
3	7	0	−5	2	−9	−6	5	−6	−2	12	−8	48	13	−78
4	4	−1	5	5	−8	0	7	12	−1	−12	−17	−204	9	108
5	4	7	8	9	7	8	10	53	0	0	−20	−1060	0	0
6	8	11	14	16	14	14	15	92	1	92	−17	−1564	−9	−828
7	9	13	16	16	14	14	15	97	2	194	−8	−776	−13	−1261
8	9	12	14	13	13	12	12	85	3	255	7	595	−7	−595
9	8	10	11	11	11	10	9	70	4	280	28	1960	14	980
$\sum P$	56	52	63	74	35	41	63	384		902		−1638		−1303
φ_1	−3	−2	−1	0	1	2	3							
$\sum P\varphi_1$	−168	−104	−63	0	35	82	189	$\sum\sum P\varphi_1 = -29$						
φ_2	5	0	−3	−4	−3	0	5							
$\sum P\varphi_2$	280	0	−189	−296	−105	0	315	$\sum\sum P\varphi_2 = 5$						
φ_3	−1	1	1	0	−1	−1	1							
$\sum P\varphi_3$	−56	52	63	0	−35	−41	63	$\sum\sum P\varphi_3 = 46$						

$$A_{00} = \frac{384}{7 \cdot 9} = 6{,}095, \quad A_{10} = \frac{-29}{28 \cdot 9} = 0{,}115, \quad A_{01} = \frac{902}{60 \cdot 7} = 2{,}148, \quad A_{20} = \frac{5}{84 \cdot 9} = 0{,}007, \quad A_{02} = \frac{-1636}{2772 \cdot 7} = -0{,}084,$$

$$A_{30} = \frac{46}{6 \cdot 9} = 0{,}852, \quad A_{03} = \frac{-1303}{990 \cdot 7} = -0{,}188$$

Произведение $\varphi_1\psi_1$

ψ_1	φ_1						
	−3	−2	−1	0	1	2	3
−4	12	8	4	0	−4	−8	−12
−3	9	6	3	0	−3	−6	−9
−2	6	4	2	0	−2	−4	−6
−1	3	2	1	0	−1	−2	−3
0	0	0	0	0	0	0	0
1	−3	−2	−1	0	1	2	3
2	−6	−4	−2	0	2	4	6
3	−9	−6	−3	0	3	6	9
4	−12	−8	−4	0	4	8	12

Произведение $P\varphi_1\psi_1$

								$\sum_1 P\varphi_1\psi_1$
	24	0	0	0	20	80	132	256
	45	0	0	0	6	6	−9	48
	42	0	−10	0	18	24	−30	44
	12	−2	5	0	8	0	−21	2
	0	0	0	0	0	0	0	0
	−24	−22	−14	0	14	28	45	27
	−54	−52	−32	0	28	56	90	36
	−81	−72	−42	0	39	72	108	24
	−96	−80	−44	0	44	80	108	12
$\sum_2 P\varphi_1\psi_1$	−132	−228	−137	0	177	346	423	449

$$A_{11} = \frac{449}{28 \cdot 60} = 0{,}267$$

распределения, чем больше пространственная изменчивость, тем большее число членов ряда потребуется для аппроксимации поля. Если же нужно охарактеризовать лишь основные черты исследуемого поля, то можно ограничиться небольшим числом членов ряда.

Практика показывает, что при представлении поля атмосферного давления, заданного в 100 узлах, достаточно ограничиться полиномами третьего порядка, т. е. первыми шестнадцатью членами ряда. Сетка, в узлах которой снимается значение функции

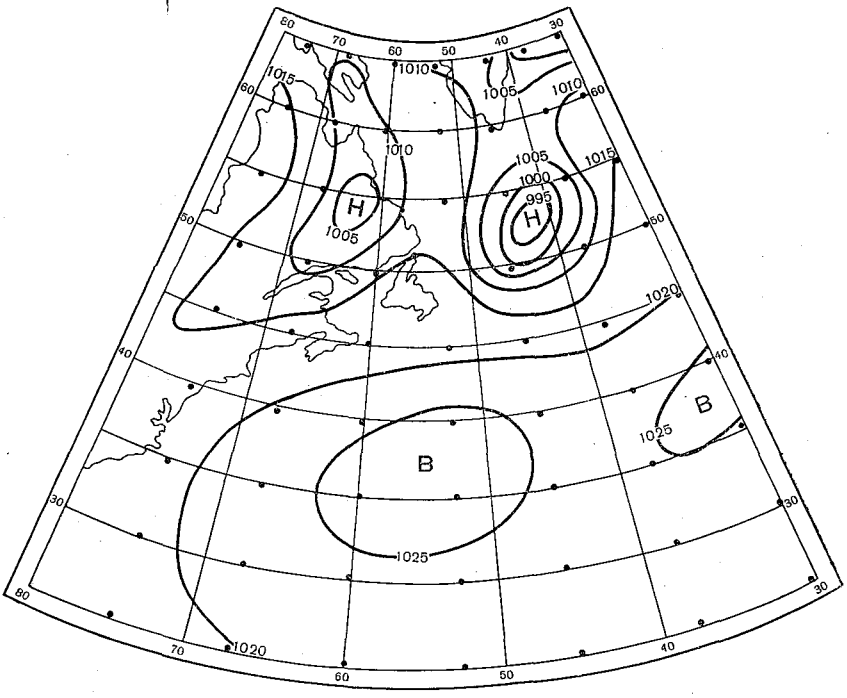


Рис. 18. Карта распределения атмосферного давления.

$P(x, y)$ (т. е. любого гидрологического или метеорологического элемента), задается таким образом, чтобы расстояние между узлами по каждой оси были равны между собой. Удобно узлы сетки выбирать в точках пересечения параллелей и меридианов. Количество точек выбирается в зависимости от размеров исследуемого района моря или океана. Расстояние между узлами выбирается в зависимости от сложности поля. Чем больше градиенты и чем сложнее форма изолиний, тем меньше должно быть расстояние между узлами. При представлении рядами полей атмосферного давления сетка должна охватывать весь бассейн или ту его часть, процессы которой оказывают существенное влияние на гидрологические условия в исследуемом районе. Расчет коэффициентов разложения вручную — довольно трудоемкая работа, поэтому при

решении этой задачи обычно используются электронные вычислительные машины.

При использовании коэффициентов разложения в ряд по полиномам Чебышева A_{ij} в качестве аргументов в прогностических

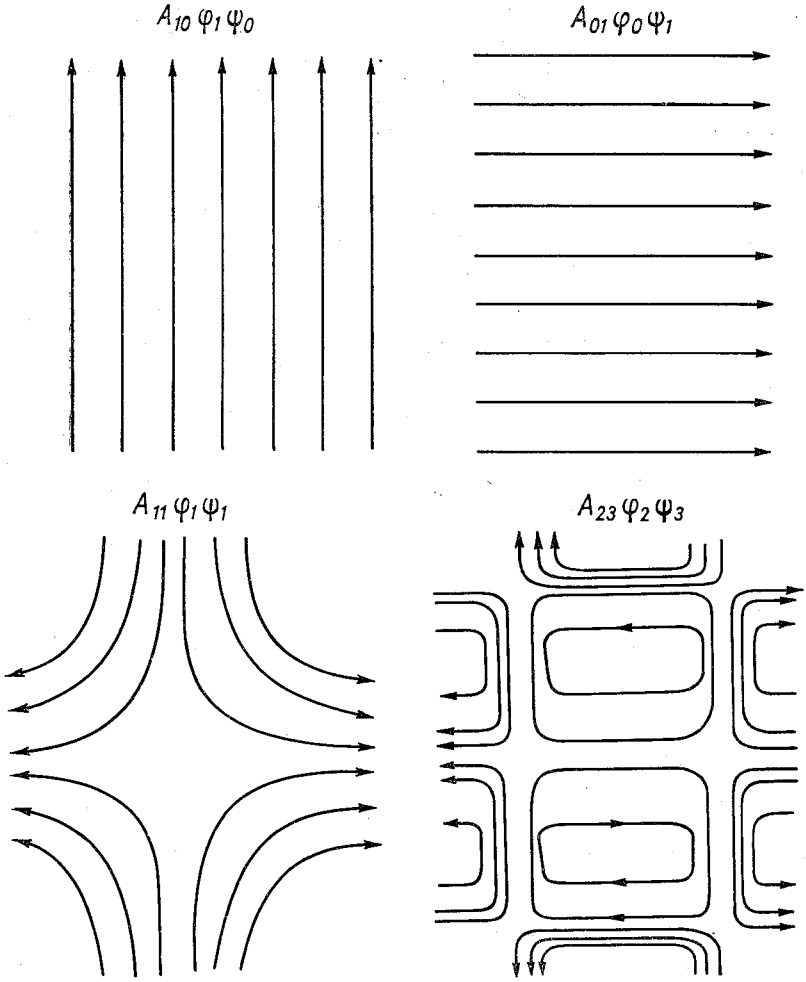


Рис. 19. Элементарные поля, соответствующие различным членам ряда Чебышева.

уравнениях для упрощения расчетов удобно пользоваться способом, предложенным Б. Х. Рыбаком.

Если.

$$Z=F(P), \tag{45}$$

а распределение P представляется аналитически полиномами Чебышева, т. е.

$$P=f(A_{00}A_{10}\ \ldots\ A_{ij}), \tag{46}$$

то уравнение регрессии для Z запишется в виде

$$Z=a_0+a_1A_{00}+a_2A_{10}+a_3A_{01}+\ldots+a_rA_{ij}, \qquad (47)$$

где a_0, a_1, a_r — числовые коэффициенты уравнения регрессии; A_{00}, $A_{10}\ldots A_{ij}$ — коэффициенты разложения в ряд Чебышева элемента P, от распределения которого зависит функция Z.

Следовательно, для расчета функции Z необходимо предварительно рассчитать коэффициенты A_{ij} по формуле (40), а затем подставить их в уравнение (47).

Расчет коэффициентов A_{ij} — операция довольно трудоемкая, поэтому Рыбак разработал упрощенный способ вычисления правой части уравнения (47).

Уравнение (47), если в него подставить выражения (40) для коэффициентов A_{ij} можно записать в виде

$$Z=a_0+\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l}\frac{a_1}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_0^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_0^2(y_n)}\varphi_0(x_m)\psi_0(y_n)P(x_m,\ y_n)+$$

$$+\ldots+\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l}\frac{a_r}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_i^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_j^2(y_n)}\varphi_i(x_m)\psi_j(y_n)P(x_m,\ y_n). \qquad (48)$$

После вынесения за скобки общего множителя получаем

$$Z=a_0+\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l}\left[\frac{a_1}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_0^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_0^2(y_n)}\varphi_0(x_m)\psi_0(y_n)+\ldots+\right.$$

$$\left.+\frac{a_r}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_i^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_j^2(y_n)}\varphi_i(x_m)\psi_j(y_n)\right]P(x_m,\ y_n). \qquad (49)$$

Если обозначить выражение в квадратных скобках через $B(x_m, y_n)$, то уравнение принимает вид

$$Z=a_0+\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l}B(x_m,\ y_n)P(x_m,\ y_n). \qquad (50)$$

Выражение $B(x_m, y_n)$ не зависит от аргумента $P(x_m, y_n)$ и вычисленное один раз для каждого уравнения вида (47) используется при последующих расчетах. Предложенная схема позволяет сократить объем вычислительной работы и, кроме того, может быть использована для графического анализа результатов расчетов по каждому конкретному уравнению.

В ряде случаев более целесообразно использовать ряды собственных функций или так называемых естественных составляющих,

предложенных Н. А. Багровым. Естественные составляющие отыскиваются по совокупности кривых или полей исследуемого элемента. Разложение по естественным составляющим позволяет аппроксимировать исходные кривые или поля суммой меньшего числа членов ряда по сравнению с рядом Чебышева, что особенно важно в тех случаях, когда в виде ряда представляется прогнозируемый элемент и от точности аппроксимации зависит точность прогноза. Преимуществом естественных составляющих является также возможность выбора произвольной формы области, в которой рассматривается распределение исследуемого элемента. Например, при аналитическом представлении распределения температуры воды в Балтийском море трудно выбрать район правильной геометрической формы с тем, чтобы расстояния между узлами были равны, как это требуется при использовании ряда Чебышева.

Функция $F(x)$, разложенная в ряд по естественным составляющим, имеет вид

$$F(x)=B_0+B_1X_1(x)+B_2X_2(x)+\ldots+B_iX_i(x), \qquad (51)$$

где $X_i(x)$ — естественные составляющие, B_i — коэффициенты разложения. При отыскании естественных составляющих решается система линейных однородных уравнений:

$$\left.\begin{aligned}(F_{11}-\lambda)X_1+F_{12}X_2+\ldots+F_{1n}X_n&=0,\\ F_{21}X_1+(F_{22}-\lambda)X_2+\ldots+F_{2n}X_n&=0,\\ \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots&\\ F_{n1}X_1+F_{n2}X_2+\ldots+(F_{nn}-\lambda)X_n&=0,\end{aligned}\right\} \qquad (52)$$

где λ — некоторый параметр, X_i — естественные составляющие, а коэффициенты F_{ij} определяются по исходным данным. Совокупность этих коэффициентов образует матрицу

$$\begin{Bmatrix}F_{11}F_{12}\ldots F_{1n}\\ F_{21}F_{22}\ldots F_{2n}\\ F_{n1}F_{n2}\ldots F_{nn}\end{Bmatrix}. \qquad (53)$$

Система линейных однородных уравнений имеет решение, отличное от нуля при условии, что определитель системы равен нулю, т. е. когда имеет место уравнение

$$\det\begin{vmatrix}F_{11}-\lambda & F_{12} & \ldots & F_{1n}\\ F_{21} & F_{22}-\lambda & \ldots & F_{2n}\\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots\\ F_{n1} & F_{n2} & \ldots & F_{nn}-\lambda\end{vmatrix}=0, \qquad (54)$$

где λ неизвестно. Определение λ связано с решением уравнения матрицы $\{F\}$. В общем случае это уравнение имеет n решений $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \ldots, \lambda_n$. Величины λ_i называются собственными числами матрицы $\{F\}$. Для симметричных положительно определенных матриц все собственные числа — действительные положительные

числа. Подставляя их последовательно в систему (52), получаем n решений задачи:

$$\begin{array}{lll} \text{для} & \lambda=\lambda_1 & X_{11},\ X_{12},\ X_{13},\ \ldots,\ X_{1n}; \\ \text{для} & \lambda=\lambda_2 & X_{21},\ X_{22},\ X_{23},\ \ldots,\ X_{2n}; \\ \ldots & \ldots & \ldots \\ \text{для} & \lambda=\lambda_n & X_{n1},\ X_{n2},\ X_{n3},\ \ldots,\ X_{nn}. \end{array} \qquad (55)$$

Каждое из этих решений называется собственным вектором корреляционной матрицы $\{F\}$ и представляет собой совокупность n чисел. Они и являются естественными составляющими, с помощью которых можно представить разложение в ряд $F(x)$.

Для симметричных матриц собственные векторы образуют ортогональную систему. Коэффициенты разложения находятся по формуле

$$B_k=\frac{\sum_1^n FX_k}{\sum_1^n X_k^2}. \qquad (56)$$

Для оценки точности разложения используется показатель связи

$$R^2=\frac{\sum_{n=1}^{H}\lambda_n}{\sum_{n=1}^{n}\lambda_n}, \qquad (57)$$

где n — число точек, в которых задана функция, H — число членов разложения ($H<n$); величина R^2 меняется от 0 до 1.

Расчеты, связанные с нахождением естественных составляющих, выполняются с помощью ЭВМ.

В табл. 9 приведены естественные составляющие, рассчитанные для распределения t_w в северо-западной части Атлантического

Таблица 9

X_1	X_2	X_3	Y_1	Y_2	Y_3
0,681	—0,321	—0,463	0,551	—0,336	—0,271
0,456	0,199	0,385	0,484	—0,214	—0,125
0,141	0,362	—0,180	0,306	0,403	0,782
0,097	—0,054	0,597	—0,006	0,774	—0,536
—0,098	0,316	—0,098	—0,717	—0,104	0,104
—0,164	0,491	0,016	—0,295	—0,146	0,029
—0,239	0,090	—0,120	—0,303	—0,147	0,031
—0,126	—0,413	0,257	—0,286	—0,118	—0,012
—0,235	—0,414	0,135	—0,275	—0,112	0
—0,278	—0,117	—0,251			
—0,239	—0,139	—0,277			

океана. Значение температуры воды задано в 99 точках: 11 по оси x и 9 по оси y (см. рис. 20 $а$). Естественные составляющие рассчитывались отдельно для изменения температуры воды вдоль каждой оси.

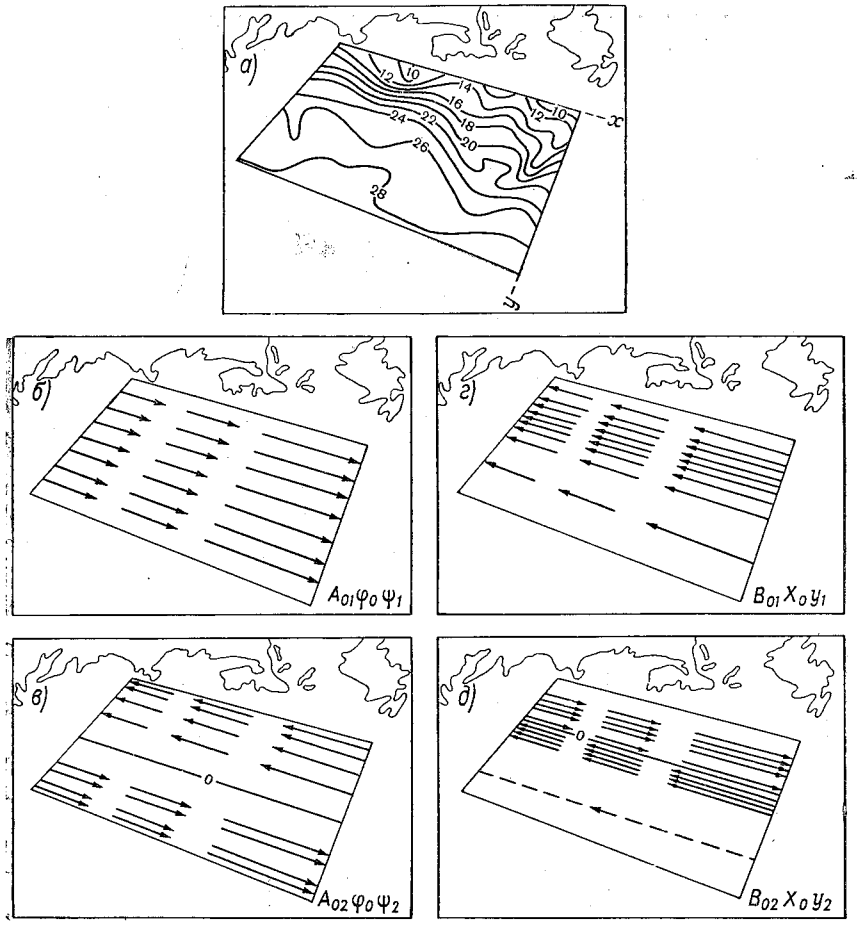


Рис. 20. Распределение температуры воды ($а$) и элементарные поля температуры воды при разложении по полиномам Чебышева ($б$, $в$) и естественным составляющим ($г$, $д$).

Операция разложения выполняется так же, как и по полиномам Чебышева. После определения естественных составляющих рассчитывают коэффициенты разложения B_k. Для того чтобы восстановить значение функции в каждой точке, используется формула (51) для $F(x)$.

Преимущество использования ряда естественных составляющих можно проследить на примере аналитического представления

полей распределения температуры воды в указанном районе северо-западной части Атлантического океана (рис. 20 *а*). При столь сложном характере распределения температуры воды (большие градиенты, теплые и холодные языки и т. д.) ряд естественных составляющих оказался удобной формой аналитического представления. Наиболее наглядно можно проследить преимущество тех членов ряда, которые характеризуют основную особенность рассматриваемого температурного поля — существование полосы с большими горизонтальными градиентами на границе между водами теплого и холодного течений.

Если член ряда Чебышева $A_{01}\varphi_0\psi_1$ (рис. 20 *б*) отображает равномерный поток, направленный с запада на восток, то соответствующий член ряда естественных составляющих $B_{01}X_0Y_1$ (рис. 20 *г*) также характеризует поток в широтном направлении, но интенсивность этого потока больше в зоне с наибольшими горизонтальными градиентами. Член ряда $B_{02}X_0Y_2$ (рис. 20 *д*), характеризующий также широтный перенос, отличается сгущением изолиний на границах этой зоны. В южной части района, где нет больших температурных контрастов, как элементарное поле $B_{01}X_0Y_1$, так и поле $B_{02}X_0Y_2$ отличаются разрежением изолиний. Восстановление полей распределения суммой членов ряда естественных составляющих первого—третьего порядка дает удовлетворительный результат даже для района со сложным характером распределения температуры воды.

Литература: [10, 11, 18, 26, 30, 32, 37, 38, 39, 40, 46, 50, 67, 73, 92, 110].

Часть вторая

ОСНОВЫ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Глава IV. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

§ 1. КРАТКОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ. КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

Элементы режима моря подвержены как долгопериодным, так и кратковременным изменениям, причем изменения в течение нескольких часов или дней иногда могут превышать сезонные и годовые изменения. Например, во время наводнения 1924 г. в Ленинграде повышение уровня за 10 часов составило 370 см, в то время как среднемесячные значения уровня изменяются от месяца к месяцу в пределах 5—15 см. Иногда скорость подъема уровня при наводнениях в Ленинграде может достигать 100 см/ч (например, 15 октября 1929 г.). Изменения температуры поверхности воды на северо-западе Атлантики на границе Гольфстрима и Лабрадорского течения достигают 10° за несколько часов, значения же температуры, осредненной по пятиградусным квадратам, изменяются от лета к зиме не более чем на 5°.

Известны случаи, когда в мелководных северных районах Каспийского моря температура воды за 6 дней понижалась от больших положительных значений (12° С) до отрицательных и появлялся лед. В открытом океане высоты волн за 6 часов увеличивались до 8 м. У приглубых берегов Крыма при сгонных ветрах за счет выхода глубинных вод температура воды может понизиться за несколько часов на 10°.

Прогноз кратковременных изменений гидрометеорологических элементов может быть дан лишь с небольшой заблаговременностью (от нескольких часов до нескольких суток), но даже такие краткосрочные прогнозы важны для народного хозяйства. Особую важность представляют прогнозы опасных гидрологических явлений (катастрофических подъемов и спадов уровня, появления льда в мелководных районах при резком понижении температуры воздуха, сильного волнения, изменения положения слоя скачка и т. д.).

Краткосрочные прогнозы составляются с небольшой заблаговременностью, но они позволяют конкретизировать характеристики элементов: более детальное распределение высот волн по акватории моря или океана, кривую распределения температуры воды по вертикали, положение отдельных изотерм, высоту уровня в наиболее важных районах и т. д.

Краткосрочные прогнозы служат также для уточнения долгосрочных прогнозов. При разработке методов краткосрочных прогнозов широко используется закон сохранения энергии в виде решения уравнений теплового баланса и уравнения баланса энергии.

При составлении краткосрочных гидрологических прогнозов часто используется прогноз погоды, так как явления в гидросфере так быстро следуют за явлениями в атмосфере, что без прогноза метеорологических элементов невозможно составить прогноз гидрологических элементов с необходимой для потребителей заблаговременностью. Так, например, между усилением ветра и вызванными им сгонно-нагонными колебаниями уровня или волнением проходит всего несколько часов, поэтому при прогнозах уровня и волнения используется прогноз ветра.

Случаи резких кратковременных изменений гидрологических элементов в прибрежных районах, особенно в мелководных, известны давно; в связи с этим первые краткосрочные прогнозы стали разрабатываться именно для прибрежных районов. Что же касается развития краткосрочных прогнозов гидрологических элементов в открытых районах морей и океанов, то здесь большую роль сыграли наблюдения на многосуточных и буйковых станциях. Продолжительные наблюдения с помощью самописцев дали в руки прогнозистов качественно новую информацию о состоянии моря и атмосферы. Наблюдения над температурой воды и течениями на разных горизонтах позволили обнаружить значительную кратковременную изменчивость этих элементов. Температура воды на отдельных горизонтах может меняться на несколько градусов в течение нескольких часов. Течения за этот же период могут изменять направление на 180°, а скорость — от 5 до 20 см/с. После проведения длительных наблюдений появилась возможность количественно сопоставить изменения температуры воды и течений с определяющими факторами: ветром, полем атмосферного давления, потоками тепла через поверхность моря и т. п. На основе наблюдений на многосуточных и буйковых станциях в Гидрометцентре СССР под руководством Н. А. Белинского был разработан метод краткосрочного прогноза температуры воды, течений, волнения и уровня. Характерной особенностью этого метода является общий подход к прогнозу различных элементов. Он основан на анализе влияния атмосферных процессов над большими районами на термические и динамические процессы в море. Для удобства использования метода в оперативной работе при прогнозе перечисленных элементов используются одни и те же количественные характеристики полей атмосферного давления.

Большую роль в развитии краткосрочных прогнозов сыграло применение электронной вычислительной техники. Продолжительные наблюдения над гидрологическими элементами через небольшие интервалы времени дают такое количество материалов наблюдений, что обработать его вручную не представляется возможным. Даже такие простые операции, как скользящее осреднение, разложение скорости течения на составляющие и т. п., при больших рядах наблюдений невозможно производить без ЭВМ. Применение вычислительной техники позволило шире использовать аппарат математической статистики. На основе корреляционного и спектрального анализа выявляется периодичность в ходе гидрометеорологических элементов, устанавливается степень связанности между отдельными элементами и т. д. Новая техника дала возможность использовать такие формы аналитического представления кривых и полей распределения гидрометеорологических элементов, как разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Трудоемкий, но эффективный способ множественной корреляции позволяет учесть влияние большого числа факторов, определяющих прогнозируемые элементы.

§ 2. РОЛЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Вопрос об использовании прогнозов погоды при разработке методов и составлении прогнозов гидрологических элементов тесно связан с развитием морских прогнозов. Этой проблеме уделяли большое внимание В. Ю. Визе, Н. А. Белинский и другие исследователи.

Разработка методов морских прогнозов возможна лишь при совместном изучении процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере. Процессы в море зависят от атмосферных условий над морем и прилегающими районами суши. Например, изменения температуры воды в море и появление льда связаны с тепловым балансом поверхности моря, который в значительной степени определяется температурой воздуха, облачностью, влажностью и скоростью ветра.

Разработка методов морских прогнозов неразрывно связана с прогнозами погоды. Это положение очевидно, но вопрос о том, каким же образом следует использовать метеорологические прогнозы, является сложным. При рассмотрении существующих в настоящее время методов морских прогнозов можно выделить два подхода в решении этого вопроса. В одном случае прогноз погоды используется в явной форме, в другом — в скрытой. Примером использования прогноза погоды в явной форме служит составление прогнозов волнения и сгонно-нагонных колебаний уровня моря в соответствии с прогнозом ветра или поля атмосферного давления над морем. При другом подходе отыскивается непосредственная связь между состоянием атмосферных процессов в момент составления прогноза и состоянием процессов в море в будущем. Например, при составлении долгосрочного прогноза уровня Каспийского

моря в качестве аргумента используются характеристики атмосферной циркуляции, от которых зависит количество выпадающих осадков в бассейне р. Волги. Эти осадки в конечном итоге определяют уровень Каспийского моря.

Процесс разработки метода морского прогноза логично разделить на два этапа: 1) отыскание расчетных зависимостей, которые позволяют по заданным метеорологическим элементам определять значения гидрологических элементов и 2) разработка метода прогноза необходимых метеорологических элементов. При решении задачи таким путем появляется реальная возможность проследить последовательно связь явлений, происходящих в атмосфере и гидросфере. Решение этой задачи усложняется недостаточной оправдываемостью прогнозов погоды, особенно долгосрочных. Если при расчетах использовать прогнозируемые значения метеорологических элементов, которые содержат ошибки, то в результате наложения ошибок обеспеченность морского прогноза снижается. Поэтому, решая вопрос о возможности использования прогнозов погоды при составлении морских прогнозов, целесообразно предварительно оценить ошибки, которые могут иметь место за счет погрешности прогноза погоды.

При составлении краткосрочных морских прогнозов без учета метеорологических используют существующее в природе запаздывание одних явлений относительно других. Изменения процессов в гидросфере, обусловленные атмосферными процессами, происходят не мгновенно, а по истечении некоторого промежутка времени, необходимого на передачу энергии. Этот промежуток времени используется в качестве заблаговременности при составлении краткосрочных прогнозов по фактическим метеорологическим условиям. Он меняется от нескольких часов при прогнозе волнения и сгонно-нагонных колебаний уровня по заданному полю ветра или атмосферного давления до 1—2 суток при прогнозе течений и адвективных изменений температуры воды по заданному полю атмосферного давления (а при прогнозе крупномасштабных явлений даже до нескольких месяцев).

§ 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗАХ УРАВНЕНИЙ ТЕПЛОВОГО И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСОВ

В области морских прогнозов все большее применение находят уравнения теплового, водного, солевого и ледового балансов. Определение составляющих баланса позволяет количественно оценить роль отдельных процессов, протекающих в атмосфере и море, и их суммарное воздействие на элементы гидрологического режима. На основе расчетов теплового и ледового балансов можно составлять прогнозы температуры воды и ледовых явлений. Расчеты водного баланса используются для прогноза уровня, а на основе расчета солевого баланса определяется изменение гидрохимических элементов.

Отдельные составляющие баланса могут измеряться непосредственно или рассчитываться по формулам. Поскольку возможность непосредственных измерений ограничена, чаще применяются расчетные методы.

В краткосрочных прогнозах термических условий в море и волнения наиболее широкое применение нашли уравнения баланса тепла и энергии. Закон сохранения энергии, который положен в основу большинства методов расчета и прогноза волнения, был впервые сформулирован В. М. Маккавеевым в 1937 г. Уравнение баланса энергии по Маккавееву имеет вид

$$\frac{\partial E}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(UE)=M_{\nu}-E_D, \qquad (58)$$

где E — волновая энергия на единицу площади; U — скорость переноса волновой энергии; M_{ν} — энергия, передаваемая волнам; E_D — энергия диссипации; t — время действия ветра; x — расстояние от подветренного края шторма вдоль направления распространения волн.

Тепловой баланс моря (на примере Карского моря) впервые рассчитал В. В. Шулейкин. Сопоставляя приходную и расходную части баланса, Шулейкин пришел к выводу о существовании ветви теплых атлантических вод в Карском море. Последующие экспедиционные наблюдения подтвердили правильность этого вывода.

Уравнение теплового баланса в общем виде:

$$\sum Q=Q_{\odot}-Q_{эф}\pm Q_{и.,\,к}\pm Q_{т.\,о}\pm Q_{л}\pm Q_{а}\pm Q_{т}, \qquad (59)$$

где $Q_{\odot}$ — поглощенная морем солнечная радиация, которая состоит из прямой и рассеянной радиации с учетом отражения от водной поверхности; $Q_{эф}$ — эффективное излучение, представляющее собой разность между длинноволновым излучением поверхности моря и встречным излучением атмосферы; $Q_{и.,\,к}$ — потери тепла на испарение и приток за счет конденсации; $Q_{т.\,о}$ — турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой; $Q_{л}$ — выделение тепла при ледообразовании и потери тепла при таянии льда; $Q_{а}$ — теплообмен за счет адвекции тепла течениями; $Q_{т}$ — теплообмен, обусловленный конвективным и турбулентным перемешиванием.

В среднемноголетнем сумма составляющих теплового баланса равна нулю. Неравенство нулю этой суммы за конкретные промежутки времени является причиной колебаний температуры воды. Роль отдельных составляющих теплового баланса в различные периоды времени в различных районах Мирового океана неодинакова. Задача прогнозиста состоит в том, чтобы выделить основные процессы и учесть их при составлении прогнозов температуры воды и ледовых явлений на морях.

Расчетам составляющих теплового баланса, их изменчивости в пространстве и во времени посвящена специальная литература, здесь же мы остановимся лишь на некоторых способах, которые нашли применение в морских прогнозах.

§ 4. МЕТОДЫ РАСЧЕТА СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

Методика для расчетов климатологических величин составляющих теплового баланса разработана в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

1. Расчет радиационного баланса. Для расчетов суммарной радиации используется формула типа формулы Савинова—Ангстрема с коэффициентами, полученными в ГГО:

$$(Q+q)=(Q+q)_0(1-aN-bN^2), \qquad (60)$$

где $(Q+q)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе; a и b — коэффициенты; N — средняя облачность в долях единицы.

При расчетах по формуле (60) обычно используются среднегодовые значения коэффициентов, вычисленные для различных широт.

Как известно, часть солнечной радиации, достигающей поверхности моря, отражается, поэтому при расчетах поглощенной морем радиации необходимо учитывать альбедо морской поверхности. Величина альбедо зависит от многих факторов: высоты солнца, состояния морской поверхности и др. Зависимость эта носит сложный характер, поэтому для практических расчетов обычно пользуются таблицами, в которых приводятся средние значения альбедо для разных широт и месяцев (табл. 10).

Формула для расчета поглощенной радиации с учетом отражения имеет вид:

$$(Q+q)=(Q+q)_0(1-aN-bN^2)(1-r), \qquad (61)$$

где r — альбедо (остальные обозначения прежние).

Помимо расчета климатологических составляющих теплового баланса, при краткосрочных прогнозах необходимо оценивать приток и потери тепла за короткие промежутки времени (сутки, пятидневки и т. д.). В Гидрометцентре СССР были разработаны способы расчета, позволяющие определять поток тепла через поверхность за небольшие промежутки времени по обычной судовой информации. В. С. Красюк и О. И. Шереметевская на основе обобщения материалов актинометрических наблюдений, выполненных на морях и океанах, получили формулу для расчета количества тепла, поступающего от Солнца на поверхность моря. По их данным, соотношение между солнечной радиацией, достигающей поверхности моря, и облачностью имеет вид:

$$(Q+q)=(Q+q)_0(0{,}80-0{,}54N^{2+f}), \qquad (62)$$

где $(Q+q)$ — суточная суммарная солнечная радиация; $(Q+q)_0$ — максимально возможная солнечная радиация; N — общая облачность в долях единицы; $f=4N^3$.

В табл. 11 приведены значения $(Q+q)_0$ для разных широт, полученные на основе данных Миланковича. Отношение $\frac{(Q+q)}{(Q+q)_0}$

Таблица 10

Альбедо водной поверхности для суммарной радиации, по Сивкову

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
70	—	0,23	0,16	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,15	—	—
60	0,20	0,16	0,11	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,10	0,14	0,19	0,21
50	0,16	0,12	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,16
40	0,11	0,09	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,11	0,12
30	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09
20	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
0	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06

Таблица 11

Величины максимально возможной солнечной радиации $(Q+q)_0$ (кал/см^2 · сут) при солнечной постоянной $I_0=1{,}9$)

Широта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
80	—	—	110	440	850	1050	960	615	238	15	—	—
70	—	67	250	525	815	985	915	663	373	135	5	—
60	75	200	392	635	850	950	910	730	495	275	118	50
50	205	340	515	728	890	965	934	805	605	420	248	175
40	340	480	635	795	920	970	945	855	700	540	390	310
30	490	605	735	855	930	955	940	885	790	655	525	455
20	620	710	808	878	915	920	911	890	837	740	650	598
10	737	802	857	880	872	855	859	875	860	820	755	720
0	840	873	877	850	808	775	784	825	860	870	842	825

находится с помощью графика (рис. 21). Формула для $(Q+q)$ с учетом отраженной радиации имеет вид

$$(Q+q)=(Q+q)_0(0{,}80-0{,}54N^{2+f})(1-r). \qquad (63)$$

Для расчета эффективного излучения, представляющего разность между длинноволновым излучением подстилающей поверхности и встречным излучением атмосферы, М. Е. Берляндом предложена формула

$$Q_{эф}=Q_{эф}^{(0)}(1-c_1N^2)+4s\sigma T^3(T_w-T), \qquad (64)$$

где $Q_{эф}^{(0)}$ — излучение при безоблачном небе; N — облачность в долях единицы; c_1 — коэффициент; s — поглощательная способность, которая может быть принята равной 0,95; σ — постоянная Стефана—Больцмана; T — абсолютная температура воздуха; T_w — абсолютная температура воды.

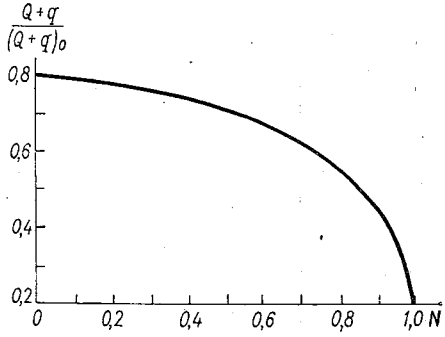


Рис. 21. Зависимость суммарной солнечной радиации от облачности.

Излучение при безоблачном небе является функцией температуры воздуха и влажности и, согласно исследованиям М. Е. Берлянда, может быть представлено в виде

$$Q_{эф}^{(0)}=sT^4(0{,}39-0{,}058\sqrt{e}), \qquad (65)$$

где e — влажность в миллиметрах; $Q_{эф}^{(0)}$ — в кал/(см^2 · мин) рассчитывается по табл. 12.

Значения коэффициента c_1 для различных широт, рассчитанные с учетом средней повторяемости облаков, представлены в табл. 13.

Как видно из формулы (64), на величину эффективного излучения, помимо облачности и влажности воздуха, влияет также величина разности температур воды и воздуха.

Н. А. Ефимова на основе анализа большого количества актинометрических наблюдений пришла к выводу, что характер зависимости эффективного излучения от облачности меняется от района к району и при подборе формы зависимости необходим дифференцированный подход. В большинстве случаев эта зависимость близка к линейной, поэтому для расчетов эффективного излучения рекомендуется использовать формулу

$$Q_{эф}=s\sigma T^4(11{,}7-0{,}23e)(1-c_1N)+4s\sigma T^3(T_w-T). \qquad (66)$$

2. Расчет испарения и турбулентного теплообмена. Испарение и турбулентный теплообмен играют чрезвычайно важную роль в обмене энергией между океаном и атмосферой. Для расчета

Таблица 12

Эффективное излучение при безоблачном небе (кал/(см² · сут))

t_a	e мм											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
0	193	173										
2,0	200	177										
4,0	203	183	163									
6,0	213	183	170									
8,0	216	193	173	160	140	136						
10,0	223	200	180	163	147	140						
12,0	230	203	187	170	153	143						
14,0	236	210	190	173	160	146						
16,0	243	216	197	180	163	150	137					
18,0	250	223	203	183	170	153	140	127				
20,0	257	230	205	190	173	160	143	130	120			
22,0		236	213	193	180	163	150	137	123	110		
24,0		243	220	200	183	166	153	140	128	113	103	
26,0		246	224	203	187	173	156	143	130	116	106	96
28,0		253	230	210	193	176	160	146	133	120	110	100
30,0		260	240	216	200	180	166	150	140	126	113	

Таблица 13

Среднеширотные значения коэффициента c_1

Широта, град. . .	75	70	65	60	55	50	45	40
c_1	0,82	0,80	0,78	0,76	0,74	0,72	0,70	0,68
Широта, град. . .	35	30	25	20	15	10	5	0
c_1	0,65	0,63	0,61	0,59	0,57	0,55	0,52	0,50

этих составляющих теплового баланса предложено большое количество формул, полученных как на основе выводов теории, так и путем сопоставления измеренных величин с теми факторами, от которых они зависят.

Эмпирическая формула, полученная В. В. Шулейкиным на основании данных наблюдений в испарителе, позволяет рассчитать величину потерь тепла на испарение в зависимости от дефицита влажности и скорости ветра

$$Q_{\text{и}} = A\,(E - e)\,v, \tag{67}$$

где E — упругость насыщения при определенной температуре воды; e — абсолютная влажность; v — скорость ветра; A — коэффициент. Определению коэффициента A посвящено много исследований как теоретических, так и эмпирических. Исследованиями В. С. Самойленко показано, что коэффициент A должен приниматься переменным в зависимости от высоты наблюдений над скоростью ветра и влажностью воздуха.

Для расчета турбулентного теплообмена большинство исследователей используют формулу, выражающую закон теплообмена Ньютона

$$Q_{\text{т. о}} = B_z c_p\,(t_w - t_a)\,v, \tag{68}$$

где $(t_w - t_a)$ — разность температур воды и воздуха; v — скорость ветра; B_z — коэффициент.

Как и коэффициент A в формуле (67) коэффициент B_z принимается переменным в зависимости от высоты, на которой производятся наблюдения за температурой воздуха и скоростью ветра.

Интенсивность испарения и теплообмена зависит от характера распределения метеорологических элементов с высотой. Установлено, что при неустойчивой стратификации испарение и теплообмен происходят более интенсивно, чем при устойчивой стратификации или при равновесных условиях. В связи с этим предложены теоретические формулы, в которые входят вертикальные градиенты влажности и других метеорологических элементов. М. И. Будыко, исходя из уравнения турбулентной диффузии для приземного слоя, получил формулу для расчета потерь тепла на испарение

$$Q_{\text{и}} = k\rho\,\frac{q_1 - q_2}{\ln \frac{z_1}{z_2}}, \tag{69}$$

где z_1 и z_2 — высоты, на которых измеряется влажность q_1 и q_2; ρ — плотность воздуха, k — коэффициент обмена.

Однако применение подобного рода формул на практике очень ограничено, так как ими можно пользоваться только в тех случаях, когда производятся градиентные наблюдения. Поэтому в морских прогнозах используются способы косвенного учета влияния распределения влажности на скорость испарения. Н. А. Белинский

установил зависимость облачности от влажности и интенсивности циклонической и антициклонической деятельности:

$$N=\frac{12\sqrt[4]{10e}-D}{0{,}4D+4}+0{,}05I, \tag{70}$$

где N — облачность в баллах; e — абсолютная влажность воздуха в миллибарах; D — дефицит влажности воздуха в миллибарах; I — интенсивность циклонической и антициклонической деятельности в миллибарах.

Уравнение (70) было получено по материалам наблюдений над облачностью, влажностью и интенсивностью циклонической и антициклонической деятельности над сушей. Этим уравнением можно пользоваться и для расчетов дефицита влажности, если известны значения всех других элементов, входящих в уравнение. В этом случае оно принимает вид

$$D=\frac{12\sqrt[4]{10e}-4N+0{,}2I}{1+0{,}4N-0{,}02I}. \tag{71}$$

Дефицит влажности, рассчитанный по формуле (71), отличается от дефицита влажности в нижнем слое воздуха, рассчитанного непосредственно по температуре и влажности воздуха. Приведенная выше формула (71) построена по наблюдениям над облачностью и влажностью воздуха над сушей, поэтому числовые коэффициенты в ней также соответствуют некоторому среднему распределению влажности над сушей. В результате этого значения дефицита влажности над морем, рассчитанные по формуле (71), как правило, получаются завышенными по сравнению с действительными. Следовательно, отношение дефицита влажности D_c, рассчитанного по судовым наблюдениям над температурой воздуха и влажностью, к дефициту влажности D, полученному по формуле (71), характеризует приближенно различие в распределении влажности над морем и сушей по вертикали. Тогда формулу для расчета затрат тепла на испарение можно записать в виде

$$Q_и=A\frac{D_c}{D}(E-e)v. \tag{72}$$

Здесь A — постоянный коэффициент, равный 7,1.

О. И. Шереметевская иначе учитывала влияние стратификации на испарение и теплообмен. В качестве показателя стратификации она использует разность температур воды и воздуха. На основе выводов теории турбулентного перемешивания, разработанной А. С. Мониным и А. М. Обуховым, ею получен упрощенный способ расчета испарения и теплообмена, который позволяет учитывать влияние температурной стратификации на интенсивность обмена по данным обычных судовых наблюдений. На основании данных градиентных наблюдений установлены зависимости гради-

ента скорости ветра, температуры воздуха и дефицита влажности от разности температур воды и воздуха.

$$v_z - v_1 = f\left[v_z,\ (t_{a_z} - t_w)\right], \tag{73}$$

$$t_{a_z} - t_{a_1} = f\left[\lg z,\ (t_{a_z} - t_w)\right], \tag{74}$$

$$D_z - D_1 = f\left[\lg z,\ (t_{a_z} - t_{a_1})\right]. \tag{75}$$

Здесь z — высота наблюдений над температурой воздуха, скоростью ветра и влажностью; v_z и v_1 — скорость ветра на уровнях z и 1 м; t_{a_z} и t_{a_1} — температура на этих уровнях, D_z и D_1 — дефицит влажности.

Скорость испарения (W) рассчитывается по уравнению турбулентной диффузии

$$W = \rho k \frac{ds}{dz}, \tag{76}$$

где ρ — плотность воздуха; k — коэффициент турбулентности; $\frac{ds}{dz}$ — вертикальный градиент удельной влажности. Значения k и $\frac{ds}{dz}$ рассчитываются по формулам, вытекающим из теории турбулентного перемешивания с учетом соотношений (73)—(75). В результате получены формулы для расчета скорости испарения и турбулентного теплообмена в виде

$$W = 7{,}6 v_1 D_1, \tag{77}$$

$$Q_{т.\,о} = 0{,}22 v_1 (t_{a_1} - t_w), \tag{78}$$

где W в мм/мес, v_1 в м/с, D_1 в мм; $Q_{т.\,о}$ в ккал/(см^2 · мес).

Полученные формулы (77) и (78) позволяют при расчетах скорости испарения и теплообмена приближенно учитывать влияние стратификации.

3. Упрощенный способ расчета теплового баланса. Для расчета составляющих теплового баланса поверхности моря по приведенным выше формулам необходимы сведения о температуре воды и воздуха, влажности воздуха, скорости ветра и облачности. Для открытых районов морей и океанов не всегда имеется информация об этих метеорологических элементах. Что же касается прогноза, то из всех перечисленных элементов более или менее надежно прогнозируется лишь температура воздуха. Поэтому в Гидрометцентре СССР разработаны упрощенные способы расчета теплового баланса, которыми пользуются в случае отсутствия необходимой информации.

В холодную часть года в средних широтах потери тепла преобладают над притоком. В ряде исследований было показано, что величина потерь тепла за счет испарения, турбулентного теплообмена и эффективного излучения может быть с достаточной для практических целей точностью рассчитана по разности температур

воды и воздуха, поскольку каждая из упомянутых составляющих в той или иной степени зависит от величины $t_w - t_a$. Общий вид таких зависимостей имеет вид

$$Q = a(t_w - t_a) + b, \tag{79}$$

где Q — суммарные потери тепла; $(t_w - t_a)$ — разность температур воды и воздуха; a и b — коэффициенты, зависящие от местных условий.

Обобщенная формула для вычисления потока тепла (в кал/(см^2 × × сут)), применимая для любого времени года и различных физико-географических условий, была получена Я. А. Тютневым:

$$Q = (4{,}3E + 26)(t_a - t_w) + 1{,}03Q_{\odot}^{(N)} - 182, \tag{80}$$

где E — максимальная упругость водяного пара, вычисленная по температуре воздуха (в миллибарах); $Q_{\odot}^{(N)}$ — поглощенная солнечная радиация.

В первое слагаемое формулы (80) входят температура и влажность воздуха и температура воды. Оно позволяет учесть процессы испарения и теплообмена. Второе слагаемое содержит поглощенную радиацию, следовательно, характеризует приток тепла от Солнца, а третье — приближенно характеризует среднее значение длинноволновой радиации.

О. И. Шереметевская рассмотрела возможность краткосрочного прогноза потоков тепла через поверхность океана в зависимости от атмосферной циркуляции. Наиболее резкие изменения составляющих теплового баланса поверхности океана наблюдаются при смене направлений воздушных потоков. Вследствие переноса воздушных масс с различными свойствами происходят изменения интенсивности процессов турбулентного и радиационного обмена. Изменения величин потерь тепла на испарение, притока тепла при конденсации водяных паров и турбулентного теплообмена океана с атмосферой определяются главным образом колебаниями температуры воздуха, влажности и скорости ветра, которые в свою очередь зависят от свойств воздушных масс.

Кратковременные изменения составляющих радиационного баланса определяются также в основном метеорологическими факторами. Влияние астрономических факторов (высота солнца, склонение, продолжительность дня) на суммарную солнечную радиацию значительно меньше, чем влияние облачности. Изменение же количества и форм облачности достаточно тесно (что подтверждает корреляционный анализ) связано с направлением и интенсивностью воздушных потоков.

Обнаруженные связи между отдельными составляющими теплового баланса и характеристиками полей атмосферного давления позволяют сделать вывод о возможности прогноза потоков тепла через поверхность океана по заданному полю атмосферного давления. Интересно отметить, что синхронные связи потоков тепла через поверхность океана с характеристиками полей атмосфер-

ного давления оказываются менее тесными, чем такие связи с суточной заблаговременностью. Это служит дополнительным доказательством возможности прогноза потоков тепла через поверхность океана по полю атмосферного давления.

§ 5. РАСЧЕТ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУХА НАД МОРЕМ

В открытых районах морей и океанов не всегда имеются сведения о температуре воздуха, поэтому для ее определения используются расчетные методы.

При движении воздушной массы над водной поверхностью в результате процессов теплообмена и влагообмена между двумя средами происходит изменение свойств воздушной массы, т. е. трансформация воздуха. Процесс трансформации обусловлен влиянием многих факторов: температуры воздуха, температуры подстилающей поверхности, скорости движения воздушного потока, потоков тепла через границу раздела вода—воздух и др.

Трансформация воздушных масс является предметом исследования различных областей гидрометеорологической науки: синоптической и динамической метеорологии, аэрологии и др. Расчет трансформации воздуха над морем необходим и при решении задачи прогноза температуры воды в открытом море.

В работах И. А. Кибеля, Е. Н. Блиновой, Е. М. Добрышмана, М. Е. Берлянда и других исследователей предлагаются теоретические схемы расчета трансформации. Для использования этих схем не всегда имеется исходная информация, поэтому для расчетов трансформации воздуха над морем, необходимых при прогнозах температуры воды, в Гидрометцентре СССР были разработаны упрощенные способы.

Степень трансформации воздуха, движущегося над морем, зависит от разности температур воды и воздуха и скорости перемещения воздуха. Изменения температуры воздуха по мере его движения над морем будут тем больше, чем больше разность температуры воздуха и подстилающей поверхности, т. е. температуры воды. Скорость воздушного потока влияет двояко: с одной стороны, чем больше скорость перемещения воздуха, тем интенсивнее турбулентное перемешивание и тем быстрее меняется температура воздуха; с другой стороны, чем меньше скорость движения воздуха, тем дольше воздух будет находиться над водой и тем заметнее будет влияние водной поверхности.

Изменения температуры воздуха в результате трансформации можно приближенно оценить по формуле

$$\Delta t_a = f\left[(t_a - t_w)\,\tau\right],$$

где Δt_a — разность между температурой воздуха в начальной точке и в точке, для которой ведется расчет; t_w — температура воды на пути перемещения воздуха; τ — время пребывания воздушной массы над водой.

Время τ определяется как

$$\tau = \frac{S}{v},$$

где S — путь пробега воздуха над морем; v — скорость ветра.

Для расчета скорости воздушного потока над морем Н. А. Белинский предложил использовать карты функций тока ψ, на которых проведены изолинии $\psi = \text{const}$.

Расстояние между линиями тока связано со скоростью потока: чем больше скорость, тем гуще проходят линии тока. Направление скорости совпадает с касательной к кривой в каждой точке.

При расчете трансформации воздуха над морем для построения карт линий тока используются данные об атмосферном давлении. В узлах сетки снимают значения давления и находят разности давления для каждой соседней пары точек. Затем для каждой стороны квадрата вычисляют проекции геострофического ветра по формуле

$$v = \frac{\alpha}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S}, \qquad (81)$$

где v — скорость геострофического ветра; φ — широта места; $\Delta p/\Delta S$ — горизонтальный градиент давления; α — коэффициент.

Далее, каждую сторону квадрата разбивают на отрезки, число которых пропорционально вычисленным значениям скорости. Через деления проводят линии, которые и являются линиями тока. Густота линий служит мерой скорости потока, а направление определяется известным правилом: если наблюдатель смотрит в направлении потока, то слева от него — низкое давление, а справа — высокое.

Практически скорость потока определяют следующим образом: находят цену деления одной линии тока (в м/с) и затем по числу линий тока в выбранной единице длины (например, в 1 см) определяют скорость потока. На рис. 22 представлена карта линий тока, построенная по данным атмосферного давления для северной части Атлантического океана.

Для прибрежных районов, особенно для вытянутых полуостровов и остроконечных мысов, формулу геострофического ветра рекомендуется дополнить членом, позволяющим учитывать температурный контраст поверхности суши и прилегающей поверхности моря.

Полная формула имеет вид

$$v = \frac{\alpha}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S} + \beta \frac{\Delta t}{\Delta S}, \qquad (82)$$

где β — коэффициент; $\frac{\Delta t}{\Delta S}$ — градиент температуры воздуха.

Карты линий тока строятся за периоды с достаточно устойчивыми потоками воздуха над всей рассматриваемой поверхностью моря или океана.

Отрезки времени, в течение которых потоки воздуха остаются устойчивыми, можно определить, просматривая синоптические карты. Но более объективно выделить такие периоды можно, пользуясь способом, предложенным Белинским. В центрах квадратов снимают атмосферное давление и выражают индексами Белинского (табл. 14). Затем рассчитывают сумму индексов, снятых с пяти последовательных синоптических карт и строят карты скользящих

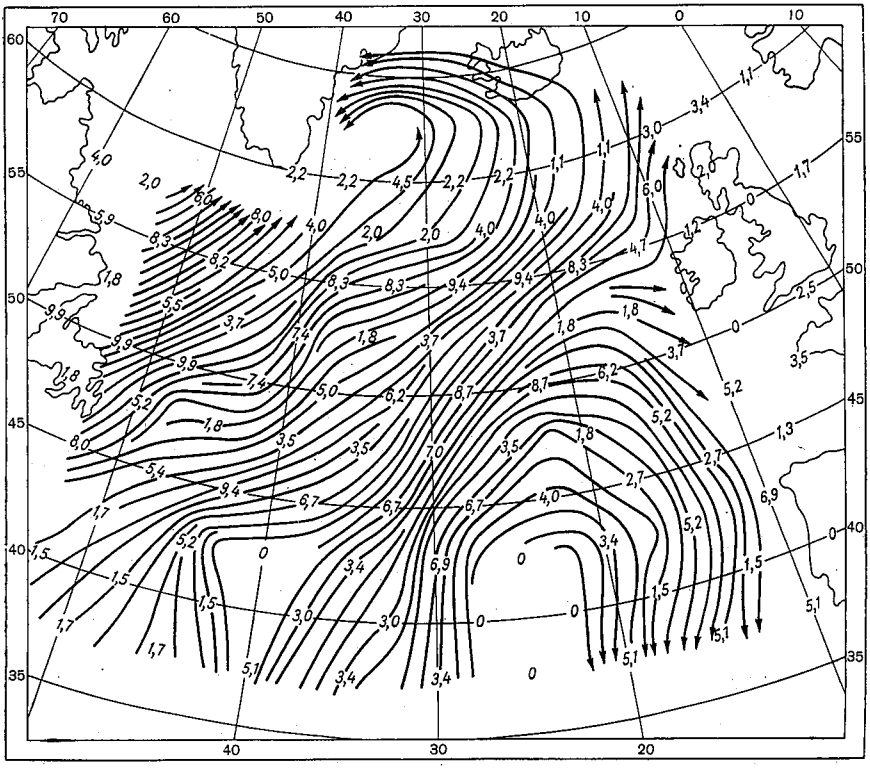


Рис. 22. Карта линий тока.

средних пятидневных величин. По каждой такой карте вычисляют алгебраическую сумму значений давления для всех квадратов и строят график. По оси ординат откладывают полученную сумму, а по оси абсцисс — даты, за которые производилось осреднение.

Максимумы и минимумы на полученной кривой разделяют отрезки времени с наиболее устойчивыми потоками воздуха над рассматриваемым районом. По данным наблюдений над атмосферным давлением и температурой воды в Охотском, Баренцевом морях и северной части Атлантического океана Я. А. Тютневым, Г. Н. Милейко и др. получены уравнения для расчета трансформации воздуха в виде

$$\Delta t_a = \sqrt{a\,(t_w - t_a)\,\tau + b} + c,$$

Таблица 14

Индексы Белинского

Давление воздуха при циклонической циркуляции, мбар	Индекс	Давление воздуха при антициклонической циркуляции, мбар	Индекс
1030	0,0	1050	—12,0
1029	0,2	1049	—11,8
1028	0,4	1048	—11,6
1027	0,6	1047	—11,4
1026	0,8	1046	—11,2
1025	1,0	1045	—11,0
1024	1,2	1044	—10,8
. . .	. . .	. . .	. . .
1020	2,0	1040	—10,0
1015	3,0	1035	—9,0
1010	4,0	1030	—8,0
1005	5,0	1025	—7,0
1000	6,0	1020	—6,0
995	7,0	1015	—5,0
990	8,0	1010	—4,0
985	9,0	1005	—3,0
. . .	. . .	. . .	. . .
970	12,0	990	0,0

где a, b и c — эмпирические коэффициенты, зависящие от характера атмосферных процессов над бассейном и периода осреднения.

Чем больше период осреднения, тем меньше наклон кривой. Проверка показала, что при значительных периодах осреднения (месяц и более) при расчетах по картам линий тока получаются заниженные скорости потока. Это объясняется тем, что в большинстве районов морей и океанов даже в случае преобладания потоков определенного направления в течение такого длительного промежутка времени могут наблюдаться потоки других направлений.

При использовании уравнений типа (82) наиболее надежные результаты получаются для районов с устойчивыми воздушными потоками. К таким районам относятся в первую очередь моря с отчетливо выраженной муссонной циркуляцией. При летнем и особенно при зимнем муссоне ветры сохраняют почти одно и то же направление. Поэтому при осреднении даже за большие периоды получается картина, довольно хорошо согласующаяся с фактической.

Интересно отметить, что при нагревании воздуха по пути движения над водной поверхностью и при его охлаждении кривые $\Delta t_a = f[(t_w - t_a)\tau]$ имеют разную крутизну. В случае когда на океан поступают холодные потоки воздуха, изменение температуры воздуха по пути движения происходит более медленно, чем в случае когда поступают теплые потоки. Это объясняется тем, что нагревание воздуха сопровождается конвекцией, охватывающей довольно мощный слой воздуха, поэтому влияние океана на атмо-

сферу распространяется на большую высоту и изменения температуры воздуха у поверхности океана оказываются меньшими по сравнению с тем, когда происходит охлаждение воздуха и в теплообмене с океаном участвует меньший слой воздуха. При изучении трансформации воздуха над водохранилищами получен аналогичный результат: нагревание воздуха происходит менее интенсивно, чем охлаждение.

Литература: [15, 18, 23, 48, 73, 122, 129].

Глава V. КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ТЕЧЕНИЙ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ О МОРСКИХ ТЕЧЕНИЯХ

Прогноз течений представляет большой интерес для практических целей и для решения многих задач океанографии. Расчет рекомендуемых курсов для судов и прогнозы движения наносов, дрейфа льда, температуры и солености воды, гидрохимических характеристик — все эти виды обслуживания народного хозяйства невозможны без прогноза течений. При прогнозе течений необходим количественный учет характеристик полей ветра или атмосферного давления, приливных явлений, влияния рельефа дна, поперечной неравномерности ветра и других факторов.

Течения подразделяют в зависимости от вызывающих их причин, продолжительности действия, расположения течений в толще морских вод и т. д. Классификации, предложенные разными авторами, несколько различаются между собой. Если следовать классификации, предложенной Зубовым, то все многообразие течений, существующих в морях и океанах, в зависимости от вызывающих их сил можно подразделить на следующие группы: приливные, фрикционные и гравитационные.

Приливные течения, вызванные приливообразующими силами Луны и Солнца, носят периодический характер. Для их предвычисления разработаны довольно надежные способы.

К фрикционным течениям относятся дрейфовые течения, обусловленные длительным действием ветра, в результате чего создается наклон уровня, уравновешивающий действие ветра и силу Кориолиса, и ветровые течения, обусловленные непродолжительным действием ветра, в результате чего уровень остается почти горизонтальным.

К гравитационным течениям относятся плотностные течения, обусловленные горизонтальным градиентом плотности воды, возникающим в результате неравномерного распределения температуры и солености; стоковые течения, обусловленные влиянием наклона уровня, возникшего в результате притока речных вод

или водообмена с соседними районами моря; бароградиентные течения, обусловленные изменениями в распределении атмосферного давления, и компенсационные течения, обусловленные сгонно-нагонными явлениями.

Течения подвержены как долгопериодным (многолетним, сезонным), так и кратковременным (от нескольких часов до нескольких суток) изменениям. В настоящей главе мы остановимся на прогнозе течений в пределах от одних до трех суток. Предвычисление приливных течений описано в специальной литературе, здесь будут рассмотрены лишь способы расчета и прогноза непериодических течений.

§ 2. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ТЕОРИИ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Среди большого количества теоретических работ, посвященных океанической циркуляции, можно выделить три основных направления исследований: 1) развитие теории течений, возбуждаемых ветром в однородном океане, 2) теория горизонтальной циркуляции, 3) теория течений бароклинного океана.

Теория чисто дрейфовых течений, вызванных в безбрежном море равномерным ветром в поле силы Кориолиса, была разработана Экманом. Решение было получено при допущениях, что плотность воды постоянна, вода несжимаема, движение установившееся и вертикальная составляющая скорости равна нулю. При таких условиях скорость течения на поверхности отклоняется вправо (в северном полушарии) на 45° от направления ветра. С глубиной скорость течения убывает по экспоненциальному закону, а направление течения отклоняется все более вправо. На глубине, названной глубиной трения, угол отклонения равен 180°, а величина скорости практически равна нулю.

Значительным этапом в исследовании течений явилась разработанная В. Б. Штокманом теория горизонтальной циркуляции. Штокман показал, что поперечная неравномерность в поле ветра играет большую роль в циркуляции вод в море. Если в потоке воздуха одного направления скорость меняется в направлении, перпендикулярном направлению потока, т. е. существует поперечная неравномерность ветра, то в районах со слабыми скоростями ветра на поверхности возникает течение, направленное против ветра. Возникновение экваториальных противотечений Штокман связывает с динамическим эффектом поперечной неравномерности ветра, влиянием силы Кориолиса и ограниченностью рассматриваемых областей океана. Установление роли поперечной неравномерности ветра в формировании ветровых течений явилось важным вкладом как в теорию течений, так и в развитие методов прогнозов, основанных на эмпирических соотношениях. Было выяснено, что при прогнозах течений, вызванных ветром, необходимо учитывать влияние не только местного ветра, но и распределение ветра и атмосферного давления над морем.

Уравнения Экмана не могли быть решены для случая неоднородной по плотности воды с учетом ограниченности морей и океанов и неравномерности ветра, так как граничные условия были очень сложными. Чтобы избежать этих затруднений, Штокман предложил вместо течения на отдельных горизонтах рассматривать осредненный по вертикали перенос масс. В дифференциальных уравнениях движения вместо компонентов скорости взята функция полных потоков, связанная с горизонтальными компонентами интегрального потока по вертикали. При таком подходе из уравнения исключаются неоднородная по вертикали плотность воды и коэффициент турбулентного трения, обусловленный вертикальным обменом количества движения. В результате величина полных потоков определяется в зависимости от касательного трения ветра с учетом «бокового» турбулентного трения.

Примером практического использования метода полных потоков для целей прогноза может служить приведенный в § 3 гл. VIII расчет адвекции тепла течениями в Охотском море.

А. И. Фельзенбаум ввел метод полных потоков в теорию установившихся течений в однородном море. Он разработал метод расчета скоростей течений на отдельных горизонтах в море произвольной формы. Пользуясь этим методом, можно рассчитывать установившееся ветровое течение в море малой и средней глубины.

Следующим этапом в развитии теории течений явились исследования вертикальной структуры возбуждаемых ветром течений с учетом распределения плотности воды. В работах П. С. Линейкина развивается теория бароклинного слоя океана. Система уравнений движения дополнена уравнением диффузии плотности, которое имеет вид

$$\frac{\partial \rho}{\partial t}+u_x\frac{\partial \rho}{\partial x}+u_y\frac{\partial \rho}{\partial y}+u_z\frac{\partial \rho}{\partial z}=\mu_x\left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2}\right)+\mu_z\frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2}, \qquad (83)$$

где ρ — плотность воды; u_x, u_y, u_z — составляющие скорости течения; μ_x, μ_z — коэффициенты горизонтального и вертикального обмена количеством примеси в море.

Из решения системы уравнений, в которую, кроме уравнений движения и других соотношений, входит уравнение (83), поле плотности, рельеф свободной поверхности и составляющие скорости течений определяются как функции координат с учетом бокового обмена количеством движения и диффузии плотности.

Дальнейшее развитие теории бароклинного океана дается в работах А. С. Саркисяна. При решении задачи о возникновении, развитии и установлении течений в бароклинном океане учитывается пространственное взаимодействие между полем масс и полем течений, влияние реального рельефа дна, очертаний береговой линии, расхода жидкости через открытые участки границы рассматриваемых районов океана. Задача расчета восьми неизвестных функций — трех составляющих скорости течения (u_x, u_y, u_z), температуры (t), солености (S), плотности (ρ), давления (p) и

рельефа свободной поверхности океана (ζ) — при упрощениях сводится к определению трех искомых функций ζ, t и S, по которым можно найти остальные.

Для краткосрочных прогнозов течений Саркисян рекомендует более простую схему: расчет рельефа свободной поверхности океана и трех составляющих скорости течения по заданному полю атмосферного давления на уровне моря и пространственному распределению плотности морской воды. При условии, что за одни-двое суток изменения плотности незначительны, можно использовать начальное значение плотности и рассчитать рельеф свободной поверхности, а затем и скорости течения на разных глубинах по полю атмосферного давления (см. § 4).

Ниже рассмотрим некоторые практические методы расчета и прогноза течений, основанные как на выводах теоретических исследований, так и на эмпирических соотношениях.

Из методов долгосрочных прогнозов течений, нашедших практическое применение, рассмотрим метод расчета полей среднемесячных и среднесезонных течений, который разработан сотрудниками ААНИИ (Е. Г. Никифоровым и др.) для окраинных арктических морей. Ими разработаны методика разделения сил, вызывающих баротропную и плотностную составляющие течения, и метод расчета каждой составляющей.

Расчет дрейфовых течений в баротропном море основан на решении системы уравнений Экмана, причем уравнение неразрывности используется для расчета уровня моря. Вначале по полю ветра рассчитывается уровенная поверхность, а затем по ветру и отклонениям уровня — скорость течения. Преимущество этого метода в том, что в граничные условия входят только ветер и глубина в данной точке, поэтому он применим для морей с островами и проливами. Предложенный метод не требует знания расходов через жидкие границы области, так как граничные условия принимаются настолько далеко от границ моря, что их можно принять заданными «на бесконечности». Метод рекомендуется для расчета течений за промежутки времени около одного месяца, так как в этих случаях можно пользоваться стационарными схемами. При расчетах за большие периоды времени, например сезон, необходимо производить осреднение полей плотности.

Для расчета плотностной (бароклинной) составляющей используется система уравнений движения с учетом поля плотности, трения о дно, влияния берегов и рельефа дна. Введен специальный критерий степени приспособления поля плотности к полю ветра, который представляет собой разность проекций градиентов потенциальной энергии в баротропном и бароклинном море при заданных поле ветра и поле плотности. Разработанная методика не требует сведений о положении «нулевой» поверхности. Если такая поверхность и существует в каких-то конкретных случаях, то она находится из решения задачи. Полное течение в каждой точке рассчитывается как сумма баротропной и плотностной составляющих.

§ 3. ЭМПИРИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ДЛЯ РАСЧЕТА СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ПО СКОРОСТИ ВЕТРА

На основе теории ветровых течений разработаны эмпирические формулы для расчета скорости и направления течения для условий прибрежной зоны и для открытого моря. Скорость течения рассчитывается по формуле

$$U = \frac{kv}{\sqrt{\sin \varphi}}, \tag{84}$$

где v — скорость ветра; φ — географическая широта; k — ветровой коэффициент, представляющий собой отношение скорости дрейфового течения к скорости ветра.

Расчеты разных авторов (Е. Пальмен, Н. А. Струйский, В. А. Зенин, И. М. Соскин и др.) показали, что величина коэффициента k непостоянна. Например, установлено, что в прибрежной зоне ветровой коэффициент зависит от направления береговой черты, глубины моря и продолжительности действия ветра.

В результате обобщения материалов наблюдений над течениями на плавмаяках Балтийского моря Соскин выявил количественную зависимость ветрового коэффициента k и угла отклонения течения от направления ветра β от определяющих факторов для мелководных ($H<35$ м) и приглубых ($H>35$ м) акваторий. Для определения величин k и β Соскин построил номограммы (рис. 23 и 24). При $H<35$ м (рис. 23) k и β зависят от глубины моря и направления ветра. Для случая $H>35$ м (рис. 24) k и β определяются в зависимости от направления ветра и расстояния от приглубого берега. Связи между величинами k и β и глубиной моря для этого случая не обнаружено.

При расчетах течений важное значение имеют данные о продолжительности действия ветра для возникновения на поверхности моря установившегося течения. На основе анализа наблюдений на маяке Адлергрунд в Балтийском море Ю. Н. Неронов получил, что в течение 16 часов возникает установившееся течение и за такой же промежуток времени течение затухает после прекращения действия ветра.

В некоторых схемах расчета ветровых течений коэффициент k принимается переменным в зависимости от характеристик волнения моря. Исследованиями В. В. Шулейкина и др. выяснено, что передача энергии ветра волнам происходит за счет нормального давления ветра. Величина давления ветра связана с крутизной волны и ее скоростью. Е. Г. Никифоров, рассмотрев связь полей ветровых волн и течений, пришел к выводу, что ветровое течение следует рассматривать как одно из свойств кинематики ветровых волн и что скорость ветрового течения может быть вычислена по заданному распределению элементов ветровых волн. Ветровой коэффициент зависит от скорости ветра и от его разгона.

На основании теоретических исследований предложены приемы для расчета и прогноза ветровых течений с учетом переменного

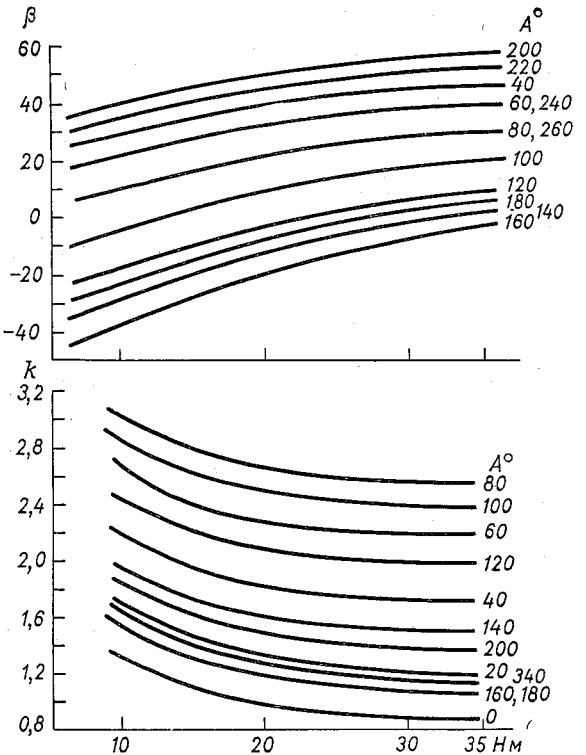


Рис. 23. Изменение угла отклонения β и ветрового коэффициента k в зависимости от направления ветра A и глубины моря H (прибрежная мелководная полоса моря).

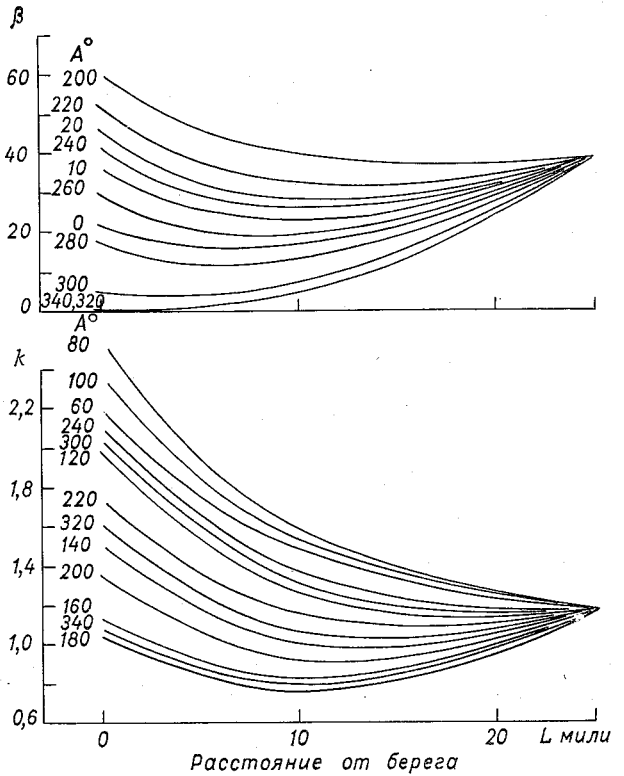


Рис. 24. Изменение угла отклонения β и ветрового коэффициента k в зависимости от направления ветра A и расстояния от приглубого берега L.

ветрового коэффициента. Этот коэффициент принимается переменным, зависящим от волнения. Джеймс предлагает рассчитывать скорость дрейфового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности действия ветра. Напряжение ветра вычисляется по формуле

$$T = c_\alpha \rho_\alpha v^2, \qquad (85)$$

где c_α — коэффициент касательной силы трения, являющейся функцией степени турбулентности, следовательно, связанной с состоянием моря и степенью волнения; ρ_α — плотность воздуха; v — скорость ветра.

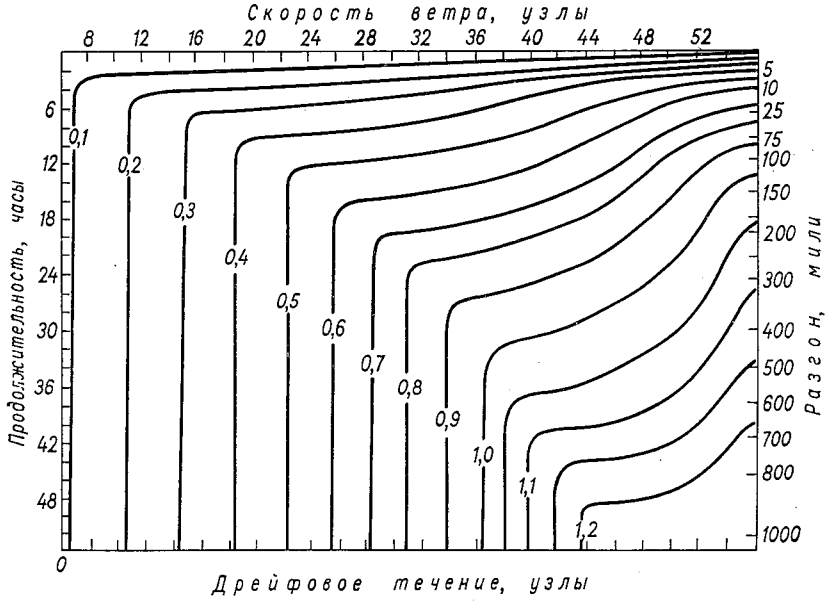


Рис. 25. Номограмма для расчета дрейфового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности действия ветра.

Для расчета скорости ветрового течения составлена номограмма (рис. 25), входными параметрами которой являются скорость ветра, разгон и продолжительность действия ветра. Этот способ применяется для определения адвекции тепла течениями при составлении прогнозов температуры воды.

Пример. Расчет скорости дрейфового течения.

Известно, что ветер скоростью 24 узла продолжался 6 часов при разгоне 30 миль. Скорость дрейфового течения, определенная по номограмме (рис. 25), равна 0,31 узла. Если ветер будет действовать 12 часов, скорость течения увеличится до 0,5 узла, а через 15 часов — до 0,55 узла и т. д. Номограмма позволяет рассчитать значение скорости течения при условии, что в начальный момент течения не было. Поэтому при изменении скорости ветра вносится поправка на течение, образовавшееся под действием ветра, наблюдавшегося в предшествующее время. Для введения поправки вычисляется так называемая эквивалентная продолжительность ветра, представляющая собой промежуток времени,

необходимый для того, чтобы изменившийся ветер создал такое же течение, какое вызвал предшествующий ветер. Эта величина прибавляется к действительной продолжительности изменившегося ветра и по ней рассчитывается скорость течения. Если ветер скоростью 12 узлов продолжался 6 часов, а следующие 6 часов его скорость была 24 узла, то при расчете вначале определяют скорость течения, установившуюся за первые 6 часов при ветре 12 узлов. Эта скорость по номограмме равна 0,23 узла. Если бы скорость ветра была 24 узла, то скорость течения 0,23 узла установилась бы за 4 часа. Период 4 часа и есть эквивалентная продолжительность, которая добавляется ко вторым 6 часам. Затем по продолжительности 10 часов и скорости 24 узла на номограмме определяется скорость течения 0,42 узла.

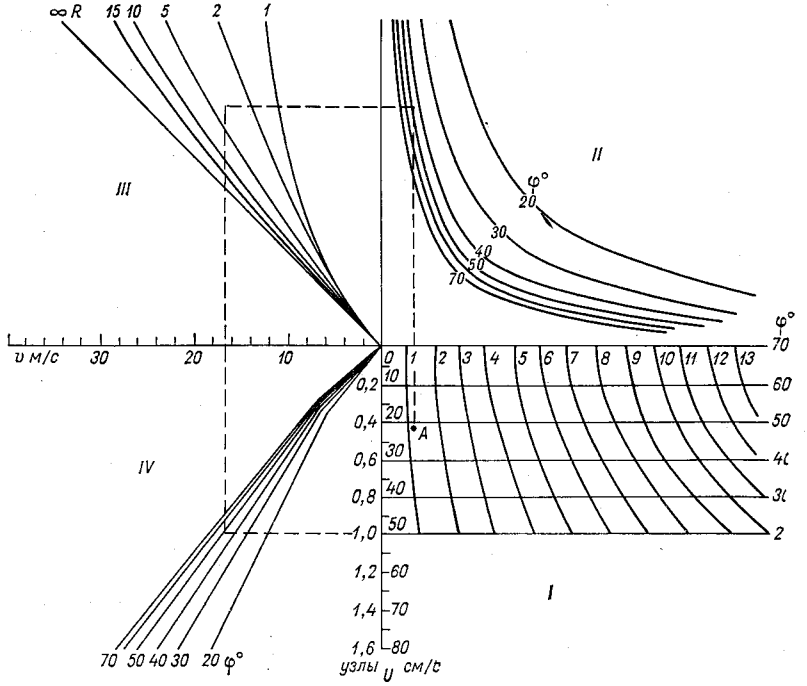


Рис. 26. Номограмма для расчета дрейфового течения с учетом атмосферного давления и волнения.

В. С. Красюк и Е. С. Саускан предложили также графический способ расчета дрейфового течения в океане с учетом атмосферного давления и волнения. Для устранения влияния локальных особенностей ветра эти авторы предлагают характеризовать ветровые условия градиентами давления. При прогнозе течения предполагается, что скорость ветра над морем пропорциональна градиенту давления; ветровой коэффициент меняется с изменением географической широты, уменьшаясь в высоких широтах; скорость ветрового течения связана с крутизной и высотой волны и полное развитие волнения и дрейфового течения достигается практически одновременно; направление течения совпадает с касательной, проведенной к изобаре в данной точке (если смотреть по направле-

нию потока, справа должно быть высокое давление, слева — низкое).

Для сокращения вычислительной работы составлена номограмма, которая позволяет рассчитать скорость течения (рис. 26). В первом квадранте номограммы нанесена градусная сетка для определения градиента давления и радиуса кривизны изобары R в градусах меридиана на данной широте. Каждое деление по горизонтали соответствует одному градусу меридиана на широтах от 70 до 20° с. ш. для карт масштаба 1 : 1 500 000. Во втором квадранте приведены кривые, характеризующие зависимость скорости ветра

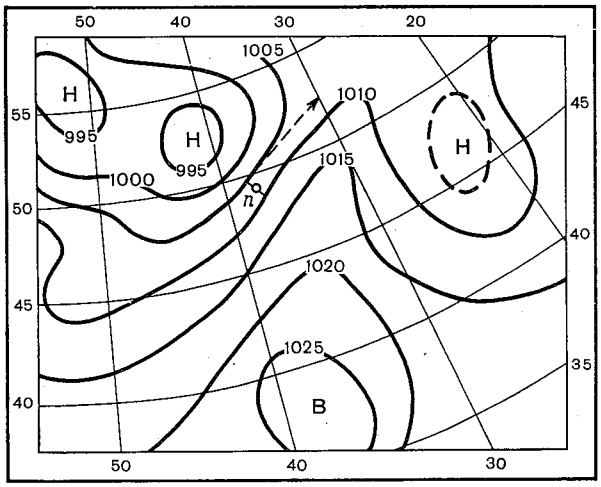


Рис. 27. Карта атмосферного давления.

от величины барического градиента и от широты места; в третьем — кривые, с помощью которых учитывается связь между кривизной изобар и скоростью ветра; в четвертом — кривые, по которым определяется скорость дрейфового течения в зависимости от скорости ветра на различных широтах (построен этот график с использованием переменного ветрового коэффициента). Радиус кривизны подбирают таким образом, чтобы окружность, проведенная из центра, совпадала с данным участком изобары.

Пример. Расчет скорости дрейфового течения по номограмме (рис. 27) в точке с координатами 49° с. ш. и 38 з. д.

По карте распределения атмосферного давления (рис. 27) определяем (в градусах) расстояние между изобарами 1005 и 1010 мбар (оно равно 1,2°) и радиус кривизны изобар (он равен 4°). Затем в первом квадранте номограммы находим точку A, соответствующую 1,2° расстояния на широте 49°. Из точки A поднимаемся вертикально вверх во второй квадрант до пересечения с кривой $\varphi = 49°$. Далее, в третьем квадранте находим точку, соответствующую радиусу кривизны 4°. Опускаясь из этой точки вертикально вниз, получаем значение скорости ветра 16,8 м/с и далее (в четвертом квадранте) — значение скорости течения, равное 50 см/с. Полагая, что течение направлено по касательной к изобаре, по рис. 27 определяем направление течения 45°.

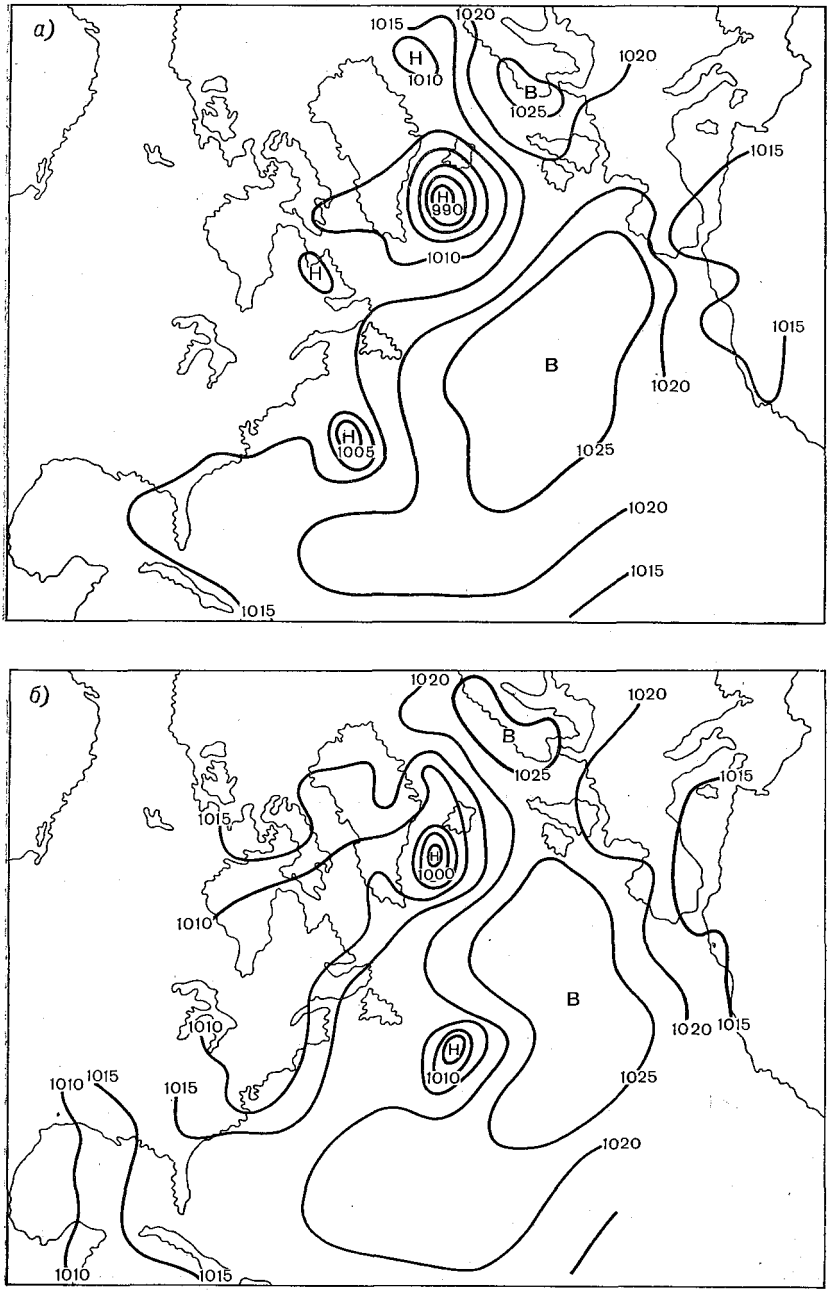


Рис. 28. Поле атмосферного давления в 3 часа 24 июня (*а*) и 25 июня (*б*) 1960 г.

§ 4. РАСЧЕТ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ПО ЗАДАННОМУ ПОЛЮ ПЛОТНОСТИ ВОДЫ И ПОЛЮ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Используя схему, разработанную А. С. Саркисяном, В. П. Самров рассчитал рельеф свободной поверхности океана и горизонтальные составляющие течений в поверхностном слое северной части Атлантического океана по заданному пространственному полю плотности и полю ветра на уровне моря. Расчеты выполнены для

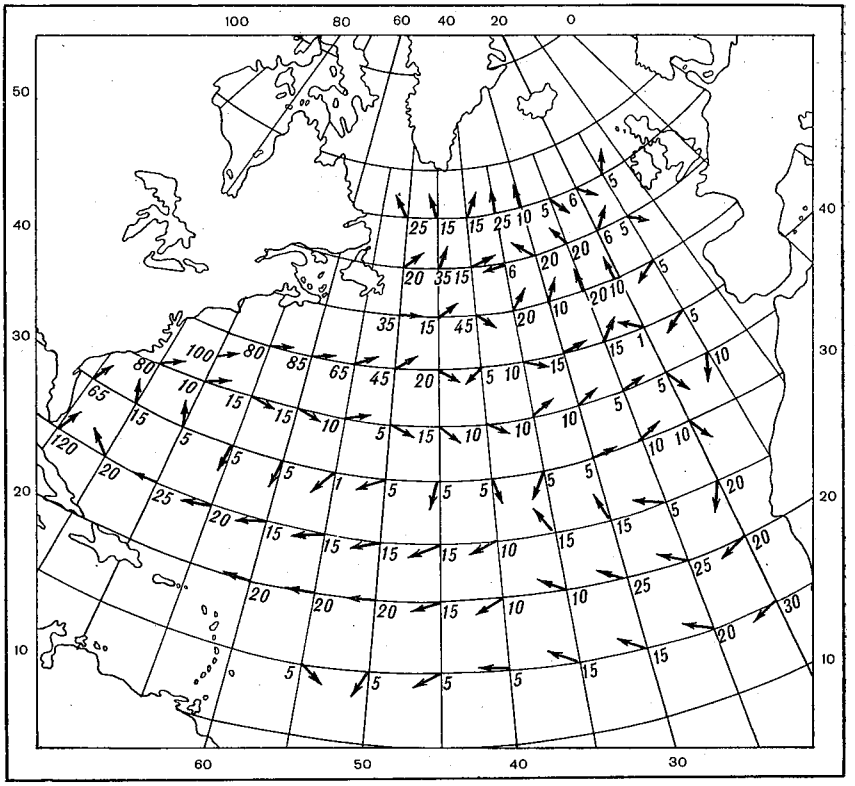


Рис. 29. Рассчитанные скорости течения на 15 часов 25 июня 1960 г.

среднемноголетних условий, а также, что особенно важно в морских прогнозах, для конкретных ситуаций.

Анализ наблюдений над течениями и выводы теоретических исследований показали, что время становления поверхностных течений близко к одним суткам. Это дает возможность использовать разработанную схему для расчета кратковременных изменений неустановившихся поверхностных течений, находящихся под влиянием меняющегося поля атмосферного давления.

Рельеф поверхности океана и скорость течения рассчитываются на основе решения системы уравнений движения на сфере численным

методом с использованием ЭВМ. Скорость течения определяется для центров одноградусных квадратов в районе Гольфстрима и центров пятиградусных квадратов на остальной акватории северной части Атлантического океана. Расчеты ведутся в предположении, что поле ветра возникает мгновенно и остается постоянным в течение некоторого времени.

Ниже приводятся результаты расчета для одного конкретного случая. На рис. 28 представлены поля атмосферного давления за 3 часа 24 и 25 VI 1960 г. Из сравнения рисунков видно, что в течение суток существенных изменений в поле давления не произошло. Поэтому поле давления за 3 часа 24 VI принимается за начальное, и расчет ведется шагами по времени 2 часа до момента установления течения. Затем в качестве исходного берется полученный установившийся рельеф свободной поверхности и шагами 2 часа рассчитывается поле неустановившихся течений на 15 часов 25 VI по полю атмосферного давления за 3 часа 24 VI.

На рис. 29 представлена одна из схем рассчитанных скоростей течения. Для проверки результатов расчета использованы наблюдения течений с помощью ЭМИТов и самописцев течений, установленных на многосуточных станциях. Удовлетворительное совпадение фактических и рассчитанных величин свидетельствует о возможности использования данной схемы для расчета течений.

§ 5. ПРОГНОЗ ТЕЧЕНИЙ В ОТКРЫТОМ МОРЕ ПО ЗАДАННОМУ ПОЛЮ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Как уже указывалось, препятствием к применению теории морских течений в практике морских прогнозов служат трудности математических расчетов и отсутствие необходимой информации, поэтому в настоящее время используются физико-статистические методы.

На первом этапе исследования прогнозы течений разрабатывались в основном для прибрежных районов, проливов или сравнительно мелководных районов там, где проводились наблюдения над течениями на плавмаяках. С установкой буйковых станций, оснащенных самописцами течений, появилась возможность разрабатывать методы прогноза для открытых районов морей и океанов.

Из теории и эмпирических исследований следует, что течения в любой точке океана зависят от действия ветра над большими районами. Поэтому для получения удовлетворительных результатов необходимо учитывать влияние ветра или атмосферного давления на больших пространствах.

В гл. III показано, что удобной формой аналитического представления гидрометеорологических полей являются ряды ортогональных функций. Н. А. Белинский и М. Г. Глаголева использовали этот прием для краткосрочного прогноза течений в тех районах Черного моря, где проводились наблюдения на буйковых станциях.

Район, в котором задается барическое поле, выбирается таким образом, чтобы получить характеристику атмосферных процессов над всем бассейном моря. Значения атмосферного давления снимаются в узлах сетки, образованной пересечениями параллелей и меридианов, проведенных соответственно через 1 и 2°.

Чтобы упростить задачу, векторы течений представляются в виде проекций. В Черном море проекции течений вычислялись на направление, совпадающее с генеральным направлением берега и перпендикулярное ему. В общем случае можно использовать любые удобные взаимно перпендикулярные оси, чаще выбирают меридиан и параллель. Связи между проекциями скорости течения и отдельными коэффициентами разложения поля атмосферного давления выявляются с помощью соответствующих графических построений. Прямым связям придается знак плюс (+), обратным минус (—). Затем значения коэффициентов суммируются и полученная сумма $\sum a_{ij}$ вводится в прогностическое уравнение. При этом способе коэффициенты разложения поля атмосферного давления предварительно нормируются. Уравнения для прогноза проекций течений имеют вид:

$$u = b_1 \sum a_{ij} + c_1,$$
$$v = b_2 \sum a_{ij} + c_2, \qquad (86)$$

где b_1 и b_2 — коэффициенты регрессии.

Если на графиках обнаруживается нелинейный характер связи, то подбирается функция, с помощью которой связь можно представить в виде линейной.

При достаточно больших рядах наблюдений ($n > 30$) уравнения отыскивают с помощью множественной корреляции в виде:

$$u = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \ldots + k_m A_{ij} + c_1,$$
$$v = b_1 A_{00} + b_2 A_{10} + b_3 A_{01} + \ldots + b_m A_{ij} + c_2. \qquad (87)$$

Заблаговременность прогноза по фактическому полю атмосферного давления равна 12 часам для течений на поверхности и 24 часам для глубинных течений. При использовании прогноза поля атмосферного давления заблаговременность прогноза соответственно увеличивается.

В морях с приливами, прежде чем переходить к прогнозу непериодических течений, необходимо оценить влияние приливов. Для этого используются обычные методы определения приливных составляющих, описанные в специальной литературе. Для исключения влияния приливов используется способ скользящего осреднения при условии, что число наблюдений над течениями достаточно для того, чтобы описать кривую суточного хода. Так, например, при полусуточном характере прилива нужны ежечасные наблюдения или, по крайней мере, 12 наблюдений в сутки. Для того чтобы исключить как суточную, так и полусуточную составляющую приливных течений, находят среднюю величину за 25

сроков (при ежечасных наблюдениях) и относят ее к середине периода осреднения.

Е. М. Саускан применила рассмотренный метод для краткосрочного прогноза течений в океане. Материалы наблюдений на буйковых станциях в Атлантическом и Тихом океанах дали возможность исследовать более подробно изменчивость течений во времени и пространстве и связь изменений течений с процессами, происходящими в атмосфере. При прогнозировании течений большое значение имеет определение времени распространения колебаний течений от слоя к слою. Это имеет важное значение и для установления причин, вызывающих течения, и непосредственно для отыскания прогностических уравнений. Нужно знать, следует ли составлять одно уравнение для прогнозирования средней скорости во всем слое или несколько уравнений для прогнозирования скорости на каждом горизонте. Не описывая подробно результаты исследования этого вопроса, приведем лишь некоторые примеры.

В районах устойчивых отчетливо выраженных течений связь между скоростями течений на различных горизонтах довольно тесная. Так, например, в районе Гольфстрима связь между скоростями течений на горизонтах 25, 50 и 500 м характеризуется коэффициентами корреляции r, близкими к 0,90. При этом смена направления и изменение интенсивности течения происходит почти одновременно на всех горизонтах. В тех же районах океана, где течения на разных горизонтах значительно различаются по направлению, такой закономерности не обнаружено. Например, в южной части Саргассова моря синхронная связь между проекциями течения на параллель на горизонтах 200 и 500 м характеризуется коэффициентом корреляции $r=-0{,}24$. Однако с учетом запаздывания течений на нижнем горизонте (500 м) на 72 часа $r=0{,}90$.

Чтобы получить уравнения для прогноза скорости течения по отдельным слоям, необходимо оценить изменчивость течений на каждом горизонте. Удобными характеристиками изменчивости являются величины среднеквадратичных отклонений и коэффициенты вариации.

Атмосферная циркуляция вызывает изменения океанической циркуляции, сложившейся под влиянием предшествующего состояния атмосферы. Для того чтобы учесть скорость течений за предыдущий период, в уравнения вводят значение скорости течения в момент составления прогноза

$$u_x=b_1u_{x_0}+\sum b_nA_{ij}+c_1,$$
$$v_y=d_1v_{y_0}+\sum d_nA_{ij}+c_2, \qquad (88)$$

где u_{x_0} и v_{y_0} — проекции скорости течения в текущие сутки; u_x, v_y — прогнозируемые значения проекций скорости течения на последующие сутки.

Если имеется прогноз поля атмосферного давления, то заблаговременность прогноза увеличивается. Чтобы избежать необходимо-

сти введения измеренных значений проекций скорости течения (u_x, v_{y_0}), рекомендуется в качестве начальных условий при прогнозе на вторые, третьи, ... n-е сутки вводить рассчитанные значения на предыдущие сутки. Схема расчета может быть представлена в таком виде:

на 1-е сутки

$$u_{x_1}=b_1u_{x_0}+b_2A_{00}^{(0)}+b_3A_{10}^{(0)}+b_4A_{01}^{(0)}+\ldots+b_mA_{ij}^{(0)}+c_1, \quad (89')$$

на 2-е сутки

$$u_{x_2}=b_1u_{x_1}+b_2A_{00}^{(1)}+b_3A_{10}^{(1)}+b_4A_{01}^{(1)}+\ldots+b_mA_{ij}^{(1)}+c, \quad (89'')$$

на n-е сутки

$$u_{x_n}=b_1u_{x_{n-1}}+b_2A_{00}^{(n-1)}+b_3A_{10}^{(n-1)}+b_4A_{01}^{(n-1)}+\ldots+b_mA_{ij}^{(n-1)}+c, \quad (89)$$

где u_{x_1}, u_{x_2}, ..., u_{x_n} — проекции скорости, рассчитанные на 1-е, 2-е, ..., n-е сутки; b_1, b_2, ..., b_m — коэффициенты регрессии; $A_{00}^{(n-1)}$, $A_{10}^{(n-1)}$, $A_{01}^{(n-1)}$, ..., $A_{ij}^{(n-1)}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления за $(n-1)$ сутки.

Для дальнейшего усовершенствования предложенного метода прогноза необходимы регулярные длительные наблюдения с помощью стационарной сети океанических станций (автономные буйковые станции, корабли погоды), специализированные экспедиции, информация с искусственных спутников Земли. Если материалы наблюдений позволят получить уравнения для прогноза течений в характерных точках исследуемого района океана или всего океана в целом, то можно ежедневно составлять прогностические карты течений, которые будут ценным навигационным пособием для мореплавателей.

§ 6. ПРОГНОЗ ТЕЧЕНИЙ В ПРОЛИВАХ И ЗАЛИВАХ

Течения в проливах бывают лишь двух противоположных направлений. Это облегчает задачу их прогноза. Трудность состоит в том, что нужно учитывать условия двух морей, которые связывают пролив.

В качестве примера рассмотрим прогноз течений в Керченском проливе. Главная причина изменения течений в этом проливе — ветер над Азовским и Черным морями. Под действием ветра изменяется уровень в предпроливных районах Черного и Азовского морей. На эти колебания уровня накладывается также влияние стока речных вод в Азовское море. Разность уровней на концах пролива оказывается непосредственной причиной возникновения течений в проливе.

К. П. Васильев для прогноза течений в Керченском проливе учитывал градиенты давления, определенные по разности давления в пунктах Бердянск — Тамань и Геническ — Ахтари. Чтобы определить эффективное направление градиента давления, рассчитывались

коэффициенты корреляции, характеризующие связь направления течения в проливе с разностью давления в указанных пунктах. Отношение значений коэффициентов корреляции имеет тангенс угла γ (γ — угол наклона прямой, совпадающей с эффективным направлением, к оси N—S).

Практически проекции градиента давления на эффективное направление определяются следующим образом:

1) находят разность среднесуточных величин давления на станциях Бердянск—Тамань и Геническ—Ахтари, затем эту разность делят на расстояние между станциями и вычисляют градиенты давления в мбар/км,

2) градиенты геометрически складывают,

3) определяют проекцию градиента давления на эффективное направление ($\Delta p_{эф}$).

Проекции градиента давления используют в качестве аргументов и находят уравнения для прогноза составляющих течений на оси N—S и W—E:

$$u_x = -a\,\Delta p_{эф} + c_1,$$
$$v_y = -b\,\Delta p_{эф} + c_2, \qquad (90)$$

где u_x, v_y — проекции скорости течения на меридиан и параллель; a и b — коэффициенты регрессии.

С. И. Кан и Б. Л. Лагутин при разработке методики прогноза течений в Керченском проливе, помимо градиентов давления над Азовским морем, ввели в прогностическое уравнение такие факторы, как уклон поверхности Азовского моря и изменения атмосферного давления над прилегающей частью Черного моря. В дальнейшем Кан, используя метод, предложенный Белинским и Глаголевой, нашла уравнения для прогноза течений в Керченском проливе, в которые в качестве характеристик поля атмосферного давления вводятся коэффициенты разложения поля в ряды по полиномам Чебышева. Поле атмосферного давления бралось для района, охватывающего Черное и Азовское моря. Наиболее тесные связи получились с теми коэффициентами разложения, которые характеризуют меридиональный перенос (A_{10} и A_{20}).

Предсказание движения вод в заливах необходимо для решения ряда важнейших практических задач: выработки мер по борьбе с заносами портов и подходных путей к ним, обеспечения работы водолазов, выявления возможности сброса сточных вод и т. д.

Колебания уровня моря у берегов связаны с течениями на некотором удалении от берега. Такого рода связь используется для расчета (и прогноза) течений, так как наблюдения над уровнем во многих береговых пунктах ведутся регулярно в течение многих лет, в то время как наблюдения над течениями ведутся эпизодически.

В общем виде уравнение для расчета скорости течений имеет вид

$$U = \pm k\,\Delta h, \qquad (91)$$

где U — скорость течения (см/с); Δh — скорость изменения уровня (в см/ч); k — эмпирический коэффициент.

Для района устьевого взморья, где существенно влияние стока реки, в уравнение (91) вводится скорость стокового течения

$$U = \pm k \Delta h - U_{ст}. \qquad (92)$$

Из уравнения (92) следует, чем больше скорость стокового течения, тем при большей скорости подъема уровня возникает течение, обратное стоковому (т. е. к дельте реки).

Скорость стокового течения связана с расходами речных вод W, поэтому удобно представить скорость течения как функцию изменения уровня и величины стока (рис. 30).

На рис. 30 точки пересечений линий W с осью абсцисс соответствуют средней скорости стокового течения, а с осью ординат — изменению уровня, при котором морское течение становится равным, но противоположно направленным стоковому течению. Зная величину расхода речных вод и скорость изменения уровня, рассчитывают скорость течения. Зависимости такого вида найдены и для периода, когда устьевое взморье покрыто льдом, а бóльшая часть моря свободна ото льда (обычная картина для Балтийского, Азовского и Каспийского морей). Для этого периода связь между скоростью течения в заливе и скоростью изменения уровня выражена еще более отчетливо. После установления в заливе ледяного покрова ветер не оказывает непосредственного влияния на течения в заливе, однако воздействуя на открытую водную поверхность в другой части моря, где нет льда, он вызывает течение и колебательные движения воды, которые и обусловливают изменения течений и уровня в заливе подо льдом.

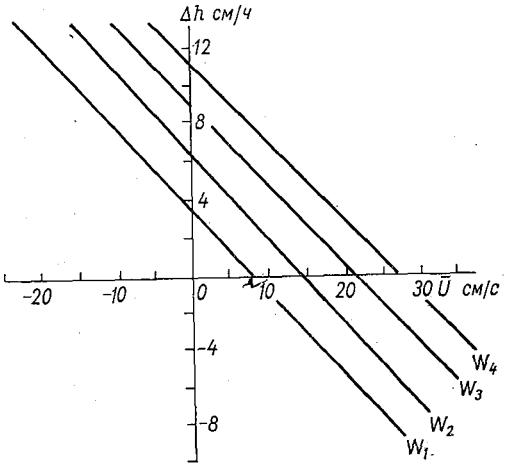


Рис. 30. График для расчета скорости течения на устьевом взморье по изменениям уровня Δh и расходам речных вод W.

Литература: [17, 27, 43, 57, 68, 76, 83, 97, 98, 103, 109, 116, 123, 131].

Глава VI. ПРОГНОЗЫ ВОЛНЕНИЯ

§ 1. ЗНАЧЕНИЕ ПРОГНОЗОВ ВОЛНЕНИЯ

Расчеты и прогнозы волнения на морях и океанах приобретают все более важное значение вследствие возрастающих запросов практики. Для мореплавания, строительства и эксплуатации судов,

портов, различных гидротехнических сооружений на побережье и шельфе, укрепления берегов и для других областей народного хозяйства, разнообразная деятельность которых постоянно зависит от волнения моря, важно знать размеры волн в том или ином районе открытого моря или побережья. Среди других характеристик морского волнения наиболее важными являются максимальные высоты волн, так как высокие волны всегда представляют наибольшую опасность и для судов и для гидротехнических сооружений. Народнохозяйственные организации интересуются прогнозами различного характера, начиная от прогноза вероятностных (режимных) характеристик волнения за длительный период времени и кончая повседневными оперативными прогнозами волнения. Наиболее удобной для практического использования формой представления прогнозов волнения являются карты волнения, на которых высоты и периоды волн представлены изолиниями. Сравнительно недавно в СССР и за рубежом начато оперативное составление прогностических карт волнения по акваториям океанов и морей. Практическое значение таких карт огромно. Особенно большое значение прогностические карты волнения приобрели в связи с обеспечением судов морского флота и рыбной промышленности наивыгоднейшими курсами плавания.

В последние годы в работах отечественных и зарубежных ученых было показано, что высоты волн и направление их распространения существенно влияют на скорость хода судов, а следовательно, и на экономические показатели работы судна. Были получены количественные зависимости между скоростью хода различных типов судов и высотой волны при различных курсовых углах. Использование этих зависимостей вместе с прогностическими картами волнения позволило рассчитывать оптимальные курсы плавания кораблям.

§ 2. НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О МОРСКИХ ВОЛНАХ

Развитие, распространение и затухание волн на глубокой воде и на мелководье происходит по-разному. Поэтому методы прогноза волнения для глубокого моря и мелководья разрабатываются отдельно. Если глубина моря больше половины длины волны, то рассматриваются волны на глубоком море, если глубина моря меньше половины длины волны, то рассматриваются волны на мелководье.

В море различают ветровые волны и зыбь. Ветровые волны — волны, вызванные ветром и находящиеся под его воздействием. Зыбь — волны, распространяющиеся в области волнообразования после ослабления ветра и (или) изменения его направления, а также волны, пришедшие из области волнообразования в другую область, где дует ветер с другими параметрами. Волны, распространяющиеся при полном отсутствии ветра, называют мертвой зыбью. Волнение, образующееся в результате сложения ветровых волн и зыби, называют смешанным волнением. В море наблюдаются трехмерные и двухмерные волны. В прогностической практике обычно

имеют дело с двухмерной волной. Основными элементами двухмерной волны являются высота h, период T, длина λ, скорость распространения C, направление распространения ψ.

Высота волны — это превышение вершины волны над ее подошвой. Период волны — интервал времени между прохождением двух смежных вершин волн через фиксированную точку. Длина волны — горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней на волновом профиле. Скорость распространения волны — это скорость перемещения частиц по орбите, определяемая за короткий интервал времени (порядка периода волны). Генеральное направление распространения волн — среднее направление распространения волн, определяемое по большому количеству волн.

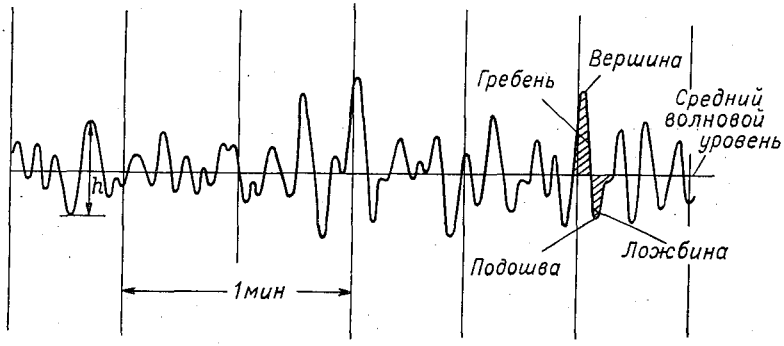


Рис. 31. Образец записи ветрового волнения волнографом.

Период, длина и скорость распространения волны связаны между собой соотношениями, полученными в классической гидродинамике:

$$\left.\begin{aligned} C&=\frac{\lambda}{T}=\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}=1{,}56T,\\ \lambda&=\frac{2\pi}{g}C^2=\frac{g}{2\pi}T^2=1{,}56T^2,\\ T&=\sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}=\frac{2\pi}{g}C=0{,}64C. \end{aligned}\right\} \qquad (93)$$

Важной динамической характеристикой волны является ее энергия. Полная энергия волны складывается из двух равных частей: кинетической энергии, определяемой по движению частиц воды, и потенциальной, определяемой работой, совершаемой при периодическом смещении центра тяжести вертикального столба воды. Полная энергия волны

$$W=\frac{1}{8}g\rho h^2, \qquad (94)$$

где g — ускорение силы тяжести; ρ — плотность воды, h — высота волны.

Волны в море во время шторма отличаются большим разнообразием. Наряду с очень маленькими возникают большие. Образец записи волнения волнографом во время шторма показан на рис. 31, где указаны также некоторые характеристики волны. Разнообразие элементов волн при различных стадиях развития волнения подчиняется определенным статистическим законам. Теоретическим и эмпирическим путем на основе обработки волнографных записей были получены функции распределения, или функции обеспеченности элементов волн. Эти функции отражают главные статистические закономерности в изменчивости изучаемого элемента волны (высоты, периода, длины и т. д.). С помощью функций распределения можно определить значение элемента волны любой требуемой обеспеченности, зная, например, его среднее значение. Характерной величиной, определяющей вид безразмерной функции обеспеченности высот и длин волн на мелководье, является отношение средней высоты $\overline{h}$ (или средней длины $\overline{\lambda}$) к глубине моря H.

§ 3. РАЗВИТИЕ МОРСКИХ ВОЛН. ВОЛНООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

В результате движения воздушного потока над первоначально спокойной поверхностью воды создается трение, вследствие чего частицы воды приводятся в колебательное движение. На поверхности воды возникают мелкие волны правильной формы — капиллярные волны. Эти волны неустойчивы и после прекращения ветра быстро затухают под действием сил вязкости воды. Существенную роль при этом играют силы поверхностного натяжения воды. Если же ветер продолжает сообщать количество движения волнам, то в результате совместного действия сил тяжести и поверхностного натяжения капиллярные волны начинают переходить в гравитационные волны. Общая энергия волн непрерывно увеличивается. Создается сложное волновое движение. Появляются волны самых разных периодов, амплитуд, длин, скоростей. Таким образом формируется спектр ветрового волнения.

Механизм передачи энергии ветра волнам различными исследователями объясняется по-разному. Так, В. М. Маккавеев, основоположник энергетического метода исследования волн, считает, что передача энергии ветра волнам происходит в результате касательного напряжения ветра. Ю. М. Крылов объясняет механизм передачи энергии ветра волнам как результат нормального и касательного напряжения ветра. Наиболее детально этот вопрос изучен В. В. Шулейкиным. Тщательные эксперименты, проведенные в штормовом бассейне, показали, что передача энергии от ветра волнам осуществляется главным образом за счет нормального давления ветра на наветренный склон волны.

Согласно теории, разработанной Филлипсом и Майлзом, развитие спектра ветрового волнения происходит в результате двух физических механизмов, относящихся к различным стадиям развития волн. Это — резонансный механизм, описанный Филлипсом

(1959 г.) и механизм неустойчивости (экранирования), описанный Майлзом (1959 г.). Резонансный механизм Филлипса объясняет зарождение ветровых волн. Вследствие турбулентного свойства ветра при совпадении характерных размеров вихрей с длиной волн происходит резонансное усиление волн. При этом энергия составляющих растет линейно во времени до тех пор, пока не начинает сказываться неравномерность взволнованной поверхности, которая изменяет поле давления в приводном слое. Дальнейший рост волн, когда начинает сказываться реакция волн на флуктуации давления воздуха, был объяснен Майлзом. Согласно теории Майлза, давление воздуха пропорционально энергии волн и рост волн происходит по экспоненциальному закону. Переход от линейного роста к экспоненциальному определяется отношением конвективной скорости ветра v_* к фазовой скорости волн C. Рост волн по закону Майлза происходит до тех пор, пока основную роль не начинают играть нелинейные эффекты, обусловленные разрушением гребней волн. Механизм Майлза наиболее эффективен при высоких волновых частотах. При средних и низких волновых частотах, т. е. при ослаблении взаимодействия между атмосферной турбулентностью и волнением, теория Майлза существенно расходится с наблюдениями.

Основными факторами, определяющими развитие волнения, являются: скорость ветра, продолжительность его действия, расстояние от наветренной границы шторма до точки наблюдения (разгон) и глубина моря. Если ветер постоянной силы и направления действует на большом протяжении океана (теоретически бесконечном) достаточно длительное время, то волны будут расти до тех пор, пока не достигнут полностью развитого состояния, соответствующего данной скорости ветра. При этом спектр волнения будет охватывать весь диапазон периодов, длин и скоростей (теоретически от 0 до ∞). Высота, период, длина и скорость волн будут зависеть только от одного параметра — скорости ветра v. При этом, чем больше скорость ветра, тем больше необходимо времени, чтобы волны достигли предельного развития. По этой причине при очень больших скоростях ветра волны редко достигают предельного развития, так как сильные ветры, как правило, бывают непродолжительными.

Если же волны не достигли предельного развития, то, кроме скорости ветра, их рост будет зависеть от продолжительности действия ветра и разгона. При этом разделяют два основных случая.

1. Ветер постоянной силы и направления действует на большом протяжении океана, но время действия ветра мало́. В этом случае развитие волн ограничивается продолжительностью действия ветра.

2. Ветер постоянной силы и направления действует достаточно продолжительное время, а расстояние от берега до точки прогноза мало́. В этом случае развитие волн будет ограничиваться расстоянием (разгоном).

Если же и продолжительность действия ветра, и разгон ограничены, то при прогнозе волн учитывается тот фактор, который в большей степени ограничивает рост волн.

§ 4. МЕТОДЫ РАСЧЕТА ЭЛЕМЕНТОВ ВОЛН ГЛУБОКОГО МОРЯ И НА МЕЛКОВОДЬЕ

Один из первых методов прогноза элементов волн в море был предложен Л. Ф. Титовым в 1945 г. В последние годы изучение и прогноз морского волнения значительно улучшились благодаря более совершенным методам наблюдений за волнением и новым теоретическим результатам. Это определило более глубокое проникновение в физику процесса волнения. В результате анализа и сопоставления наблюдений с теорией стали понятными многие моменты механизма передачи энергии ветра волнам. Существенный вклад в эту проблему внесли советские ученые В. В. Шулейкин, Ю. М. Крылов, С. А. Китайгородский и др., за рубежом — Пирсон, Филлипс, Майлз и др.

В основе этих исследований лежит уравнение энергетического баланса Маккавеева. Это уравнение в той форме, в какой его получил Маккавеев, имеет вид

$$\frac{\partial E}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(EU)=M_v-E_D, \tag{95}$$

где E — количество волновой энергии на единицу площади взволнованной поверхности моря; U — скорость переноса волновой энергии; M_v — энергия, поступающая от ветра волнам; E_D — энергия, теряемая на диссипацию; t — время действия ветра; x — разгон.

Решение уравнения энергетического баланса волн приводит к простым зависимостям параметров волн от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона.

Среди отечественных методов расчета элементов волн в море на практике наиболее широко используют метод В. В. Шулейкина, который принят в качестве ГОСТа, и метод Ю. М. Крылова, положенный в основу «Руководства по расчету морского волнения и ветра над морем».

В своих исследованиях В. В. Шулейкин исходил из уравнения Маккавеева. Второе замыкающее уравнение Шулейкин нашел, применив к частицам воды теорему о моменте количества движения. В результате ему удалось найти закон нарастания длины волны и уменьшения ее крутизны под действием ветра. Решая систему двух уравнений, Шулейкин получил для развивающегося волнения соотношение

$$\eta=1-e^{-\tau}, \tag{96}$$

а для установившегося волнения

$$\xi=2\operatorname{arcth}\eta^{1/2}-2\eta^{1/2}, \tag{97}$$

где η — безразмерная высота волны; τ — параметр безразмерного времени; ξ — параметр безразмерного расстояния. Эти безразмерные параметры связаны с конкретными значениями волнообразу-

ющих факторов и элементами волн следующими соотношениями:

$$\left.\begin{aligned}\tau &= k_1 \frac{t}{T_\infty},\\ \xi &= k_2 \frac{x}{vT_\infty},\\ \eta &= \frac{h}{h_\infty},\end{aligned}\right\} \qquad (98)$$

где h — высота волны в метрах; h_∞ — предельная высота волны при данной скорости ветра; T_∞ — предельный период волны при

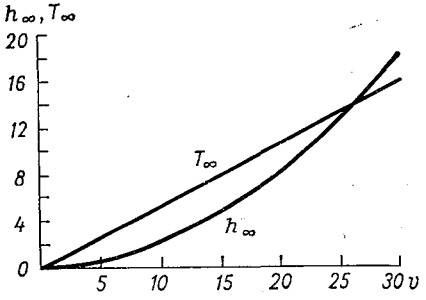


Рис. 32. Номограмма для определения предельной высоты h_∞ и предельного периода T_∞ волны при данной скорости ветра v.

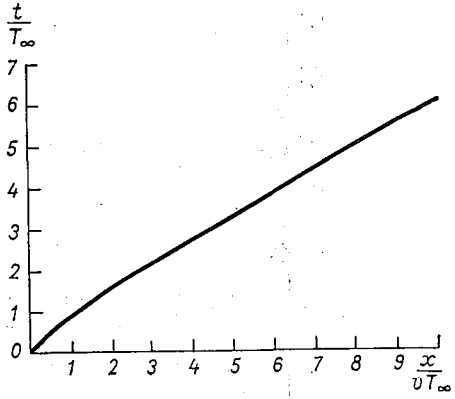


Рис. 33. Номограмма для определения стадии развития волнения.

данной скорости ветра; v — скорость ветра в м/с; t — продолжительность действия ветра в часах; x — расстояние от наветренной границы шторма (разгон) в километрах; k_1 и k_2 — численные коэффициенты.

Предельные высота и период волны вычисляются по формулам:

$$h_\infty = 0{,}0205v^2, \qquad (99)$$

$$T_\infty = 0{,}526v. \qquad (100)$$

Для удобства расчетов все необходимые формулы даны в виде номограмм (рис 32—35). На номограммах (рис. 34) самая верхняя кривая соответствует глубокому морю. Все тонкие линии, лежащие ниже ее, предназначены для расчета волн на мелководье.

Для расчета элементов волн по методу Шулейкина должны быть заданы скорость ветра v, продолжительность его действия t, разгон x и глубина моря H. Расчет для глубокого моря ведется в следующей последовательности.

По номограмме (рис. 32) определяют h_∞ и T_∞ при данной скорости ветра v. Затем определяют безразмерное время $\frac{t}{T_\infty}$ и

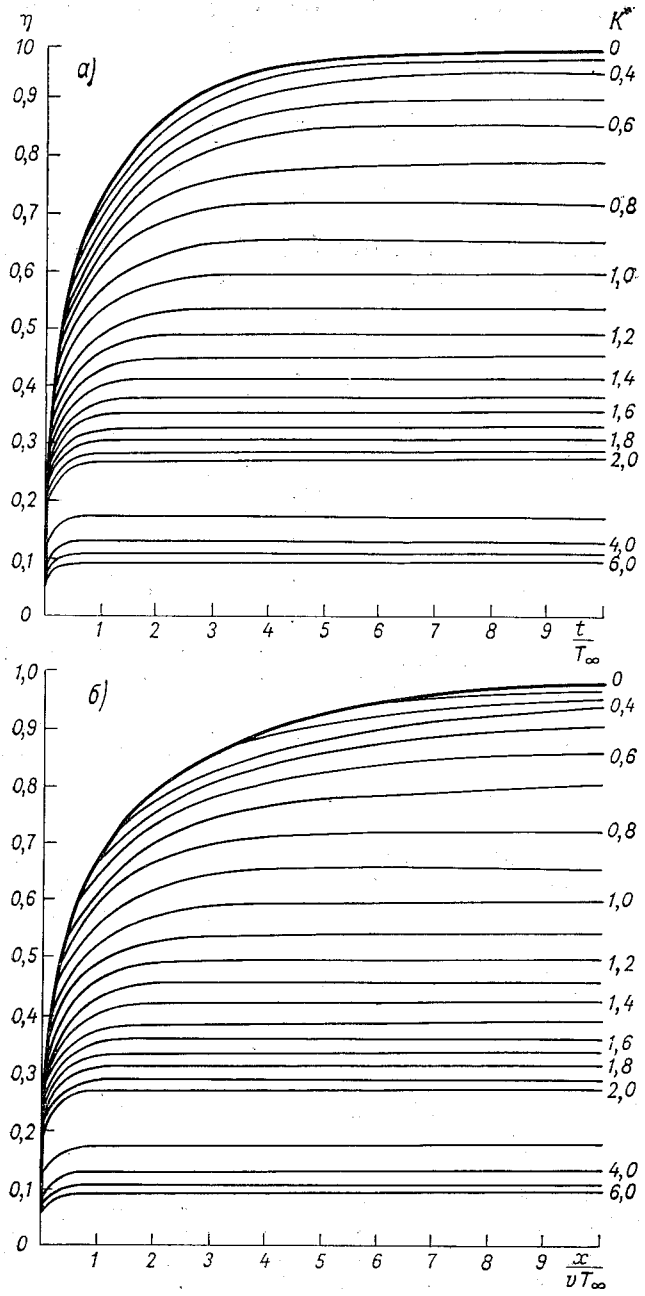


Рис. 34. Номограммы для расчета высоты волн в глубоком море и на мелководье для неустановившегося волнения (*а*), для установившегося (*б*).

безразмерное расстояние $\frac{x}{vT_\infty}$. По полученным значениям $\frac{t}{T_\infty}$ и $\frac{x}{vT_\infty}$ по номограмме рис. 33 определяют характер волнения (развивающееся или установившееся). Развивающееся волнение — ветровое волнение, параметры которого увеличиваются со временем, а установившееся волнение — это ветровое волнение, параметры которого не изменяются за рассматриваемый интервал времени. Если точка на графике ложится ниже кривой линии, это значит, что волнение развивающееся. Тогда на номограмме рис. 34 *а* по значению t/T_∞ определяют значение η. Если же точка ложится выше линии, то волнение установившееся. Тогда по значению x/vT_∞ на номограмме рис. 34 *б* определяют значение η.

Далее вычисляют элементы волн с помощью величины η. Искомую высоту волны рассчитывают по формуле $h=\eta h_\infty$, а значения λ/h и T/T_∞ находят по номограмме рис. 35. Умножив значения полученных отношений соответственно на высоту волны h и предельный период T_∞, получают искомые длину и период волны.

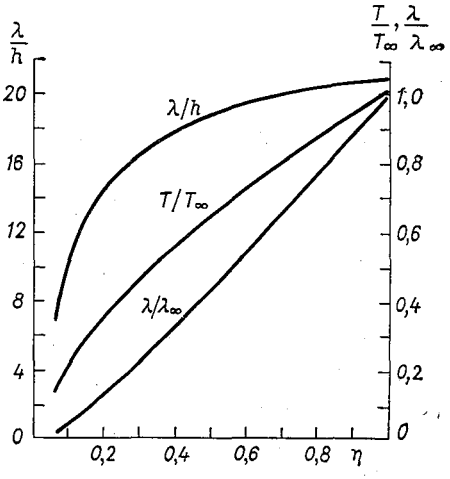


Рис. 35. Номограмма для определения периода T и длины волны λ.

Расчет элементов волн на мелководье аналогичен описанному выше, только в данном случае на номограммах рис. 34 используются линии, лежащие ниже верхней кривой. Они соответствуют значениям критерия мелководности

$$K=\frac{v}{\sqrt{gH}}, \qquad (101)$$

где v — скорость ветра в точке прогноза; g — ускорение силы тяжести; H — глубина моря в метрах.

Расчет ведется в следующей последовательности. Глубина моря, скорость ветра, продолжительность его действия и разгон должны быть заданы. По формуле (101) вычисляют значение критерия мелководности K. По номограмме рис. 32 определяют h_∞ и T_∞ при заданной скорости ветра. Определяют значения величин t/T_∞ и x/vT_∞ и по номограмме рис. 33 устанавливают характер волнения. В зависимости от характера волнения далее используют номограмму рис. 34 *а* или 34 *б*. Искомые элементы волн затем находят таким же путем, как было описано при расчете элементов волн на глубокой воде.

В Государственном океанографическом институте (ГОИН) и Союзморниипроекте разработан эмпирический метод расчета

элементов волн в глубоководных и мелководных бассейнах. Основные расчетные формулы имеют вид:

для глубокого моря

$$\frac{g\bar{h}_x}{v^2}=0{,}0042\left(\frac{gx}{v^2}\right)^{1/3}, \tag{102}$$

$$\frac{g\bar{h}_t}{v^2}=0{,}0013\left(\frac{gt}{v}\right)^{5/12}, \tag{103}$$

$$\frac{g\bar{T}_x}{v}=0{,}70\left(\frac{gx}{v^2}\right)^{1/5}, \tag{104}$$

$$\frac{g\bar{T}_t}{v}=0{,}34\left(\frac{gt}{v}\right)^{1/4}; \tag{105}$$

для мелкого моря

$$\frac{g\bar{h}_H}{v^2}=0{,}07\left(\frac{gH}{v^2}\right)^{3/5}, \tag{106}$$

$$\frac{g\bar{T}}{v}=18{,}7\left(\frac{g\bar{h}}{v^2}\right)^{3/5}, \tag{107}$$

где $\bar{h}_x$ — средняя высота волны при заданном разгоне и скорости ветра; $\bar{h}_t$ — средняя высота волны при заданной продолжительности действия ветра и скорости ветра; $\bar{T}_x$ — средний период при заданном разгоне и скорости ветра; $\bar{T}_t$ — средний период при заданной продолжительности и скорости ветра; x — разгон в километрах; t — продолжительность действия ветра в часах; v — скорость ветра в м/с; H — глубина моря в метрах; g — ускорение силы тяжести; $\bar{h}_H$ — средняя высота волн на мелководье.

§ 5. МЕТОДЫ ОПЕРАТИВНОГО СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗОВ ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ АКВАТОРИЙ ОКЕАНОВ

Численный прогноз полей волнения, основанный на теоретическом методе расчета волн. В основу численной схемы положен метод В. В. Шулейкина, хотя в разработанной численной схеме можно использовать и другие методы.

Рассмотрим случай неустановившихся волн, т. е. случай, когда развитие волн зависит только от времени действия ветра. Также предположим, что скорость и направление ветра не изменяются в течение 6 часов. Прогнозируем только высоту волн и направление их распространения, так как именно эти элементы представляют наибольший интерес для мореплавания.

Зависимость безразмерной высоты волны от безразмерного времени имеет вид

$$\eta=1-\exp\left[-1{,}30\left(\frac{t}{T_\infty}\right)^{0{,}6}\right]. \tag{108}$$

Учитывая (99) и (100), формулу (108) можно переписать в следующем виде:

$$h=0{,}0205v^2\left\{1-\exp\left[-1{,}30\left(\frac{t}{0{,}526v}\right)^{0{,}6}\right]\right\}, \qquad (109)$$

где h — высота волны в метрах; v — скорость ветра в м/с; t — продолжительность действия ветра в часах.

Время, которое необходимо для развития высоты волны, наблюдавшейся в момент составления прогноза, определяется по формуле

$$t=0{,}526v\left[-\frac{\ln\left(1-\frac{h}{0{,}0205v^2}\right)}{1{,}3}\right]^{1{,}66}. \qquad (110)$$

Для расчета высоты волны при ослаблении скорости ветра использовалась формула, полученная К. М. Сиротовым;

$$h=1{,}6h_0\exp\left(-\frac{t}{14{,}7+\frac{3{,}78}{k}}\right), \qquad (111)$$

где h — высота волны в конце рассматриваемого периода затухания; h_0 — высота волны в начале процесса затухания; t — время в часах; $k=\left|-\frac{\Delta v}{\Delta t}\right|$ — абсолютное значение отрицательного ускорения ветра.

Прогноз волнения считается шагами через 6 часов. Поле волнения на момент t_{n+6} вычисляется по исходному полю волнения в момент t_n и по прогностическим полям ветра в моменты времени t_n и t_{n+6}. Поле атмосферного давления в ЭВМ пересчитывается в поле ветра. (Предполагается, что в оперативной работе прогностические карты атмосферного давления через шестичасовые интервалы времени зафиксированы в памяти ЭВМ.) Для прогноза волнения на каждом шаге исходными данными являются: высота волны в момент времени t_n, предельная высота волны в момент t_{n+6}, скорость и направление ветра в моменты времени t_n и t_{n+6}.

Физико-статистический метод составления прогноза волнения в северной части Атлантического океана. Специфика оперативной работы требует: 1) наличия большого количества фактической информации о волнах по большим акваториям океанов для разработки прогнозов и последующей их проверки и 2) быстроты составления прогнозов.

1. В настоящее время единственным источником массовой информации о волнах являются корабли погоды и курсирующие суда. На основе судовых наблюдений за волнением в Гидрометцентре СССР уже несколько лет регулярно 4 раза в сутки составляются и анализируются карты распределения высот волн в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Эти карты служат основным исходным материалом при составлении прогнозов волнения и их проверки. Проведенная оценка точности визуальных наблюдений за

высотами волн показала, что при массовом использовании точность этих наблюдений удовлетворяет требованиям практики.

2. Расчет прогнозов волнения по большим акваториям океанов вручную не может обеспечить необходимой оперативности. Это может быть достигнуто только в результате составления прогнозов волн с помощью ЭВМ.

В Гидрометцентре СССР З. К. Абузяровым разработан метод прогноза полей волнения в северной части Атлантического океана на основе статистической обработки с помощью ЭВМ данных массовых наблюдений за волнением и установления зависимостей между полями волнения и атмосферного давления.

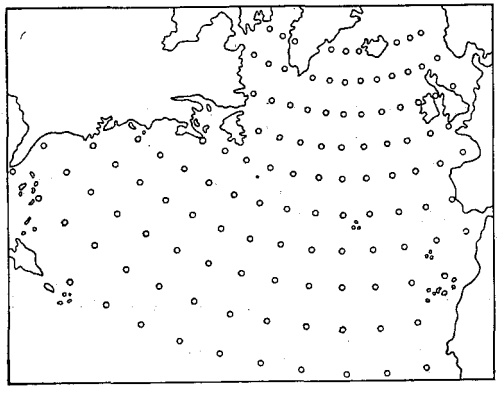


Рис. 36. Сетка точек, используемая для прогноза поля волнения.

Для прогнозов элементов волн оказывается целесообразным использовать не данные о ветре, а непосредственно поля атмосферного давления, охватывающие значительную часть океана. При этом поля атмосферного давления удобно представлять аналитически функцией координат x, y, которую можно выразить либо в виде ряда разложения по полиномам Чебышева, либо по естественным составляющим. Подробно о способах аналитического представления гидрометеорологических полей изложено в § 3 гл. III.

Рассматривая зависимость высот волн от барических полей, взятых шаг за шагом через определенные промежутки времени, например 6 или 12 часов, можно приближенно учитывать неустановившийся режим ветра, а также развитие ветрового волнения и зыби во времени и пространстве. Удобство такого подхода в оперативной работе состоит в том, что отпадает необходимость непосредственно определять разгон и продолжительность действия ветра, а это в свою очередь упрощает программирование задачи прогноза для ЭВМ. Замена полей ветра полями атмосферного давления целесообразна еще и потому, что в практике службы погоды обычно составляют прогнозы полей давления, что позволяет при составлении прогнозов полей волнения достигнуть необходимой оперативности.

Для установления прогностических зависимостей использовались материалы наблюдений за волнением и атмосферным давлением, имеющиеся в архиве Гидрометцентра СССР. Данные о высотах и направлениях волн снимались с карт в точках, показанных на рис. 36. Для того чтобы можно было, кроме высоты волн, прогнозировать и направление распространения их, в каждой точке

рассматривался вектор, условно откладываемый в направлении распространения волны ψ. В качестве величины вектора брались значение высоты волны h. Затем вычисляли проекции векторов h_x и h_y на оси координат по формулам

$$h_x = h \sin \psi \quad \text{и} \quad h_y = h \cos \psi. \tag{112}$$

Тогда прогнозируемая высота

$$h = \sqrt{h_x^2 + h_y^2}, \tag{113}$$

а направление распространения волны

$$\psi = \operatorname{arctg}(h_x / h_y). \tag{114}$$

Значения атмосферного давления снимали с синоптических карт, взятых через 12 часов в тех же точках, в которых снимали высоты волн и направление их распространения. Для всех выбранных карт атмосферного давления последовательно были вычислены коэффициенты ряда разложения B_{ij} по естественным составляющим. Эти коэффициенты использовались в качестве аргументов при построении прогностических зависимостей. В качестве второго аргумента в прогностическое уравнение вводилась фактическая высота волны с учетом направления в момент составления прогноза.

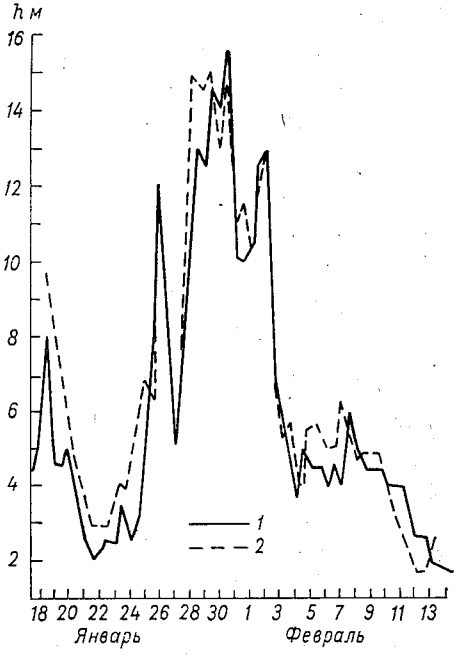


Рис. 37. Фактические (*1*) и вычисленные (*2*) высоты волн по данным корабля погоды *А* (январь—февраль 1966 г.).

Для каждой точки по способу наименьших квадратов с помощью ЭВМ были получены прогностические зависимости вида:

$$\begin{aligned} h_x(t_n) &= f_1[B_{ij}(t_n - 12);\ h_x(t_n - 12)], \\ h_y(t_n) &= f_2[B_{ij}(t_n - 12);\ h_y(t_n - 12)], \end{aligned} \tag{115}$$

где $h_x(t_n)$ и $h_y(t_n)$ — прогнозируемые величины на момент времени t_n; B_{ij} — коэффициенты ряда разложения поля атмосферного давления за 12 часов до момента прогноза; $h_x(t_n - 12)$ и $h_y(t_n - 12)$ — проекции «вектора волны» за 12 часов до момента прогноза.

На рис. 37 показаны результаты сопоставления фактических и рассчитанных высот волн по данным корабля погоды *А*.

Для составления прогноза волнения по методу Абузярова в память ЭВМ вводится только исходное поле волнения. Прогностические карты атмосферного давления через 12 часов на двое или трое суток обычно уже бывают зафиксированы в памяти ЭВМ, так как в оперативной практике прогноз волнения сразу же следует за прогнозом барического поля. Заблаговременность прогноза по уравнениям составляет 12 часов. Однако если расчет вести шагами по

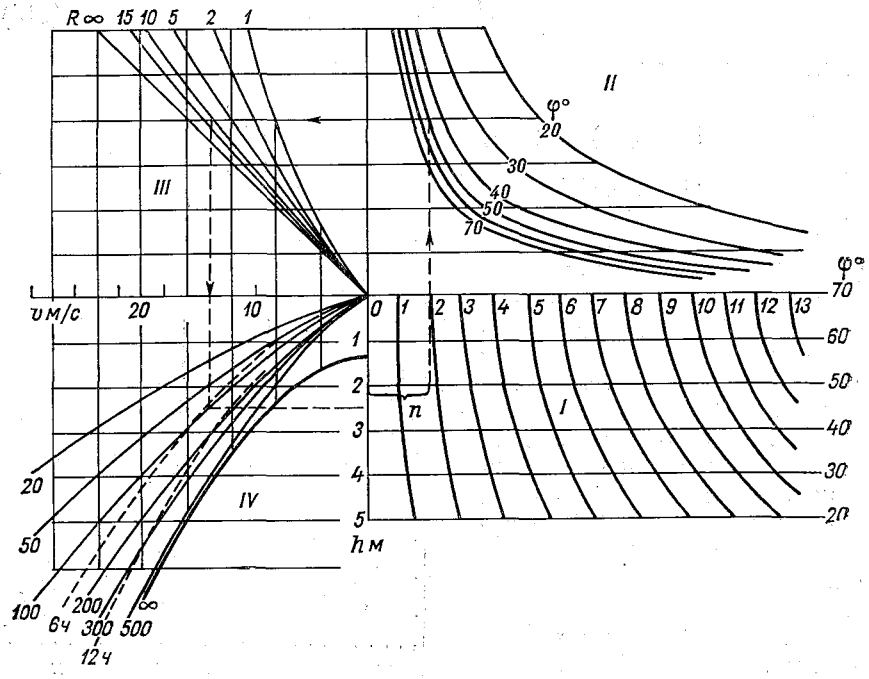


Рис. 38. Номограмма для расчета характеристик ветра и высоты волны.

времени и рассчитанное поле волнения после каждого шага принимать за исходное для следующего шага, то заблаговременность прогноза можно увеличить до 2—3 суток. Количество шагов в значительной степени определяется заблаговременностью и надежностью прогноза барического поля.

Синоптический способ составления прогнозов ветра и волнения. Помимо численных расчетов с помощью ЭВМ, в отдельных случаях производятся расчеты ветра и высот волн вручную. Для этого в Гидрометцентре СССР В. С. Красюком разработана номограмма (рис. 38), которая позволяет сравнительно просто и достаточно быстро рассчитать скорость ветра и высоту волны в отдельных точках океана.

Номограмма состоит из четырех частей. В первой части находится градусная сетка, каждое деление которой по горизонтали соответствует одному градусу меридиана от 20 до 70° с. ш. По этой

сетке определяется значение градиента атмосферного давления и значение радиуса кривизны изобар R в градусах меридиана на данной широте. Радиус кривизны R определяется с помощью измерителя (путем подбора) таким образом, чтобы дуга, проведенная из найденного центра, совпадала с данным участком изобары. Во второй части находятся кривые, выражающие зависимость скорости ветра от барического градиента и широты места (каждая кривая соответствует определенной широте — от 20 до 70° с. ш.). Учет влияния кривизны изобар на скорость ветра v производится в третьей части номограммы. $R=\infty$ означает, что изобары прямолинейны. В четвертой части по скорости ветра и разгону (сплошные кривые) или продолжительности действия ветра (штриховые кривые) определяют высоту наиболее характерных волн. Расчет ведется только для глубокого моря.

Скорость ветра и высоту волны определяют следующим образом:

а) на прогностических картах атмосферного давления намечают точки, для которых производится расчет;

б) для каждой выбранной точки определяют радиус кривизны изобары и расстояние между изобарами n (градиент давления);

в) по найденному расстоянию n и радиусу кривизны R находят значение скорости ветра v;

г) по серии прогностических карт давления в каждой точке определяют продолжительность действия ветра и разгон;

д) по скорости ветра определяют высоту волны для соответствующих значений продолжительности действия ветра и разгона. Для прогноза принимается меньшее значение высоты волны.

К. М. Сиротов и Л. С. Сетт усовершенствовали номограмму Красюка. Вместо одного из волнообразующих факторов (разгона) в их номограмме используется тот же радиус кривизны, который учитывается при вычислении скорости ветра. На основе анализа данных наблюдений за волнением показана возможность использования радиуса кривизны изобар как параметра процесса развития ветровых волн. Была получена зависимость между высотой волн и радиусом кривизны изобар при различных скоростях ветра, которая и вошла в новую номограмму. В результате отпала необходимость в определении разгона. Преимущество этого состоит в том, что кривизну изобары можно определить быстрее и более объективно, чем разгон.

Расчет зыби. Возможность прихода зыби из области шторма в точку, лежащую вне шторма, определяется по табл. 15. Зная высоту волн в области шторма, направление ее распространения и промежуток времени, на который дается прогноз, по табл. 15 находят расстояние, которое пройдут волны зыби, и высоту волны в конце этого расстояния. Зная путь, проходимый зыбью, можно судить о возможности ее прихода в точку прогноза. Если в районе, для которого дается прогноз, ожидается ослабление ветра и затухание штормовых волн, то их высота определяется по табл. 16. Эта таблица составлена для наиболее вероятных условий,

характеризуемых некоторой средней величиной ослабления ветра со временем.

Таблица 15

Расстояние D (мили), на которое распространяется зыбь через промежутки времени t, и высота зыби h (м) в конце этого расстояния

Начальная высота волн, м	t часы									
	6		12		18		24		30	
	D	h	D	h	D	h	D	h	D	h
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
4	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 16

Наиболее вероятные значения высоты затухающих волн (м) в точке через различные промежутки времени t

Начальная высота волн, м	t часы				
	6	12	18	24	30
10	8,3	6,8	5,9	5,2	4,6
9	7,5	6,2	5,5	4,7	3,9
8	6,7	5,6	5,1	4,3	3,6
7	5,9	5,1	4,4	3,7	3,0
6	5,1	4,4	4,0	3,2	2,8
5	4,3	3,6	3,2	2,8	2,4
4	3,3	2,9	2,6	2,4	2,2
3	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9
2	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3

Оформление и проверка прогноза волнения. После того как вычислены в определенных точках на ЭВМ или вручную ожидаемые значения высот волн и направления их распространения, они наносятся на карту, и затем проводятся изолинии равных высот волн через 1 м. В центре области наибольшего волнения пишется слово «максимум», а в центре области со слабым волнением пишется слово «минимум». Стрелками указывают преобладающее направление волнения. В районе преобладания зыби пишется слово «зыбь». Анализы и прогнозы волнения должны быть на однотипных картах, чтобы их можно было накладывать друг на друга и сопоставлять. (Для этого удобно пользоваться светокопировальным столом.)

В Гидрометцентре СССР, например, оценка прогнозов волнения, составляемых для Северной Атлантики, производится по 40 контрольным точкам, в число которых входят корабли погоды. На прогностической карте волнения в выбранных контрольных точках записываются фактически наблюдавшиеся высоты волн и направление их распространения, значения которых снимаются с фактической карты волнения, составленной на тот же час, что и прогноз. Прогноз высоты волны в данной точке считается оправдавшимся, если предсказанная высота волны отличалась от фактической не более чем на 30%, независимо от знака отклонения, т. е. должно удовлетворяться условие

$$\frac{h_{\text{факт}} - h_{\text{прогн}}}{h_{\text{факт}}} \cdot 100 \leqslant 30.$$

Общая оправдываемость прогноза по океану определяется процентным отношением числа точек, в которых прогноз оправдался, к общему числу контрольных точек, принятых для оценки.

Прогноз направления распространения волны считается оправдавшимся, если угол между предсказанным и фактическим направлением будет не более 45°.

Составление и анализ фактических карт волнения по океанам. В практике оперативной работы по обслуживанию мореплавания рекомендуемыми курсами для составления прогнозов волнения, последующей их проверки и повседневного изучения процессов волнения в океане составляются карты фактического состояния волнения для северных частей Атлантического и Тихого океанов Для этого используются судовые наблюдения кораблей погоды и рейсовых судов. На карты, кроме элементов ветровых волн и зыби (высоты, периода и направления распространения волны), наносятся сведения и о погоде: скорости и направлении ветра, атмосферном давлении, видимости, температуре воды и воздуха. Для полноты анализа на эти карты наносятся также гидрометеорологические данные прибрежных станций. Эти карты, в отличие от синоптических, называют гидрометеорологическими картами.

После того как все судовые данные нанесены на карту, производится анализ. Анализ данных должен быть критическим. Например, анализируя поле распределения высот волн, прогнозист должен обращать внимание на период волны, скорость и направление ветра не только в данной точке, но и в соседних. Сопоставляя все данные между собой, можно достаточно легко обнаружить ошибку в наблюдениях и отбраковать ее.

При анализе карт волнения должны соблюдаться (как и при анализе метеорологических карт) принципы непрерывности и преемственности процессов. Перемещение областей штормового волнения связано с перемещением циклонов. Особенностью морских волн является то, что они распространяются по дуге большого круга. Поэтому направление распространения волн за пределами циклона отличается от направления волн в циклоне. При последовательном анализе карт волнения следует помнить также, что

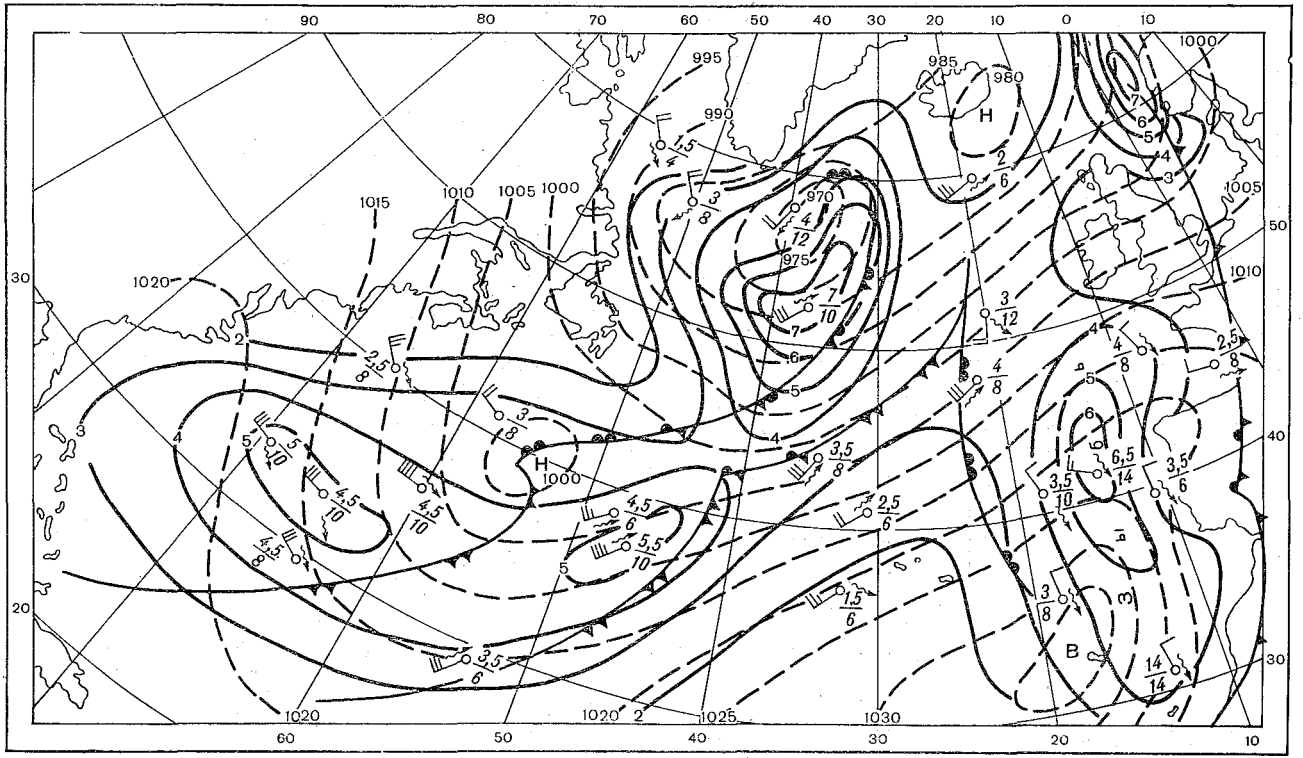


Рис. 39. Карта волнения.

размеры волн зависят от продолжительности действия ветра и размеров области, над которой ветер эффективно воздействует на волны. Эти волнообразующие факторы связаны со скоростью перемещения циклонов. Если циклон малоподвижен, то продолжительность действия ветра в различных частях циклона будет примерно одинакова, а области эффективного воздействия ветра на волны будут относительно постоянными. При таких условиях развивается очень сильное волнение. При быстро перемещающемся циклоне ветровые условия над данным районом резко меняются. В этом случае волны не получают значительного развития.

Анализ карт начинают с выделения областей низкого и высокого давления путем проведения изобар (пунктиром). С метеорологических карт переносятся фронты. Затем на карте выделяют области, где волны имеют примерно одно и то же направление, и жирными стрелками отмечают их преобладающее направление в каждой области. После этого проводятся сплошными линиями (по тому же принципу, как и изобары) изолинии равных высот волн через 1 м. Обычно при анализе карт волнения не выделяют отдельно области ветровых волн и зыби. При проведении изолиний высот волн ориентируются на преобладающую волну в точке наблюдения независимо от того, к какой системе волн она относится. Области штормового волнения совпадают с районами больших градиентов давления. Наиболее интенсивное волнение наблюдается за холодным фронтом. Перед фронтом, как правило, преобладают ветровые волны, за фронтом — волны зыби. Области слабого волнения совпадают с центральными частями антициклонов и осями гребней высокого давления. После того как изолинии равных высот волн проведены, карта готова для использования. На рис. 39 показана проанализированная карта волнения для Северной Атлантики.

§ 6. РЕКОМЕНДУЕМЫЕ КУРСЫ ПЛАВАНИЯ СУДОВ

Появившаяся возможность составления прогностических карт волнения по океанам позволила более эффективно обслуживать суда, плавающие в океанах. Морские волны препятствуют продвижению судна, в результате чего удлиняется время плавания, снижаются экономические показатели работы судна. Прогностические карты волнения позволили рассчитывать и рекомендовать наиболее выгодные и безопасные пути плавания.

Для расчета рекомендуемого пути плавания необходимо иметь следующие материалы:

а) графики потерь скорости хода различными типами судов в зависимости от высоты и направления распространения волны относительно курса судна;

б) фактические и прогностические карты погоды и волнения на несколько дней по дням;

в) дополнительные материалы, включающие климатические атласы, атласы волнения по океанам, лоции и т. д.

В настоящее время для многих типов судов получены количественные связи между скоростью судна и высотой волн при различных курсовых углах

$$v = v_0 - (aH + bH^2) + cqH, \qquad (116)$$

где v — рассчитанная скорость судна; v_0 — скорость хода судна на спокойной воде; q — угол между курсом судна и направлением распространения волны (курсовой угол); H — высота волны в метрах; a, b, c — эмпирические коэффициенты, вычисляемые для каждого типа судна.

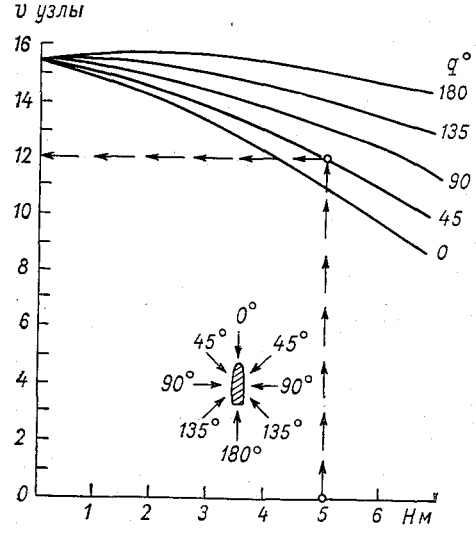


Рис. 40. График для определения потерь скорости хода судна типа «Архангельск».

На рис. 40 приведена зависимость скорости хода судна от высоты волны для судов типа «Архангельск». По этой зависимости, например, можно определить, что при курсовом угле 45° и высоте волны 5 м судно типа «Архангельск» будет иметь скорость 12 узлов вместо 15,5 узла на спокойной воде: $v = 15{,}5 - (0{,}61H + 0{,}05H^2) + 0{,}26Hq$.

При расчете рекомендуемого пути плавания должен быть принят тот или иной критерий оптимальности, без которого сам метод выбора оптимального пути теряет смысл. В качестве критерия оптимальности может быть выбрана любая величина, с помощью которой считают целесообразным оценивать результаты плавания. Выбор оптимального пути связан с определением экстремального значения того или иного критерия. Например, необходимо среди бесконечного множества возможных путей плавания между двумя пунктами в океане выбрать путь с минимальным временем перехода или с минимальным расходом топлива и т. д.

Экономичность плавания судна во многих случаях связывают с длительностью рейса. Поэтому в практике обеспечения судов оптимальными курсами чаще всего применяют критерий минимального времени перехода судна между портами. Хотя в некоторых случаях требуется не экономия времени, а обеспечение благоприятных условий плавания, как например при проводке буксируемых судов, доков и т. д., тем не менее критерий времени сохраняется, но с учетом ограничивающих условий на высоту волны. Таким образом, выбор того или иного критерия оптимальности определяется требованиями, предъявляемыми к конкретному рейсу.

Графический способ расчета оптимального пути. Прокладка рекомендуемого курса обычно проводится на кальке. Удобно также работать на обычных бланковых картах на светокопировальном столе. Калька накладывается на первую карту из серии прогностических карт волнения и на ней оконтуривается береговая черта. Наносятся исходный P_0 и конечный P_N пункты плавания и соединяются прямой линией, представляющей кратчайшее расстояние между ними (рис. 41). После этого из исходной точки P_0 проводится веер прямых линий с более или менее одинаковыми углами

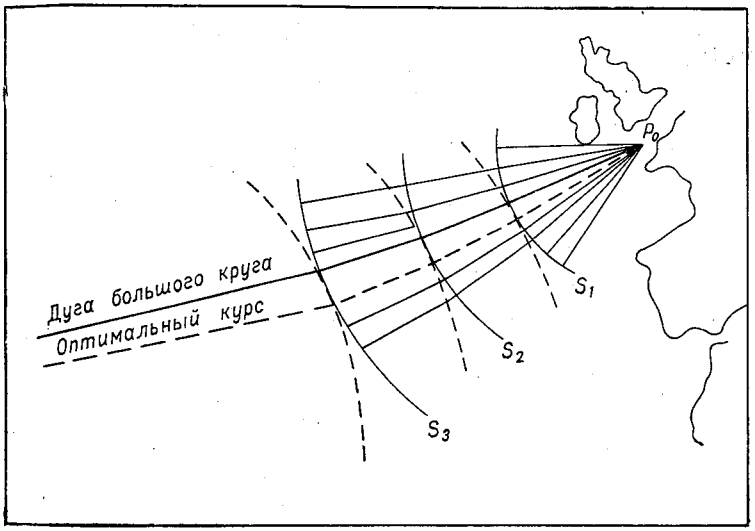


Рис. 41. Схема графического расчета оптимального курса судна.

между ними. Причем в области слабого волнения эти линии могут быть проведены реже, в области сильного волнения — чаще. Эти линии представляют собой возможные курсы плавания судна в первый день.

С прогностической карты снимаются высоты волн и их направления на каждом курсе. Затем по графикам потерь скорости хода на волнении для данного типа судна на каждой линии определяют скорость хода судна при данной высоте волны и курсовом угле. Полученную скорость умножают на шаг по времени и получают расстояние, которое пройдет судно за одни сутки на данном курсе, и откладывают на карте. Это проделывается для всех возможных курсов. Полученные точки соединяют плавной линией S_1, представляющей геометрическое место точек возможного положения судна в конце первых суток.

Следующим шагом является аналогичный расчет возможного положения судна к исходу вторых суток. Для этого из каждой точки, полученной для первого дня, проводятся линии, являющиеся как бы продолжением возможных курсов предыдущего дня. Затем

калька (или бланк-карта) накладывается на прогностическую карту волнения второго дня и точно так же, как для первого дня, рассчитывается положение судна к концу вторых суток на всех возможных курсах. Полученные точки соединяют плавной линией S_2. Подобный расчет ведется на столько дней, на сколько имеются прогностические карты волнения. Линия наивыгоднейшего пути будет проходить через точки касания окружностей с центром в пункте прихода с огибающими линиями S_1, S_2, S_3 и т. д.

Наиболее точный расчет наивыгоднейшего пути плавания достигается при наличии прогностических карт волнения на все дни плавания. Поскольку прогнозы волнения составляются не более чем на 3 дня, то и расчет курса соответственно производится на такой же срок. Поэтому, прежде чем вычисленный на 3 дня путь передавать на судно, необходимо решить вопрос относительно оставшегося пути, не охваченного расчетом. В некоторых случаях, если позволяет обстановка, путь судна после третьего дня продолжают по дуге большого круга, чаще же всего его выбирают с учетом климатических данных.

Однако на этом расчет не заканчивается. Необходимо еще учесть течения на выбранном курсе и, если они существенны, ввести соответствующие поправки. Влияние течения на движение судна учитывается путем сложения двух векторов, один из которых представляет скорость и направление судна, другой — скорость и направление течения. Далее выбранный путь следует откорректировать в соответствии с ледовыми условиями, туманами и гидрографической обстановкой. Только после этого рассчитанный курс радиограммой передается капитану судна. В радиограмме сообщаются координаты узловых точек, лежащих на пути, а также краткие сведения о погоде и состоянии поверхности океана.

После того как оптимальный путь определен и передан на судно, первый этап закончен. Второй этап заключается в том, чтобы ежедневно следить и при необходимости уточнять указанный путь в соответствии с последними сведениями о погоде.

Оценка эффективности проводок судов рекомендуемыми курсами. Конечным результатом каждой проводки судна рекомендуемым курсом является оценка экономической эффективности. Обычно в качестве показателей эффективности используются: 1) продолжительность плавания, 2) пройденное расстояние, 3) скорость хода судна, 4) расход топлива, 5) выдерживание расписания движения, 6) сохранность грузов, 7) комфорт пассажиров, 8) число штормовых дней на переходе.

Для оценки эффективности плавания судов рекомендуемыми курсами применяются различные методы, выбор которых определяется требованиями конкретного рейса:

1) сопоставление результатов плавания судна по рекомендациям с результатами плавания контрольного судна аналогичным рейсом в это же время без рекомендаций;

2) сопоставление результатов плавания судна по рекомендациям с результатами плавания фиктивного судна, якобы соверша-

ющего рейс либо по дуге большого круга, либо климатическим путем;

3) сопоставление фактически затраченного времени на рекомендованном курсе с плановым временем;

4) сопоставление средней путевой скорости хода судна с его полной скоростью на спокойной воде;

5) сопоставление статистических данных плавания судов за прошлые годы или данного года без рекомендаций со статистическими данными плавания судов рекомендованными курсами.

Проведенная оценка эффективности рекомендованных курсов показала, что время плавания судов по рекомендациям по сравнению с обычным плаванием сократилось на 3—4%.

Порядок обслуживания. Капитаны судов, совершающие рейсы через океан, радиограммой извещают группу обслуживания о времени и координатах места выхода судна в океан не менее чем за сутки до этого момента. В радиограмме сообщаются название и тип судна, скорость хода (фактическая и на спокойной воде), загрузка и вид груза (палубный, сыпучий и т. д.), а также требования, предъявляемые к обслуживанию, например обход зон с высотой волны, превышающей 4 м.

В соответствии с полученным запросом группа обслуживания анализирует гидрометеорологическую обстановку на пути плавания и рассчитывает наивыгоднейший курс. Капитан судна, получив рекомендации о наивыгоднейшем пути плавания, сообщает в группу обслуживания, что он следует рекомендуемым курсом. После этого он регулярно два раза в сутки передает координаты местонахождения и сведения о погоде на пути плавания. По сведениям, получаемым с судна, группа обслуживания ежедневно корректирует рекомендуемый курс. Уточненный курс вместе с очередным прогнозом волнения на двое суток передается на судно. В том случае, когда первоначально данный путь не изменяется, на судно передается только очередной прогноз волнения. Обслуживание ведется на всем переходе судна, вплоть до его прибытия в порт назначения.

Литература: [1, 2, 3, 4, 11, 15, 28, 40, 69, 71, 73, 79, 93, 94, 108, 132, 133].

Глава VII. КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ НЕПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

§ 1. ПРИЧИНЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

Изменение уровня в море происходит под влиянием целого ряда факторов. Основными из них являются: приливообразующие силы, материковый сток, испарение, осадки, выпадающие на водную поверхность, атмосферное давление и ветер.

В природе сложная система движения водных масс обычно возникает в результате действия всех этих сил, создавая, таким образом, суммарные колебания уровня. Периодические колебания уровня довольно хорошо изучены. По этому вопросу имеется обширная литература, в которой указывается, как рассчитывать эти колебания на большой период времени вперед.

Менее изученными являются непериодические колебания. Они при прочих равных условиях будут развиваться различно в зависимости от глубины участка, рельефа дна, очертаний берегов. Наибольшие подъемы и падения уровня при одной и той же силе ветра наблюдаются в воронкообразных заливах с постепенно уменьшающимися глубинами, например в Невской губе Финского залива, Двинском заливе Белого моря и Таганрогском заливе Азовского моря.

Непериодические колебания уровня могут быть кратковременными (от одного часа до нескольких суток), сезонными и многолетними.

В настоящей главе рассмотрим кратковременные колебания уровня и методы их прогноза, получившие название методов краткосрочных прогнозов.

Непериодические сгонно-нагонные колебания уровня наиболее ярко выражены в мелководных береговых зонах. Под влиянием этих колебаний уровня большие пространства прибрежных районов то обнажаются, то затопляются водой, резко меняя очертание береговой линии. В некоторых районах интенсивные сгоны и нагоны создают угрозу нормальному судоходству и наносят большой ущерб народному хозяйству. Поэтому большинство работ, посвященных прогнозу сгонно-нагонных колебаний уровня, относятся к мелководным береговым зонам.

Первой обстоятельной работой в этой области является работа Т. П. Марютина, который рассмотрел изменчивость непериодических колебаний уровня в Белом море и разработал метод их прогноза. Работа Марютина легла в основу дальнейших исследований, относящихся к другим морям. В результате этих исследований сформировался метод краткосрочных прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня, который можно назвать градиентным методом.

В последнее время градиентный метод в ряде работ получил значительное расширение и уточнение.

Прогноз по градиентному методу целесообразно вести по отдельным этапам. Первоначально следует выделить непериодические колебания из общих суммарных, произвести анализ кривой непериодических колебаний, обратив внимание на характер нагонов и сгонов. Затем рассмотреть влияние местных ветров, определить основное эффективное направление их и в соответствии с этим вычислить основные градиенты давления. Затем произвести сопоставление кривых сгонно-нагонных колебаний уровня и кривых градиента давления. С помощью такого сопоставления определить фазу сдвига во времени изменчивости градиента давления и уровня. Последнее необходимо выполнить с особой тщательностью,

так как фазой сдвига во времени определяется заблаговременность прогноза. Следует рассмотреть далее, какова роль инерции водных масс в колебаниях уровня и возможность использования этого свойства в прогнозах. После этого перейти к составлению прогностических зависимостей.

§ 2. ГРАДИЕНТНЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗОВ СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

В морях, где наблюдаются периодические и непериодические колебания уровня, первой задачей является разделение общих колебаний уровня на периодические и непериодические. Задача эта

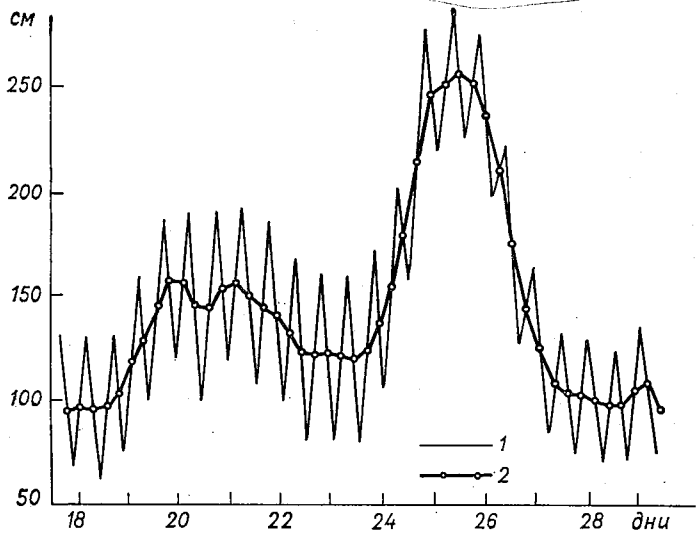


Рис. 42. Общие (*1*) и непериодические (*2*) колебания уровня.

различными авторами решается по-разному. Наиболее простой способ решения ее при наличии расчетных данных периодических изменений уровня сводится к нахождению разности:

$$H_{\text{общ}} - H_{\text{период}} = H_{\text{непериод}}.$$

Величины непериодических колебаний уровня можно получить и иначе. Имея кривую суммарных колебаний уровня, можно графическим путем, соединяя середины отрезков между малой и полной водой, получить плавную кривую, которая и будет кривой непериодических колебаний уровня (рис. 42). При отсутствии непериодических колебаний уровня эта кривая совпадает со средним уровнем.

Средний уровень определяется путем осреднения отсчетов по футштоку или мареографной записи, произведенных через равные

промежутки времени за длительный период наблюдения. Для решения тех или иных задач вычисляют суточный, месячный, сезонный, годовой и многолетний уровни. При анализе и прогнозе непериодических колебаний уровня отдельные значения уровня обычно сравнивают с его средней величиной.

Известно, что в результате ветрового течения происходит перемещение масс воды из одного района в другой. При незначительных размерах бассейна и при достаточно сильных устойчивых ветрах, у наветренного берега наблюдается подъем уровня, у подветренного — спад (рис. 43). Ветер является одной из главных причин непериодических колебаний уровня моря. Очевидно, при рассмотрении влияния ветра на сгонно-нагонные колебания уровня следует учитывать направление, скорость и продолжительность действия ветра.

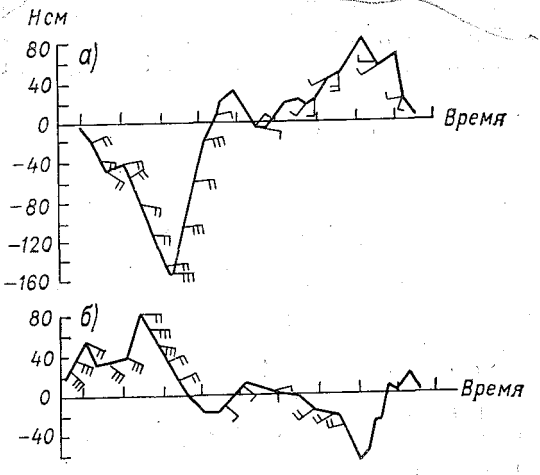


Рис. 43. Колебания уровня в восточной *(а)* и западной *(б)* частях Азовского моря.

Задачу определения направления ветра, при котором происходят сгоны и нагоны уровня, можно решить путем подсчета повторяемости сгонов и нагонов при различных направлениях ветра. Так, например, для северо-западной части Каспийского моря наибольшая повторяемость сгона наблюдалась при западно-северо-западном ветре:

Направление ветра	С	ССЗ	СЗ	ЗСЗ	З	ЗЮЗ
Повторяемость сгонов, % . .	—	7	28	44	18	3

Максимальная повторяемость нагонов в этом же районе наблюдалась при востоко-юго-восточном ветре. С помощью таких таблиц можно построить розу ветров, а по ней выделить наиболее эффективные направления ветра для сгонов и нагонов уровня.

При анализе сгонно-нагонных явлений следует учитывать влияние продолжительности действия сгонных и нагонных ветров разной скорости. Эта задача наиболее наглядно решается графически (рис. 44). Из сопоставления кривой колебаний уровня (рис. 44 *а*) с продолжительностью и скоростью действующего ветра (рис. 44 *б*) хорошо виден ход уровня при ветрах нагонного и сгонного направления. При нагоне уменьшение скорости ветра влечет за собой снижение уровня. При сгоне наблюдается обратная картина. Кратко-

временно действующие ветры нагонного или сгонного направления не вызывают резких повышений или понижений уровня. Из рисунка также видно запаздывание максимального нагонного уровня по отношению к максимуму скорости нагонного ветра.

Известно, что ветер редко бывает устойчивым как во времени, так и в пространстве. В результате этого скорость и направление ветра, наблюдаемого в том или ином пункте, не всегда характеризуют генеральный перенос воздушных масс над акваторией моря. Поэтому целесообразно колебания уровня сопоставлять с осредненной скоростью ветра и его результирующим направлением. Количественными показателями этих характеристик могут служить градиенты давления, снятые с синоптических карт.

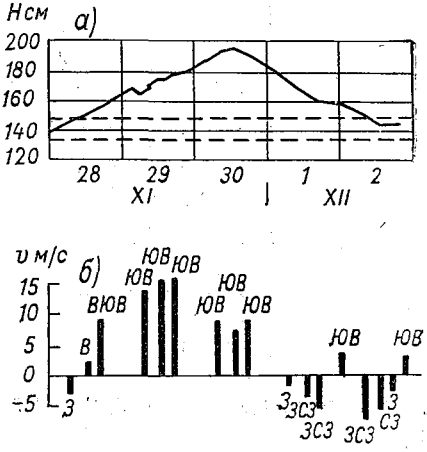


Рис. 44. Кривая колебания уровня (*а*) и ветровые характеристики (*б*).

Анализ синоптических карт заключается в выявлении особенностей барического поля и его воздействия на подъем и спад уровня. Выделяя группу случаев с высоким или низким подъемом уровня, одновременно изучают характер барического поля за тот же период. Затем устанавливают типичное распределение изобар за время, предшествующее и сопутствующее нагонам и сгонам уровня.

Как уже отмечалось, для получения численных характеристик барического поля обычно вычисляют разность давления воздуха в двух достаточно удаленных друг от друга пунктах, условно называемую эффективным градиентом.

На рис. 45 приведены наиболее удачные направления эффективных градиентов, применяемые в оперативной работе.

При сопоставлении уровня с градиентами часто обнаруживается асинхронность в колебаниях градиентов и уровня, что и используется для прогноза. Как правило, отмечается опережение хода градиента по сравнению с уровнем, которое обычно составляет 6—12 часов (реже 18 часов). Это опережение (φ) и определяет заблаговременность краткосрочных прогнозов уровня (рис. 46).

После того как установлен сдвиг во времени между уровнем H и ветром или градиентами давления, появляется возможность для количественного сопоставления этих величин.

Следует отметить, что прогностические зависимости, кроме членов, характеризующих влияние атмосферной циркуляции, должны содержать еще и члены, отражающие инерцию водных масс. Эти члены можно получить, учитывая положение уровня в момент

составления прогноза. Общий вид таких прогностических зависимостей

$$H=f(H_0,\ \Gamma_0), \qquad (117)$$

где H — прогнозируемый уровень; H_0 — уровень в момент состав-

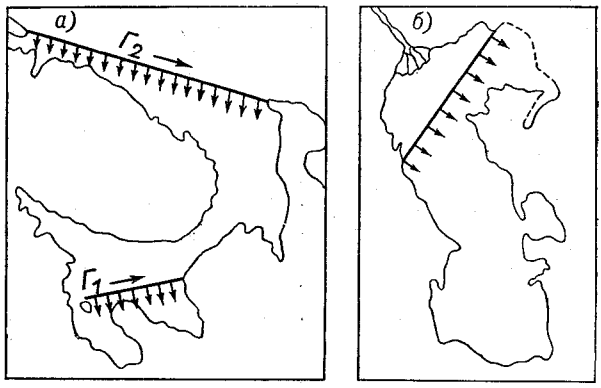


Рис. 45. Эффективные градиенты давления воздуха для нагона уровня в Белом море (*а*) и для сгона уровня в северо-западной части Каспийского моря (*б*).

ления прогноза; Γ_0 — градиент давления в момент составления прогноза.

Подобные зависимости составлены для различных морей (бухт, заливов и береговых районов). Они широко используются в оперативной работе.

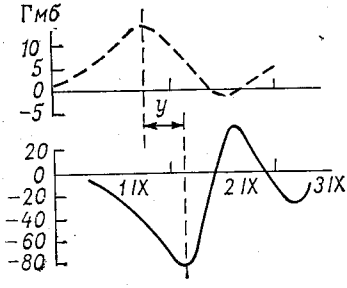


Рис. 46. Колебания уровня и градиенты давления на Балтийском море.

Обеспеченность таких зависимостей достаточно высокая при заблаговременности прогноза 6—12 часов. При увеличении заблаговременности обеспеченность резко снижается. Объясняется это тем, что для большой заблаговременности градиенты давления определяются по прогнозу давления, т. е. по прогностической синоптической карте. Обеспеченность прогноза уровня моря, основанного на прогнозе давления воздуха, зависит от обеспеченности прогноза давления.

Практика показала, что прогноз давления воздуха достаточно надежно составляется на срок не более чем на 12 часов. Поэтому при современном состоянии вопроса заблаговременность прогностических уравнений можно увеличить с 6 до 12—18 часов.

Следует заметить, что недостатком уравнений вида (117) является то, что они имеют различные численные коэффициенты для

фаз спада и подъема уровня. Поэтому для каждой из этих фаз составляется свое уравнение. По имеющемуся материалу наблюдений легко можно определить фазы подъема и спада. Однако при практическом использовании этих уравнений решение вопроса о том, каким из уравнений следует пользоваться, оказывается затруднительным. Эти трудности возрастают в случае экстремальных значений уровня, т. е. в момент самых высоких подъемов или

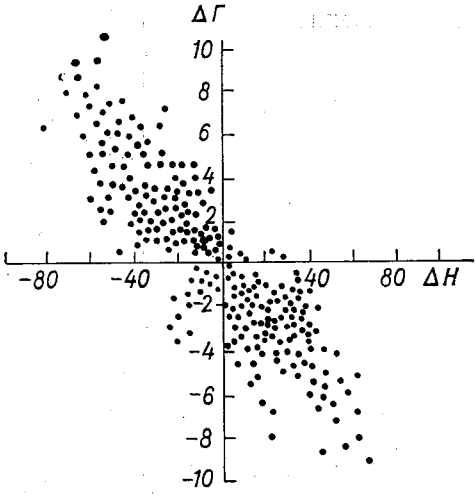


Рис. 47. Приращение уровня в зависимости от приращения градиента.

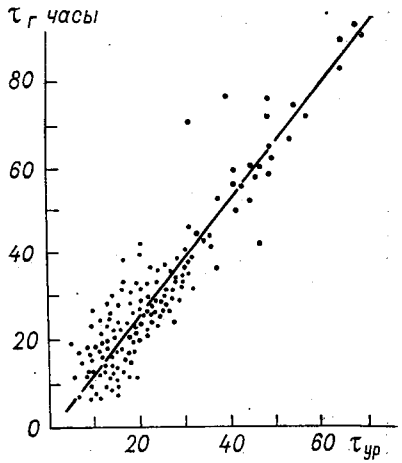


Рис. 48. Время роста (падения) уровня в зависимости от времени падения (роста) градиента.

спадов. В большинстве случаев изменение градиента давления во времени может быть показателем последующего изменения в ходе уровня. Учитывая это, прогностические уравнения для уровня можно представить в виде

$$H_n = f(H_{n-1},\ \Delta\Gamma_{n-1,\,n}), \tag{118}$$

где H_n — прогнозируемый уровень; H_{n-1} — уровень в момент составления прогноза; $\Delta\Gamma_{n-1,n} = \Gamma_{n-1} - \Gamma_n$ (Γ_{n-1} — градиент давления в момент составления прогноза, Γ_n — градиент давления в последующий период времени n, снятый с прогностической барической карты).

Зависимость (118) можно свести к более простому виду

$$\Delta H = f(\Delta\Gamma). \tag{119}$$

Здесь ожидаемое приращение уровня рассматривается как функция от ожидаемого приращения градиента (рис. 47).

При составлении прогностических зависимостей следует также учитывать время роста (падения) градиента, так как имеет место зависимость

$$\tau_{ур} = f(\tau_{гр}), \tag{120}$$

где $\tau_{ур}$ — время роста (падения) уровня, $\tau_{гр}$ — время роста (падения) градиента давления.

По этой зависимости, зная время роста градиента, можно определить последующее время роста уровня (рис. 48).

§ 3. МЕТОД СУТОЧНОГО ПРОГНОЗА НЕПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

В методе суточного прогноза учитывается не мгновенное изменение уровня, а его постепенное повышение (или понижение), являющееся результатом воздействия установившегося ветра данного направления, работа которого продолжалась не менее 6—12 часов. В связи с этим в прогностические зависимости вводились интегральные показатели градиента давления и уровня, а также некоторые их осредненные значения, характеризующие все стадии развития сгонно-нагонных явлений. Так, С. И. Кан сопоставила между собой скользящие среднедекадные уровни и градиенты давления воздуха на ряде станций Каспийского моря. Рассмотренные ею связи показывают, что в ходе атмосферного давления и в ходе уровня наряду со сравнительно кратковременными изменениями наблюдаются и колебания большего периода. В результате для прогноза суточных колебаний уровня было получено уравнение вида

$$H=\overline{H}+k_1(H_{срочн}-\overline{H})+k_2(\Delta\Gamma_{срочн}-\Delta\overline{\Gamma}), \qquad (121)$$

где H — предсказываемый среднесуточный уровень; $H_{срочн}$ — уровень, отсчитанный по футштоку в ближайший срок к моменту составления прогноза; $\overline{H}$ — скользящий среднедекадный уровень; $\Delta\overline{\Gamma}$ — скользящий среднедекадный градиент давления или просто разность давления между двумя точками, осредненная за декаду; $\Delta\Gamma_{прогн}$ — градиент давления по прогнозу давления на 12 часов вперед, считая от момента, за который взято $H_{срочн}$; k_1 и k_2 — эмпирические коэффициенты уравнения, определяемые для каждого пункта.

Очень важно, что в этом уравнении учитывается тенденция в ходе уровня ($H_{срочн}-\overline{H}$) и тенденция в ходе давления ($\Delta\Gamma_{прогн}-\Delta\overline{\Gamma}$). Если предположить, что $\overline{H}_{срочн}-\overline{H}=0$ и $\Delta\Gamma_{прогн}-\Delta\overline{\Gamma}=0$, то $H=\overline{H}$. Эта особенность уравнения показывает, что им можно пользоваться, не зная абсолютной отметки футштока, достаточно знать среднесуточные уровни за 10 дней до момента составления прогноза. В практической работе это значительно упрощает вычисления.

§ 4. ПРАВИЛА ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ВЫСОКИХ И НИЗКИХ УРОВНЯХ ДЛЯ НЕКОТОРЫХ МОРЕЙ СССР

Завершающим этапом работы по краткосрочным прогнозам сгонно-нагонных колебаний уровня является разработка правил предупреждений о возможных высоких и низких уровнях для районов, где такие уровни являются опасными.

В свое время такие правила предупреждений для Архангельска (Соломбала) были разработаны Т. П. Марютиным, а затем они были составлены для северо-западной части Каспийского моря, для Азовского, дальневосточных и арктических морей, Рижского и Финского заливов.

В каждом отдельном случае правила предупреждений будут, естественно, иметь свои особенности. Они должны быть разработаны не только для каждого моря, но и для отдельных его районов и станций. В каждом отдельном случае следует учитывать влияние не только эффективных градиентов давления воздуха, но и других факторов, например речного стока, температуры и солености водных масс, поперечного и продольного уклона, сейшеобразных колебаний, а также, что особенно важно, скорости и направления постоянных и ветровых течений.

При необходимости суждения об изменении уровня во всем море или в отдельных его районах следует строить гидросиноптические карты. На эти карты, кроме метеорологических данных (атмосферное давление, скорость и направление ветра), наносят данные по уровню моря и тенденции его изменения.

Проведенные изолинии уровня и тенденции его дают представление о характере изменчивости уровня во всем море. На основании анализа таких карт получен ряд правил: 1) если после сильного ветра ожидается ослабление или резкое изменение направления, то наклон поверхности моря будет выравниваться, изолинии тенденции уровня переменят знак, т. е. подъем уровня в следующий срок сменится спадом, и наоборот, 2) если ожидается усиление ветра, то тенденция сохраняет свой знак, и, следовательно, изменение уровня будет происходить в том же направлении (т. е. в местах, где был подъем уровня, он будет продолжаться, в местах, где уровень падал, он и в дальнейшем будет падать); 3) при изменении направления ветра будет происходить общая перегруппировка зон с положительными и отрицательными тенденциями.

Эти правила предупреждения о возможных высоких подъемах уровня или его интенсивного падения не укладываются в прогностические уравнения. Но тем не менее при составлении прогноза они должны быть учтены.

§ 5. ПРОГНОЗ СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ДЛЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Метод прогностического расчета непериодических колебаний уровня в арктических морях, разработанный Н. В. Мустафиным, дополняет и развивает рассмотренный выше градиентный метод. Основой исследования послужили пространственно-временные графики колебаний уровня по Восточно-Сибирскому и Чукотскому морям, построенные для каждого навигационного месяца. Анализируя графики, он подметил связь между колебаниями уровней в Восточно-Сибирском и Чукотском морях с определенным сдвигом во времени. Об этом свидетельствуют высокие коэффициенты

корреляции, характеризующие тесноту связи между колебаниями уровней на отдельных станциях (табл. 17).

Таблица 17

Статистическая связь между колебаниями уровня на полярных станциях

Место наблюдений	м. Шалаурова	Бухта Амбарчик	Рау-Чуа	Певек	м Биллингса	м. Шмидта	м. Ванкарем	о. Колючий	м. Неттан
м. Шалаурова	1	0,86	0,83	0,85	0,82	0,75	0,70	0,84	0,77
Бухта Амбарчик		1	0,95	0,97	0,79	0,80	0,74	0,83	0,70
Рау-Чуа			1	0,97	0,88	0,87	0,86	0,80	0,74
Певек				1	0,85	0,90	0,67	0,81	0,85
м. Биллингса					1	0,86	0,83	0,71	0,77
м. Шмидта						1	0,84	0,84	0,91
м. Ванкарем							1	0,78	0,61
о. Колючий								1	0,85
м. Неттан									1

Анализ данных позволяет проследить распространение сгонно-нагонных колебаний уровня в пространстве и во времени. Рассматривая колебания уровня совместно с типовыми синоптическими картами предшествующего периода, можно подметить особенности в распределении барических образований в периоды, предшествующие высоким подъемам и спадам уровня. Это позволяет построить ряд барических шаблонов. При сходстве фактических синоптических условий с полученными шаблонами можно давать предупреждения о возможных нагонах или сгонах.

Интересным в этом методе является количественный учет барической обстановки. В отличие от широко распространенного способа вычисления градиентов давления по постоянным направлениям, Мустафин предлагает проводить эти расчеты по переменным направлениям, стараясь всякий раз учесть место наибольшего сгущения изобар. Такой путь позволяет более точно учесть эффективное направление воздушного потока.

§ 6. ПРОГНОЗ СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ, ОСНОВАННЫЙ НА УЧЕТЕ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

В последнее время прогнозы сгонно-нагонных колебаний уровня основываются на учете полей атмосферного давления, представленных в виде математических рядов. Для этой цели широко используется разложение полей по полиномам Чебышева. Численная величина каждого коэффициента разложения определяет интенсивность переноса масс воздуха, а знак — направление переноса.

Суммирование всех коэффициентов разложения поля давления по полиномам Чебышева дает картину, близкую к фактической. Практически задачу можно упростить, выбрав лишь те коэффици-

енты, которые в каждом конкретном случае дают наиболее тесные связи.

На этой основе С. И. Кан получила зависимости для прогноза уровня в ряде портов Черного и Азовского морей следующего вида:

$$H=f(\sum A_{ij}), \qquad (122)$$

где A_{ij} — элементарные коэффициенты разложения поля давления по большому району, охватывающему Черное и Азовское моря. Лучшие результаты для данного района дают коэффициенты разложения, характеризующие потоки воздуха, направленные вдоль меридиана (A_{10} и A_{20}). Это следовало ожидать, так как именно такие потоки вызывают сгонно-нагонные колебания уровня в большинстве портов Черного и Азовского морей. Для Азовского моря ветры северной половины горизонта являются наиболее сильными и часто повторяющимися.

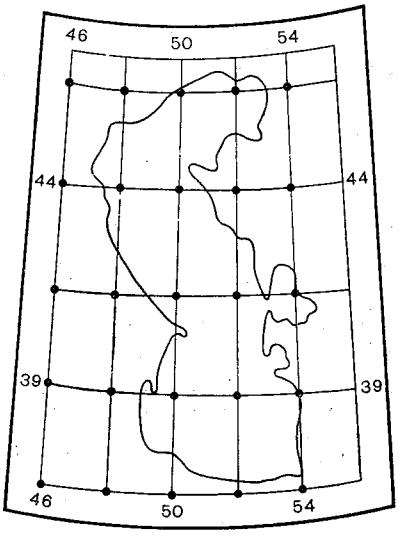


Рис. 49. Сетка, в узлах которой снимается давление воздуха.

Сдвиг во времени между воздействием барического поля и обусловленными им колебаниями уровня, как и для других морей, определяется эмпирически. Наиболее тесные связи получаются в интервале от 0 до 12 часов. При этом синхронные связи часто оказываются хуже асинхронных, что объясняется затратой времени на перестройку поля течений и уровня в результате действия ветра. В среднем запаздывание уровня близко к 6 часам.

На этой же основе О. И. Шереметевская разработала метод прогноза уровня Каспийского моря, позволяющий по фактическому полю атмосферного давления рассчитывать ход уровня на ближайшие сутки по ряду станций. Исходным в этом методе является предположение, что непериодические колебания уровня в каждой точке моря определяются в первую очередь течениями, вызываемыми ветром.

Сетка точек для снятия атмосферного давления выбирается с таким расчетом, чтобы охватить всю акваторию моря. Значение давления снимается в точках через 2° по параллели и 2,5° по меридиану, а всего в 25 дискретных точках (рис.49). Поля давления представляются аналитически разложением в ряды по полиномам Чебышева до шестого члена ряда.

В число наблюдений над уровнем, использованных при разработке метода, вошли наиболее характерные периоды: катастрофического нагона, сильного сгона и небольших колебаний уровня.

Зависимости для прогнозов уровня устанавливаются по данному полю давления последовательно на время от 6 до 24 часов с шестичасовым интервалом и имеют вид

$$H_n - \overline{H}_{n-1} = f\left[\Delta h_{n-1};\ \sum A_{ij};\ (H-\overline{H})_{n-1}\right], \qquad (123)$$

где H_n — предсказываемый уровень; $\overline{H}_{n-1}$ — среднедекадный уровень за предшествующую декаду; n и $(n-1)$ — индексы, указывающие время (отличаются на 6, 12, 18 и 24 часа); Δh_{n-1} — разность между положениями уровня в данном и опорном пунктах; A_{ij} — коэффициент разложения поля давления в ряд по полиномам Чебышева.

Уравнение (123) показывает, что метод основан на учете поля атмосферного давления, уклонов водной поверхности и инерции в ходе уровня. Уравнения такого вида составлены в двух вариантах — с 8 и 13 переменными.

Анализ предложенных зависимостей позволил выявить некоторые закономерности. Так, коэффициент A_{10} указывает на тенденцию повышения уровня в северной части и понижения в южной части Каспийского моря при южных потоках. Коэффициент A_{01}, характеризующий широтный перенос, дает область положительных коэффициентов в уравнении регрессии в восточной части моря и отрицательных в западной. Совокупность коэффициентов A_{01} и A_{10} выражает северо-западные и юго-восточные потоки, характерные для Каспийского моря. Оказалось, что эти члены уравнения (123) дают наибольший вклад в величины изменения уровня.

Предложенный метод получил применение в практике прогнозирования уровня по ряду пунктов побережья Каспийского моря.

Пример. Пусть нужно составить прогноз уровня по Красноводску на 21 час 25 июля 1969 г. Для этого с приземной синоптической карты за 21 час 24 июля снимается значение атмосферного давления в 25 стандартных точках, показанных на рис. 49.

Значения давления берутся в отклонениях от 1010 мбар. Если оно выше 1010 мбар, то со знаком плюс, если ниже — со знаком минус. Полученные таким образом значения сводятся в таблицу, затем по строчкам и колонкам подсчитываются суммы и вычисляются элементарные коэффициенты разложения поля в ряд по полиномам Чебышева, входящие в уравнение для прогноза уровня. В данном случае этими коэффициентами являются: A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{11}.

n	1	2	3	4	5	$\sum_i p_i$	A_{01}	A_{02}
1	7	5	1	0	—1	12	—24	24
2	5	3	1	0	—1	8	—8	—8
3	3	3	0	—1	—2	3	0	—6
4	0	2	1	0	0	3	3	—3
5	—5	—3	—1	—1	—1	—11	—22	—22
$\sum p_i$	10	10	2	—2	—5	15	—61	—15
A_{00}	—	—	—	—	—	0,6	—1,22	—0,21
A_{10}	—20	—10	0	—2	—10	—42	—0,84	—
A_{20}	20	—10	—4	2	—10	—2	—0,03	—

Первый коэффициент разложения (A_{00}) подсчитывается как средняя величина давления в данном поле. Для подсчета этих коэффициентов пользуются таблицей стандартных полиномов.

Таким образом, исходные данные по атмосферному давлению подготовлены.

Исходные данные по фактическому предшествующему уровню берутся из текущих наблюдений, в которых $H_{n-1}=-35$ см, $\overline{H}_{n-1}=-43$ см, $(H-\overline{H})_{n-1}=8$ см и $\Delta h=+11$ см. В качестве опорного пункта берется уровень на Нефтяных Камнях, характеризующий уровень открытого моря. Здесь H_{n-1} — уровень в момент выпуска прогноза. $\overline{H}_{n-1}$ — среднедекадный уровень за предшествующие 10 дней; Δh — превышение уровня в данном пункте над уровнем открытого моря в момент выпуска прогноза.

Уравнение для прогноза уровня на сутки вперед имеет вид:

$$H_n = \overline{H}_{n-1} + 0{,}9A_{10} + 2{,}25A_{01} - 5{,}55A_{20} - 2{,}7A_{02} + \\ + 2{,}02A_{11} + 0{,}33A_{00} + 0{,}36\,(H-\overline{H})_{n-1} - 0{,}26\Delta h - 2,$$

откуда $H_n=-49$ см.

Следовательно, предсказываемый уровень равен —49 см. Фактический уровень в Красноводске в 21 час 25 июля 1969 г. оказался равным 56 см. Ошибка составила 7 см, при допустимой ±9 см. Следовательно, прогноз оправдался.

Для прогноза непериодических колебаний уровня Белого моря Б. Х. Рыбак предложил несколько иную схему расчета. Сущность этой схемы сводится к следующему. Изменения непериодической составляющей уровня зависят от поля ветра и его изменчивости во времени, глубины места и инерции хода уровня. Поле ветра заменяется в данном методе полем приземного атмосферного давления.

Изменение непериодической составляющей уровня, обозначаемой $\Delta h'_t$, за время от момента составления прогноза определяется изменением величины непериодической составляющей уровня в момент составления прогноза h'_n до величины h'_{n+t} на момент прогноза:

$$\Delta h'_t = h'_{n+t} - h'_n. \qquad (124)$$

Инерция уровня за промежуток времени, равный 6 часам, записывается в виде

$$\Delta h_{n-6} = h'_n - h'_{n-6}. \qquad (125)$$

Следовательно, зависимость для $\Delta h'_t$ будет

$$\Delta h'_t = f\,(p_n,\ \Delta p_{n-6},\ \Delta p_{n-12},\ \ldots,\ h'_n,\ \Delta h'_{n-6}),$$

где p_n — поле атмосферного давления в момент составления прогноза, а Δp_{n-6}, Δp_{n-12} и т. д. — изменения давления за 6, 12 и т. д. часов до момента составления прогноза (количество этих значений зависит от продолжительности сгонов или нагонов).

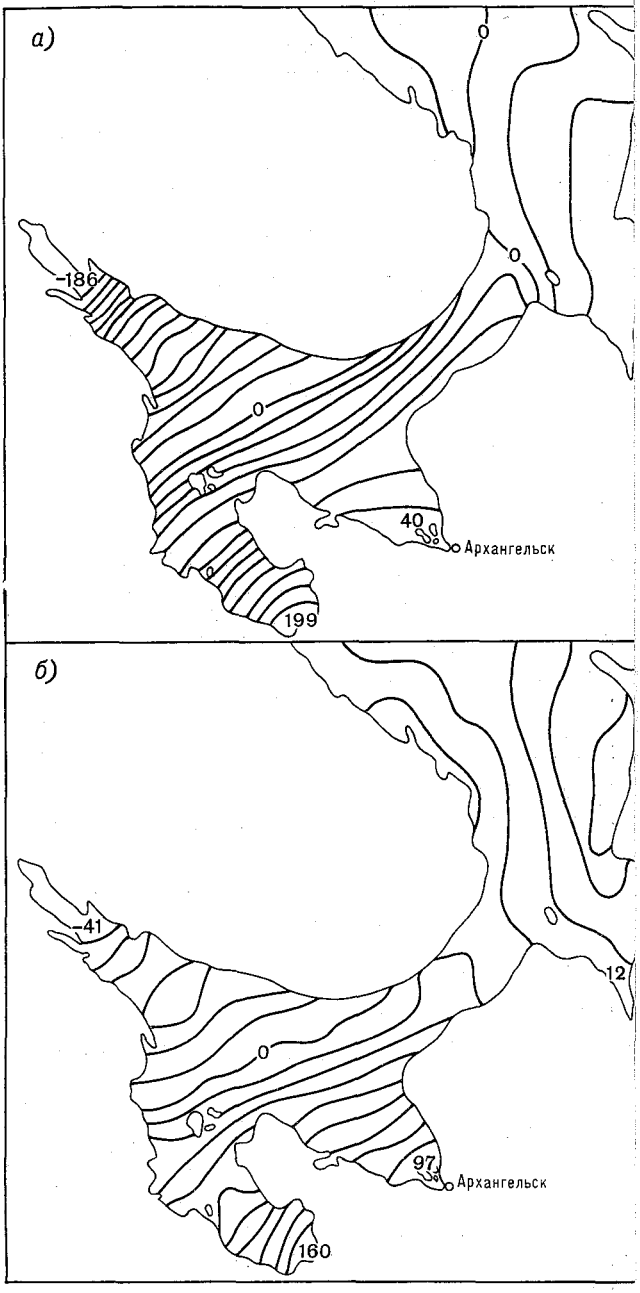


Рис. 50. Рассчитанный уровень поверхности Белого моря н

Время, через которое уровень как бы приспосабливается к обусловливающим его факторам, рассчитывается по формуле

$$t=f\left(p_n,\ \Delta p_{n-6},\ \Delta p_{n-12},\ \ldots,\ h'_n,\ \Delta h_{n-6}\right). \qquad (126)$$

Зная $\Delta h'_n$ определяют величину непериодической составляющей уровня h'_{n+t} на момент времени $n+t$:

$$h'_{n+t}=h'_n+\Delta h'_t.$$

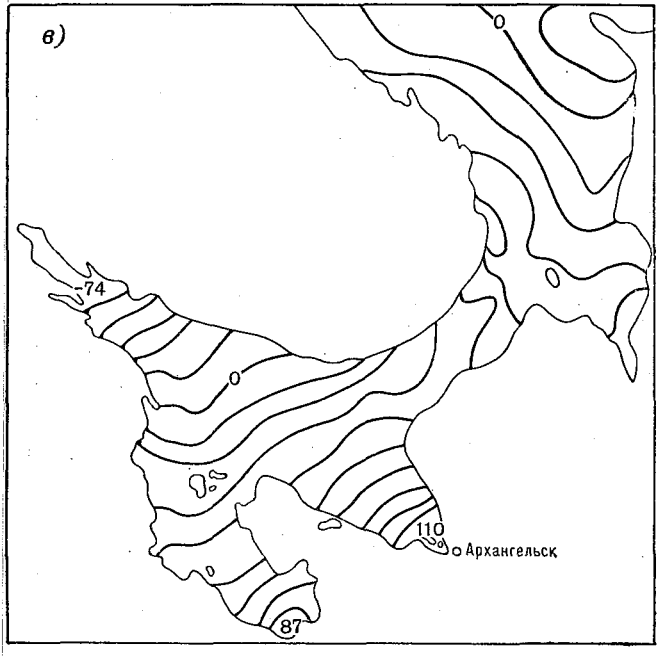
Чтобы получить величину суммарного уровня, обозначаемую h_{n+t}, следует к h'_{n+t} добавить величину приливного уровня $\Delta h''_{n+t}$:

$$h_{n+t}=h'_{n+1}+\Delta h''_{n+t}.$$

Значение $\Delta h''_t$ получается как разность h''_{n+t}, выбираемого на момент времени $n+t$, и среднего приливного уровня h_0 для данного пункта:

$$\Delta h''_{n+t}=h''_{n+t}-h_0.$$

Применяя изложенные соображения, были обработаны наблюдения по всем случаям нагонов за 15 лет. Для упрощения расчетов поля давления принимались неизменными во времени. Тогда



13 часов (*а*), 15 часов (*б*) и 20 часов (*в*)

рассмотренные выше уравнения записываются в следующем виде:

$$\Delta h' = f(p_n,\ h'_n,\ \Delta h'_{n-6}), \tag{127}$$

$$t = f(p_n,\ h'_n,\ \Delta h'_{n-6}). \tag{128}$$

Подсчеты, произведенные на фактических материалах наблюдений, показали, что ни одним из факторов, входящих в уравнения, нельзя пренебрегать. Поля давления представляются аналитически разложением в ряды по полиномам Чебышева до 16-го члена ряда. Степень связи устанавливается с помощью множественной корреляции. Зависимости для прогноза непериодических колебаний уровня в районе Архангельска принимают вид:

$$\Delta h'_t = a_0 + \sum_{i=1}^{16} a_i A_{n,\,i} + a_{17} h'_n + a_{18} \Delta h'_{n-6}, \tag{129}$$

$$t = b_0 + \sum_{i=1}^{16} b_i A_n + b_{17} h'_n + b_{18} \Delta h'_{n-6}, \tag{130}$$

где a_0, a_1, ..., a_{18} и b_0, b_1, ..., b_{18} — постоянные коэффициенты, A_{ni} — ортогональные полиномы Чебышева, представляющие поле атмосферного давления в момент времени n. Исследования показали, что наибольшее влияние на колебания уровня в Архангельске оказывает поле давления над Баренцевым морем.

Расчет колебаний уровенной поверхности всего Белого моря в целом сделан по материалам фактических наблюдений. Выбран случай штормового нагона, начавшегося 15/X 1962 г. и длившегося 54 часа. В 0 часов 15 X ветер и колебания уровня отсутствовали. В соответствии с указанным методом на электронной вычислительной машине по заданным условиям был произведен расчет уровня на 13 часов вперед и на другие интервалы времени для всего периода (рис. 50). В период нагона к 13 часам наиболее высоко уровень поднялся в Онеге — до 182 см, в Архангельске — до 50 см, а по расчетам уровень ожидался соответственно 199 и 40 см. Максимальные подъемы уровня наступают в различных районах моря в разное время. Можно полагать, что на основные колебания накладываются сейшеобразные. Расчет ведется для 282 точек, после чего на картах вычерчиваются изолинии.

§ 7. ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ

Численные методы основаны на интегрировании уравнений гидродинамики, описывающих движение водных масс. Обычно при решении этих уравнений вводятся некоторые упрощения: вода предполагается однородной и несжимаемой, не учитывается влияние горизонтального компонента (угловой скорости) и сферичность Земли. Такие упрощения вполне допустимы, так как масштаб штормовых нагонов во времени обычно равен нескольким дням, а в пространстве — нескольким тысячам километров. Кроме того,

при решении пренебрегается членами, в которые входят силы трения (за исключением членов, зависящих от вертикального сдвига).

С учетом указанных упрощений уравнения гидродинамики принимают вид

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}-fv=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_x}{\partial z},$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}+fu=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_y}{\partial z},$$

$$\frac{\partial w}{\partial t}+u\frac{\partial w}{\partial x}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}-g,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0. \qquad (131)$$

Здесь x, y, z — декартовы координаты, u, v, w — соответствующие компоненты скорости ветра, p — давление, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, τ_x и τ_y — горизонтальные компоненты силы трения и f — удвоенная величина вертикального компонента угловой скорости вращения Земли.

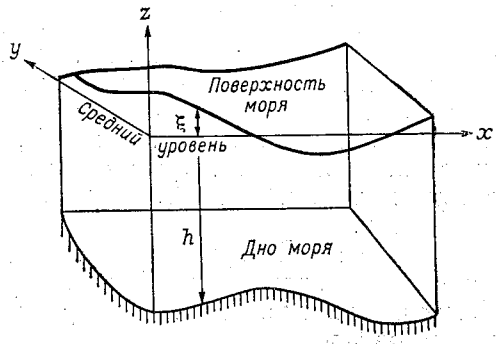


Рис. 51. Система координат и обозначения величин.

Однако и уравнения (131) слишком сложны для численного прогноза нагона, поэтому последующее их упрощение сводится к линеаризации и интегрированию по вертикали (рис. 51). Подъем уровня ξ и компоненты полного потока жидкости будут здесь зависимыми переменными

$$U=\int_{z=-h}^{z=\xi} u\,dz, \qquad V=\int_{z=-h}^{z=\xi} v\,dz. \qquad (132)$$

Для того чтобы ввести эти обозначения, интегрируют два первых уравнения движения и уравнение неразрывности от $z=-h$ до $z=\xi$ и преобразуют левую часть по правилам дифференцирования под знаком интеграла. После применения граничных условий уравнения записываются в следующем виде:

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\widetilde{u^2}+\frac{\partial}{\partial y}\widetilde{uv}-fV=-\frac{1}{\rho}\int_{z=-h}^{z=\xi}\frac{\partial p}{\partial x}\,dz+\frac{1}{\rho}\left(\tau_x^w-\tau_x^b\right),$$

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\widetilde{uv}+\frac{\partial}{\partial y}\widetilde{v^2}+fU=\frac{1}{\rho}\int_{z=-h}^{z=\xi}\frac{\partial p}{\partial y}\,dz+\frac{1}{\rho}\left(\tau_y^w+\tau_y^b\right),$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial V}{\partial y}=0. \qquad (133)$$

Волна сверху обозначает усреднение по z.

Здесь τ_x^b, τ_y^b — компоненты донного трения, τ_x^w, τ_y^w — компоненты трения на поверхности моря.

Трение о дно может быть выражено через определенные интегралы по времени от наклона поверхности и вынуждающих функций в той же точке. Но решение такого уравнения представляет сложности даже для вычисления на электронной машине. Поэтому используются различные простые приближения.

За граничное условие, необходимое для интегрирования по вертикали, принимается отсутствие на береговой черте нормального к ней полного потока

$$U\cos\varphi + V\sin\varphi = 0,$$

где φ — угол между осью x и нормалью к береговой черте.

Для численного решения дифференциальных уравнений их нужно видоизменить таким образом, чтобы переменным соответствовали дискретные числа. Большинство проделанных численных экспериментов основывается на интегрировании по шагам. При этом обычно используется сетка с квадратными ячейками, в узлах которой переменными являются U, V и ξ. Дифференциальные уравнения аппроксимируются разностными, и интегрирование по времени выполняется последовательно шаг за шагом для каждого узла сетки.

Вычисления штормового нагона для Балтийского и Северного морей были произведены Ганзеном в 1956 г., Фишером в 1959 г. Теоретически исследовались случаи катастрофических нагонов у берегов Японии.

И. Ф. Кириллов произвел несколько расчетов ветровых нагонов в Азовском море, используя численный метод. Исходными являлись уравнения движения и неразрывности, предложенные Ганзеном для расчета штормового нагона в Северном море. Для условий Азовского моря уравнения были несколько упрощены, например, из-за мелководности моря представилось возможным исключить члены, учитывающие влияние силы Кориолиса. Полученные уравнения показали, что возмущения уровня зависят от скорости ветра и трения о дно.

Система уравнений решалась методом конечных разностей, для чего частные производные в уравнениях были заменены конечными разностями, отнесенными к выбранной сеточной области с квадратными ячейками (всего 83 ячейки). Значение уровня и компоненты скоростей вычислялись не в каждом квадрате, а в шахматном порядке. Это позволило построить сеточную область таким образом, чтобы в квадратах, примыкающих к береговой черте, определялись только u и v. В качестве граничных условий было взято равенство нулю нормальной составляющей скорости потока вдоль береговой черты, т. е. на западном и восточном побережье Азовского моря $u=0$, а на северном и южном $v=0$. На условной границе, разделяющей море и Таганрогский залив, уровенная поверхность принималась плоской. Расчеты выполнялись с помощью

специальных шаблонов, шаг по времени равен 15 минутам, а шаг сетки 20 км. В качестве начальных приняты условия отсутствия движения в море и горизонтальность уровня. Отобраны четыре наиболее часто повторяющиеся на Азовском море направления ветра (В, СВ, З, ЮЗ), для которых и произведены все расчеты.

В результате расчетов получены карты уровенной поверхности моря для каждого 15-минутного промежутка времени. При сравнении уровней Азовского моря, рассчитанных по методу Ганзена и полученных фактически, обнаружено их большое сходство, несмотря на значительную схематизацию явления.

§ 8. НЕВСКИЕ НАГОННЫЕ НАВОДНЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ПРЕДСКАЗАНИЯ

Природа наводнений в устье р. Невы. Подъемы уровней воды на 2—4 м — довольно частое явление на морских побережьях, но для Ленинграда, расположенного на низких берегах невской дельты, они представляют постоянную угрозу затопления.

В настоящее время опасным считается подъем уровня на 130 см и выше. В Ленинграде подъем уровня на 150 см — уже наводнение.

В среднем здесь ежегодно наблюдается 1—2 опасных подъема уровня, однако в отдельные годы их бывает больше. Как правило, наводнения происходят осенью, в сентябре—декабре (80% всех зарегистрированных случаев).

Возникновению колебаний водных масс в Финском заливе и увеличению их размаха в Невской губе благоприятствуют некоторые физико-географические особенности самого залива.

В устье Невы подъем воды обусловлен тремя основными причинами: действием сильного западного ветра, возникновением прогрессивной длинной волны и сейшами.

Наиболее опасный подъем воды происходит от накатывания в вершине залива прогрессивных длинных волн. Такие волны образуются в Балтийском море под воздействием глубоких циклонов или северных ветров, которые сгоняют водные массы в южную часть моря. После прекращения их воздействия вода устремляется к северу и распространяется в виде длинной волны. Возникновение длинных волн возможно и в тех случаях, когда над морем перемещается ложбина пониженного давления или атмосферный фронт.

В зависимости от характера метеорологического процесса возникают разные виды длинноволновых колебаний. Зарождение их может происходить как в собственно Балтийском море, так и непосредственно в Финском заливе. Во время распространения длинной волны водные массы залива продолжают подвергаться воздействию ветра и атмосферного давления, которое в какой-то мере деформирует волну.

Н. И. Бельский, анализируя многочисленные примеры распространения длинных волн, установил, что на участке Таллин—

Ленинград высота длинной волны только за счет уменьшения площади поперечного сечения залива увеличивается в 2,5 раза. Именно вторжение длинных волн в Невскую губу чаще всего служит главной причиной ленинградских наводнений.

Подъемы уровня, вызванные ветром нагонных направлений, лишь при исключительных обстоятельствах достигают 150 см над ординаром. Относительно стоячих колебаний (сейш) некоторые исследователи приходят к заключению, что их амплитуда не может быть значительной в силу мелководности Финского залива.

Для изучения механизма и выяснения природы невских нагонных наводнений использовались разные пути. Натурные исследования (экспедиционные и стационарные) хороши тем, что они протекают в условиях взаимодействия всех факторов, участвующих в формировании наводнения. Иными словами, они позволяют изучать данное явление во всей его сложности и многообразии. Но наводнения случаются в среднем 1—2 раза в год, а катастрофические наводнения за время существования города были всего 5—6 раз. Процесс развития каждого наводнения неповторим. Относительная роль каждого фактора различна для разных случаев наводнений, поэтому надежно оценить ее бывает почти невозможно. Стационарные наблюдения ведутся в ограниченном числе пунктов. Расположение большинства пунктов наблюдений на побережье лишает возможности судить о процессе в открытой части залива.

Указанные выше недостатки заставили целый ряд исследователей изучать механизм невских нагонных наводнений на модели. Лабораторные исследования на модели, в отличие от натурных, привлекают возможностью воспроизводить по желанию экспериментатора явление в самом широком диапазоне начальных и граничных условий. При этом можно исключать факторы, мало влияющие на развитие наводнений (приливы, силу Кориолиса и др.). Эти факторы существенно не отражаются на развитии процесса, но затрудняют понимание его главных черт и особенностей. Однако недостатками лабораторного изучения являются невозможность воспроизвести метеорологическую обстановку, при которой зарождаются и развиваются наводнения, и недостаточная надежность моделирования сил сопротивления. Известные трудности представляет также создание крупномасштабной модели всего Балтийского моря; моделирование же только части моря приводит к некоторому искажению процесса.

Исследования механизма невских наводнений на различных моделях проводились в Государственном гидрологическом институте В. А. Бергом, В. П. Дубовым, М. С. Грушевским, В. Г. Носковым и др. Результаты работ указанных авторов помогли глубже понять природу нагонных наводнений в вершине Финского залива и выработать практические рекомендации по разработке методов предсказания высоких подъемов уровня.

Оперативные методы прогноза высоких подъемов уровня в Ленинграде. Все значительные наводнения в Ленинграде, в том чи-

сле и катастрофические 1824 г. (H=375 см), 1924 г. (H=369 см) и 1955 г. (H=282 см), были связаны с перемещением по Финскому заливу длинной волны. Вполне понятно поэтому, что исследование условий возникновения и распространения длинной волны по Финскому заливу, а также разработка приемов расчета ее амплитуды имеют большое значение. Волновая гипотеза, впервые изложенная в конце XIX в. в трудах М. А. Рыкачева, послужила основой для создания службы штормовых предупреждений о наводнении в устье Невы.

Экспериментальные данные показывают, что высота волны на пути от Таллина до Ленинграда (около 300 км) увеличивается в среднем в 2,5 раза. Следовательно, определив высоту волны, прошедшей Таллин, и умножив ее на 2,5, можно предсказать высоту подъема воды в Ленинграде. Так как средняя скорость перемещения длинной свободной волны составляет около 50 км/ч, то заблаговременность прогноза, составленного на основе данной закономерности, будет равна 5—7 часам.

Однако в подавляющем большинстве случаев волна перемещается вместе с движущимися циклонами и связанными с ними атмосферными фронтами. При этих условиях волну называют вынужденной и нарастание ее амплитуды сказывается более интенсивно, чем у свободной волны.

Совпадение скорости перемещения циклона со скоростью перемещения свободной длинной волны, вычисляемой по формуле Лагранжа $C=\sqrt{gH}$, вызывает явление резонанса. Это приводит к особо сильному увеличению высоты длинной волны и связанному с ней подъему уровня. Особенно опасны эти подъемы, если в тылу циклона дуют сильные западные или юго-западные ветры, создающие ветровой нагон.

Определенное влияние на величину наводнения в Ленинграде оказывают сейши, возбужденные циклоном, прошедшим над Балтийским морем и Финским заливом.

Непременным условием для катастрофических подъемов уровня является большая скорость движения циклона, равная 75—90 км/ч над Балтийским морем. При увеличении скорости движения циклонов до резонансной образуется более высокая волна. В Финском заливе ввиду заметного изменения глубины явления резонанса могут возникать только на отдельных его участках. В таких случаях скорость движения циклона должна составлять 55—75 км/ч.

Наибольшую известность в методиках прогноза невских нагонных наводнений получила формула Н. И. Бельского:

$$H_{Л}=2{,}5H_{Т}+\Delta H, \qquad (134)$$

где $H_{Л}$ — уровень в Ленинграде, $H_{Т}$ — уровень в Таллине, ΔH — повышение уровня за счет действия ветра в Финском заливе.

Н. И. Бельский разработал способ вычисления превышения уровня ΔH, считая, что оно зависит в основном от направления и силы ветра на Финском заливе при прохождении фронта.

Практически дело сводится к определению разности между западными составляющими ветра над центральной частью Финского залива для двух моментов времени: 1) когда фронт находится в районе Таллина и 2) когда тот же фронт будет проходить по линии о. Мощный—Усть-Нарва (рис. 52).

Изменение западной составляющей ветра Δv можно вычислить по формуле

$$\Delta v = v_3 \cos \alpha_3 - v_0 \cos \alpha_0, \qquad (135)$$

где v_0 — скорость ветра в момент прохождения фронта через Тал-

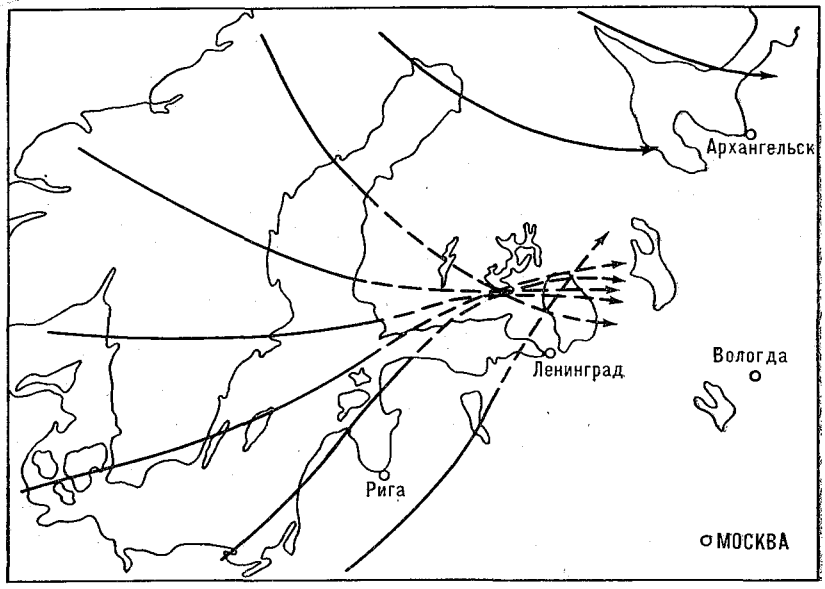


Рис. 52. Траектории циклонов, при которых могут возникать наводнения в Ленинграде.

лин, α_0 — угол между направлением ветра и параллелью 60° (направлением с запада на восток), v_3 и α_3 — те же характеристики ветра в том же районе через 3 часа.

Рассмотренный метод прогноза ленинградских наводнений дает вполне удовлетворительные результаты, но заблаговременность расчета составляет всего 5—7 часов.

С целью увеличения заблаговременности предупреждений о наводнениях А. А. Попковым и А. И. Фрейдзоном сделана попытка установить зависимость величины нарастания длинной волны в Финском заливе от параметров, относящихся к моменту времени, когда циклон (атмосферный фронт) еще находится западнее Таллина.

Эмпирическая формула имеет вид

$$h_n = m\,(k\Delta p + h_{\text{пр}})\left(1 + \frac{c^2}{450}\right)\cos \alpha, \qquad (136)$$

где $m=\frac{\lambda}{2L}$ (λ — длина волны, обусловленная анемобарическими условиями, L — расстояние между изаллобарическими очагами), k — коэффициент ($k=3{,}75$ при отсутствии льда в Финском заливе, $k=3$ при наличии льда в восточной части залива); $h_{\text{пр}}$ — величина подъема уровня воды в Ленинграде в сантиметрах, наблюдавшегося накануне; Δp — разность давления на участке Калининград—Ханко; c — скорость перемещения циклона (или фронта) в м/с; α — угол между направлением движения фронта (или циклона) и направлением запад—восток.

Расчеты уровня в Ленинграде по формуле (136) могут быть близкими к действительности только в тех случаях, когда скорость перемещения циклона от входа в Финский залив до его вершины существенно не меняется. Резкие уменьшения скорости движения циклона, а также его интенсивное заполнение могут заметно сказаться на результатах расчетов. Применение этой формулы обеспечивает точность расчета подъема уровня ± 30 см с заблаговременностью 8—10 часов.

В последние годы усовершенствование методики прогноза ленинградских наводнений проводится путем численного решения гидродинамических уравнений. Н. А. Лабзовский, Н. Е. Вольцингер, Р. В. Пясковский для создания математической модели данной задачи воспользовались уравнениями мелкой воды, одним из преимуществ которых является сравнительно доступная гидрологическая информация, необходимая для их численного интегрирования.

Исходя из основных уравнений движения вязкой жидкости, можно получить уравнения, в которых неизвестной функцией будет интегральная по вертикали скорость.

Если начало координат расположить на невозмущенной поверхности воды, то выражение для скорости имеет вид

$$u(x,\ y,\ t)=\int_{h}^{\xi} u(x,\ y,\ z,\ t)\,dz, \tag{137}$$

где $h=h(x,\ y)$ — расстояние от дна до невозмущенной поверхности, $\xi=\xi(x,\ y,\ t)$ — возвышение уровня воды над положением равновесия.

Предположим, что компонента ускорения по вертикали не оказывает влияния на давление p, т. е. что давление подчиняется гидростатическому закону

$$p_0-p_z=gp\,(z_0-\xi-z), \tag{138}$$

где p_0 — давление на свободной поверхности, p_z — давление на глубине $z_0+\xi$.

Используя уравнение (137), можно получить, что горизонтальные компоненты скорости u не зависят от z. Тогда

$$u(x,\ y,\ t)=u^*(x,\ y,\ t)\,(h+\xi). \tag{139}$$

Гидродинамические уравнения, в которых неизвестной функцией является интегральная скорость по вертикали, относятся к классу уравнений мелкой воды. Применение этих уравнений для расчета колебаний уровня оправдывается их простотой.

Исходные уравнения, относящиеся к расчету денивеляции в мелководном море, будут иметь следующий вид:

$$\frac{\partial u_x}{\partial t}+g(h+\xi)\frac{\partial \xi}{\partial x}+\frac{h+\xi}{\rho}\frac{\partial p_a}{\partial x}-2\Omega_z u_y=\frac{1}{\rho}\left(\tau_x^{(1)}+\tau_x^{(2)}\right),$$

$$\frac{\partial u_y}{\partial t}+g(h+\xi)\frac{\partial \xi}{\partial y}+\frac{h+\xi}{\rho}\frac{\partial p_a}{\partial y}+2\Omega_z u_x=\frac{1}{\rho}\left(\tau_y^{(1)}-\tau_y^{(2)}\right),$$

где Ω — угловая скорость вращения Земли, $\tau^{(1)}$ — ветровое напряжение, ρ — плотность воды.

Уравнение неразрывности записывается в виде

$$\frac{\partial \xi}{\partial t}+\frac{\partial u_x}{\partial x}+\frac{\partial u_y}{\partial y}=0. \qquad (140)$$

Для решения задачи о нагоне в Финском заливе нужна следующая исходная информация: морфометрические характеристики бассейна, начальные значения искомых функций (скорость течения и возвышения уровня), скорость ветра и атмосферное давление. Погрешности расчета обусловливаются главным образом неточностью заданной скорости ветра. При прогнозе колебаний уровня, когда в уравнения вводятся прогностические характеристики ветра и давления, естественно ожидать ухудшения результатов расчета уровня за счет ошибок в прогнозе ветра.

В заключение можно отметить, что уравнения мелкой воды в общем объективно описывают процессы колебаний уровня в Финском заливе. При сопоставлении рассчитанного хода уровня с наблюденным получены удовлетворительные результаты.

Литература: [47, 54, 55, 56, 64, 74, 78, 126, 128].

Глава VIII. КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

§ 1. ПРИЧИНЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Изменения температуры воды в море происходят под влиянием многих факторов: потоков тепла через поверхность моря, переноса тепла непериодическими течениями, приливно-отливных явлений, процессов турбулентного и конвективного перемешивания и др.

В теплую часть года распределение температуры воды по вертикали характеризуется медленным изменением ее в приповерхностном слое, резким скачком на некоторой глубине и затем мед-

ленным понижением с глубиной. Это характерное распределение обусловливается особенностями поглощения лучистой энергии водной средой. В период весенне-летнего прогрева бóльшая часть солнечной радиации, проникающей через поверхность моря, поглощается верхним слоем. Таким образом, создается верхний прогретый слой воды, отделенный от нижележащих вод, сохраняющих зимние температуры, слоем с большими вертикальными градиентами температуры и других характеристик — слоем скачка. Значительные градиенты плотности затрудняют вертикальный обмен, препятствуют разрушению слоя скачка и, как правило, он сохраняется в течение всего лета. Лишь под действием осенне-зимней конвекции слой скачка разрушается и происходит выравнивание температур по глубине.

Помимо годового хода, на отдельных горизонтах, и особенно в слое скачка, часто наблюдаются резкие кратковременные изменения температуры воды. Порядок величин этих кратковременных изменений в ряде случаев такой же, как и порядок сезонных и межгодовых изменений. Прогноз температуры воды в слое скачка и его глубины представляет большой интерес, так как именно в этом слое меняются оптические, акустические и другие свойства морской воды. С положением слоя скачка температуры связано распределение биологических организмов.

Помимо ветрового перемешивания, которое часто рассматривают как основную причину, обусловливающую изменения положения слоя скачка, большую роль в формировании и перемещении слоя скачка играют течения. В зонах дивергенций течений слой скачка расположен ближе к поверхности моря, в зонах конвергенции глубина его залегания увеличивается. При антициклонической системе течений слой скачка в центре системы заглубляется, а при циклонической — приподнимается к поверхности. Известно, например, что при прохождении тайфунов над Тихим океаном наблюдается уменьшение глубины залегания слоя скачка и даже выход его на поверхность. На границах между теплыми и холодными течениями глубина залегания слоя скачка изменяется в зависимости от смещения струй течений.

Следует отметить, что перенос тепла течениями в вертикальном направлении играет значительную роль в изменениях температуры воды, несмотря на относительно малые вертикальные составляющие скоростей течений. Большие вертикальные градиенты температуры компенсируют различие в горизонтальных и вертикальных составляющих скоростей течений.

Даже из краткого рассмотрения главных факторов, формирующих термический режим моря, видно, насколько сложна задача прогноза температуры воды. Разработка методов прогноза упрощается в тех случаях, когда можно выделить преобладающие процессы. В связи с этим целесообразно исследовать причины колебаний температуры воды отдельно для теплой и холодной частей года, для прибрежных мелководных и открытых глубоководных районов и т. п.

Большое значение для развития методики прогнозов температуры воды имеют теоретические исследования в области термики моря.

В большинстве теоретических работ, посвященных расчету температуры воды в море, рассматриваются процессы, происходящие в гидросфере. Влияние атмосферы учитывается в качестве граничных условий, например: суммы потоков тепла через поверхность моря, скорости ветра и т. д. Более перспективными являются исследования, в которых пограничные слои атмосферы и океана изучаются как единая система. В работах Д. Л. Лайхтмана, Б. А. Кагана и С. С. Зилитинкевича задача прогноза гидрологических характеристик на поверхности моря рассматривается как задача одновременного предвычисления полей метеорологических и гидрологических элементов и характеристик турбулентности.

В настоящее время имеются определенные трудности в доведении теоретических схем до практического использования. Они вызваны и математической сложностью задачи и отсутствием необходимой гидрометеорологической информации. Поэтому в практике морских прогнозов в настоящее время широкое применение находят физико-статистические методы.

§ 2. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ

Прогноз температуры воды по тепловому балансу. Наиболее простой способ прогноза температуры воды разработан для таких районов моря, где отсутствуют адвекция тепла течениями и теплообмен с нижележащими слоями. Обычно этим условиям удовлетворяют прибрежные мелководные районы, где перемешивание достигает дна. В этих случаях изменения температуры воды определяются лишь потоками тепла через поверхность моря (поглощенная радиация, эффективное излучение, потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой).

Я. А. Тютнев разработал методику прогноза температуры воды для условий прибрежных районов Северного Каспия и Азовского моря. Сопоставление изменений среднесуточной температуры поверхности моря с изменениями теплового баланса поверхности за соответствующие сутки позволило обнаружить довольно тесную связь между этими величинами (рис. 53).

Для того чтобы эти связи можно было использовать для прогноза температуры воды, необходимо располагать прогнозом метеорологических элементов: температуры воздуха, влажности, облачности и скорости ветра. Кроме этих элементов, в уравнение теплового баланса входит температура воды поверхности моря, прогноз которой является конечной целью исследования. Поэтому расчет теплового баланса рекомендуется вести двумя этапами. На первом этапе берется температура воды предшествующего дня и вычисляется тепловой баланс следующего дня. По суммарному балансу за эти два дня по графику, аналогичному приведенному на

рис. 53, находится соответствующее ему изменение температуры воды. На втором этапе в формулы теплового баланса вводится исправленная температура воды и находится тепловой баланс. Подобная процедура последовательно продолжается до последнего дня пятидневки. Такой прием может быть использован только для районов, где температура не меняется с глубиной и отсутствует перенос тепла течениями.

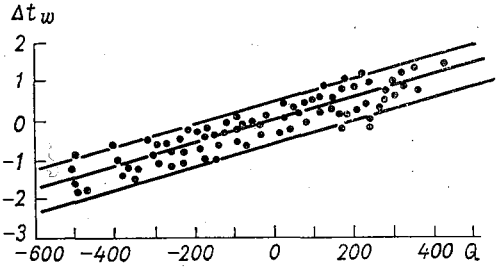


Рис. 53. Зависимость изменения (от суток к суткам) средней суточной температуры воды Δt_w от теплового баланса поверхности моря Q.

Прогноз колебаний температуры воды, обусловленных сгонно-нагонными явлениями. При разработке методов прогноза любого элемента необходимо принимать во внимание особенности гидрометеорологического режима исследуемого района. Примером использования своеобразия местных условий является разработанная Я. А. Тютневым методика прогноза температуры воды поверхности моря в прибрежных районах, где наблюдаются сгонно-нагонные явления.

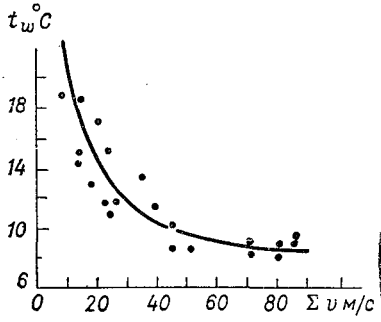


Рис. 54. Зависимость температуры воды поверхностного слоя моря у берега от сгонных ветров.

У приглубых берегов Крымского полуострова в теплую часть года имеют место значительные вертикальные градиенты температуры воды. Так, если температура воды поверхностного слоя в летние месяцы превышает 20° С, то на глубинах она сохраняет значения 8—9° С. При сгонных ветрах у берегов на место теплой поверхностной воды поднимаются глубинные воды с температурой на 10—15° С ниже, чем температура воды поверхностного слоя.

Сопоставление этих резких кратковременных изменений температуры воды со скоростью и продолжительностью действия ветра подтверждает мысль о том, что в данном случае именно ветер является причиной колебаний температуры воды.

На рис. 54 приведена зависимость температуры воды поверхностного слоя от суммы проекций скорости сгонного ветра на направление, параллельное береговой черте. Чем больше скорость сгонного ветра и чем дольше он действует, тем ниже температура воды. Располагая прогнозом ветра и приведенными на рис. 54 связями, можно составить прогноз температуры воды.

§ 3. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ПЕРИОД ОСЕННЕ-ЗИМНЕЙ КОНВЕКЦИИ

Интенсивный теплообмен между морем и атмосферой в холодную часть года приводит к тому, что изменения температуры воды зависят главным образом от величины потерь тепла через поверхность моря.

Вследствие охлаждения плотность верхних слоев воды в море увеличивается и возникает конвективное перемешивание. Глубина конвективного перемешивания зависит от степени охлаждения поверхности моря, начального распределения по вертикали температуры и солености воды, переноса тепла и солей течениями. Для тех районов моря, где роль адвекции невелика, температуру воды в слое конвективного перемешивания рассчитывают по величине потерь тепла через поверхность моря и начальным условиям. Для таких расчетов используют метод Н. Н. Зубова.

При расчете температуры воды в период осенне-зимнего охлаждения неизвестными оказываются две величины: температура воды и глубина конвективного перемешивания. Глубина конвекции не остается постоянной, она растет по мере понижения температуры. Изменение теплосодержания столба воды в слое конвективного перемешивания за некоторый промежуток времени определяется как

$$\Delta Q_H = c\rho H_1 \Delta t_{w_1}, \qquad (141)$$

где Δt_{w_1} — изменение температуры воды в слое конвективного перемешивания за первый расчетный период, H_1 — средняя глубина перемешивания за расчетный период, c — теплоемкость воды.

Значение ΔQ_H определяется по величине потерь тепла через поверхность моря за этот же период. Температура воды к началу второго периода определяется как

$$t_{w_2} = t_{w_1} - \Delta t_{w_1}. \qquad (142)$$

Конвективное перемешивание в результате понижения температуры воды от t_{w_1} до t_{w_2} приводит к увеличению глубины перемешивания от H_1 до H_2. Значение H_2 можно определить, сравнивая распределение по вертикали условного удельного объема (или плотности), найденного по температуре воды t_{w_2} и солености смешения $S_{\text{пер}}$, с его начальным распределением по вертикали.

Определив температуру воды в слое перемешивания и глубину конвективного перемешивания к началу второго периода, таким же способом производят последовательно расчет для второго, третьего, четвертого и остальных периодов.

При этом способе расчета делаются следующие допущения:

1) в течение каждого из отрезков времени, на которые делится весь период охлаждения, сохраняется начальная глубина перемешивания и изменение ее происходит скачкообразно в конце каждого расчетного интервала времени;

2) в расчет потерь тепла через поверхность моря входит температура воды, взятая на начало каждого расчетного интервала.

Во избежание больших ошибок при принятых допущениях рекомендуется, чтобы расчетные интервалы не превышали 10 дней. В тех же случаях, когда происходит резкое изменение глубины перемешивания, расчет температуры воды следует производить за более короткие интервалы времени, чтобы точнее уловить изменение глубины конвективного перемешивания.

Необходимым условием при указанном способе расчета является проведение глубоководных гидрологических наблюдений в начале периода охлаждения, данные которых служат в качестве исходных.

Расчеты, выполненные в Гидрометцентре СССР Е. М. Саускан, Я. А. Тютневым, Г. Н. Милейко, Л. И. Скриптуновой, О. И. Шереметевской по материалам наблюдений в Охотском, Баренцевом и Каспийском морях и северной части Атлантического океана, показали, что этот упрощенный метод дает удовлетворительные результаты для тех районов, где роль адвекции невелика. Эта же схема расчета используется и в методе долгосрочного прогноза температуры воды (см. § 2 гл. XI).

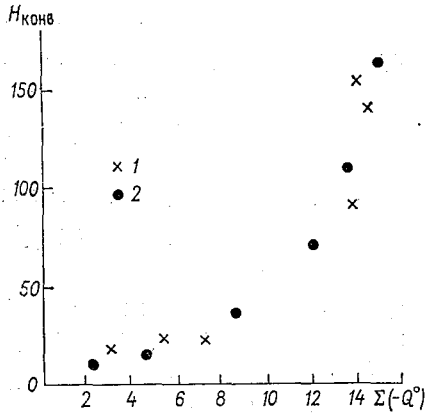


Рис. 55. Зависимость фактической (*1*) и рассчитанной (*2*) глубины конвективного перемешивания от величины потерь тепла через поверхность моря.

На рис. 55 представлено соотношение между глубинами конвективного перемешивания и величиной потерь тепла через поверхность океана в районе океанической станции К (45° с. ш., 16 з. д.).

Н. П. Булгаковым предложен графический способ определения глубины конвекции с использованием двойной функционально-равномерной координатной сетки S, σ_t, H (S — соленость, σ_t — условная плотность воды, H — глубина).

Наиболее трудную задачу представляет расчет и прогноз адвекции тепла течениями. Для учета влияния течений необходимы специальные наблюдения. Расчет адвекции тепла по средним многолетним данным о температуре воды и течениях не всегда дает удовлетворительный результат.

М. Г. Глаголева показала возможность определения изменений температуры воды, вызванных адвекцией, в период осенне-зимней конвекции на основе расчета полных потоков. Адвективные изменения температуры воды определяются из уравнения

$$\frac{\partial t_w}{\partial t} = \overline{U}\,\frac{\partial t_w}{\partial l}, \qquad (143)$$

где $\overline{U}$ — средняя скорость течения в слое H, для которого рассчитывается полный поток; $\frac{\partial t_w}{\partial l}$ — горизонтальный градиент температуры в направлении течения.

Для определения скорости $\overline{U}$ строятся карты изолиний полных потоков. Составляющие полного потока связаны с функцией полного потока ψ соотношением

$$S_x = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad S_y = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \tag{144}$$

Абсолютная величина полного потока определится нормальной производной функции полного потока, так как

$$S = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} = \sqrt{\left(\frac{\partial \psi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \psi}{\partial y}\right)^2} = \frac{\partial \psi}{\partial n}. \tag{145}$$

В результате скорость $\overline{U}$ может определяться как

$$\overline{U} = \frac{S}{H} = \frac{1}{H}\frac{\Delta \psi}{\Delta n}, \tag{146}$$

где H — глубина, ниже которой движение отсутствует, Δn — сторона квадратов, используемых при вычислении функции тока методом сеток.

С карт распределения температуры воды снимаются значения градиента $\frac{\partial t_w}{\partial l}$, и затем по уравнениям (143) рассчитываются адвективные изменения температуры воды.

§ 4. ПРОГНОЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПО ВЕРТИКАЛИ

Прогноз характеристик кривой распределения температуры воды по вертикали. Результаты теоретических исследований на данном этапе не могут быть использованы для практических расчетов распределения температуры воды по вертикали, так как даже при решении задачи для идеализированных условий необходимо знать ряд характеристик, которых в настоящее время не имеется: изменения в пространстве и во времени коэффициентов турбулентного перемешивания, вертикальные составляющие скоростей течений, параметры, характеризующие процессы в пограничном слое, и др. Отсутствие подробной информации о состоянии моря в исходный момент делает целесообразным разработку методов расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали, основанных на имеющейся информации о гидрометеорологических элементах. Разработка таких методов стала возможной лишь после проведения наблюдений над температурой воды и течениями на многосуточных станциях.

Метод расчета и краткосрочного прогноза распределения температуры воды по вертикали был разработан Н. А. Белинским, М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой. Для решения этой задачи ими были использованы такие параметры, как средняя температура слоя $\bar{t}$, сумма положительных отклонений температуры от этой средней $\sum \Delta t_w$, которая характеризует теплосодержание верхней части рассматриваемого слоя, температура воды поверхностного слоя моря (t_{w_0}) и на нижней границе слоя t_D (рис. 56). Указанные параметры были выбраны с учетом возможности их определения по

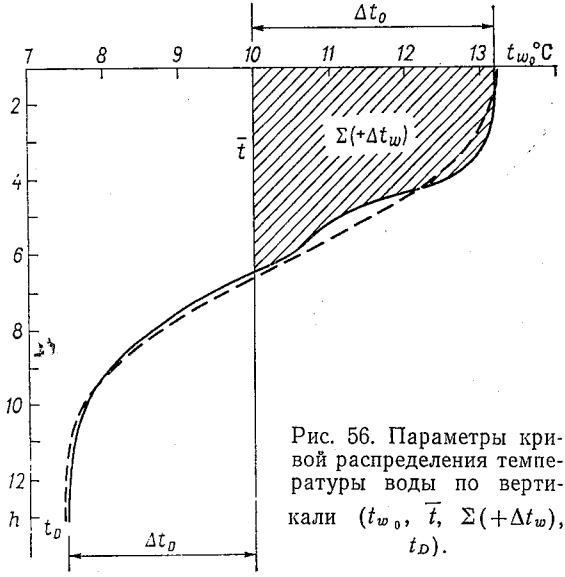


Рис. 56. Параметры кривой распределения температуры воды по вертикали (t_{w_0}, $\bar{t}$, $\Sigma(+\Delta t_w)$, t_D).

имеющимся в настоящее время данным наблюдений (температуре воздуха, облачности, полям ветра или атмосферного давления и др.).

Задача разработки метода прогноза состоит из двух этапов:

1) прогноз характеристик $\bar{t}$, $\sum \Delta t_w$, t_{w_0}, t_D;

2) определение по заданным значениям $\bar{t}$, $\sum \Delta t_w$, t_{w_0}, t_D кривой распределения температуры воды в деятельном слое.

Первый этап. Изменения температуры воды, обусловленные потоками тепла через поверхность моря, рассчитываются с определенной точностью по сумме составляющих теплового баланса поверхности. Гораздо труднее определить влияние адвекции тепла течениями, поэтому приходится прибегать к косвенным методам. Изменения морских течений вызываются в основном изменением поля ветра над морем. В гл. V изложен метод прогноза течений по заданному полю атмосферного давления. Изменения течений в свою очередь вызывают перераспределение температуры воды.

А. И. Каракаш по наблюдениям на многосуточных станциях в районе Гольфстрима и в экваториальной зоне Атлантического океана обнаружил довольно тесную связь между скоростью непериодических течений и температурой воды поверхностного слоя, а также между скоростью течения и глубиной залегания слоя скачка. Такого рода связи характеризуются коэффициентами корреляции 0,70—0,90. По данным многосуточных станций в других районах океана, К. И. Смирнова показала, что существуют связи между скоростями течений и температурой воды на различных горизонтах. В некоторых случаях наиболее тесные связи обнаружены между температурой воды и вертикальными составляющими скоростей течений. Вертикальные составляющие рассчитывались из уравнения переноса тепла по известным значениям градиентов температуры воды и горизонтальным составляющим скоростей течений. Обнаруженные зависимости позволяют проследить последовательно связь между атмосферной циркуляцией, морскими течениями и адвективными изменениями температуры воды. Однако использовать их для прогноза температуры воды не представляется возможным, так как введение в прогностические уравнения предсказанных значений скоростей течений внесет дополнительные погрешности.

Поэтому более целесообразно искать зависимость адвективных изменений температуры воды непосредственно от характеристик поля атмосферного давления над морем, которое обусловливает изменения как горизонтальных, так и вертикальных потоков воды и тепла в море.

Чтобы выделить ту часть изменений температуры воды, которая обусловлена адвекцией тепла течениями, необходимо предварительно определить роль потоков тепла через поверхность моря в фактических изменениях выбранных параметров. Для того чтобы рассчитать изменения средней температуры слоя толщиной D, обусловленные потоками тепла через поверхность моря $\sum Q$, достаточно определить отношение $\frac{\sum Q}{c\rho D}$. Аналогичным образом изменения величины $\sum \Delta t$ за счет потоков тепла определяются как $\frac{\sum Q}{c\rho \Delta h}$ (Δh — расстояние между соседними горизонтами).

Определив количественно роль потоков тепла, выделяют изменения ($\bar{t}_{адв}$) и ($\sum \Delta t_{адв}$), которые обусловливаются динамическими факторами и могут быть определены в зависимости от характеристик поля атмосферного давления

$$\bar{t}_{адв} = \bar{t}_{факт} - \frac{\sum Q}{c\rho D}, \qquad \sum \Delta t_{адв} = \sum \Delta t_{факт} - \frac{\sum Q}{c\rho \Delta h}. \tag{147}$$

При краткосрочных прогнозах можно полагать, что при достаточно большой толщине слоя ($D = 100$—200 м) на температуру воды на нижней его границе t_D влияние потоков тепла через поверхность не сказывается.

Если поле атмосферного давления представлено в виде ряда, то задача прогноза сводится к отысканию уравнения вида:

$$\overline{t}_{\text{адв}} = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \ldots + k_n A_{ij};$$
$$\sum \Delta t_{\text{адв}} = l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \ldots + l_n A_{ij};$$
$$t_D = m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \ldots + m_n A_{ij}. \qquad (148)$$

Здесь A_{ij} — коэффициенты ряда; k_n, l_n, m_n — коэффициенты регрессии.

Определение коэффициентов регрессии производится с помощью ЭВМ. Число коэффициентов разложения поля атмосферного давления, которые берутся в качестве независимых переменных, может быть различным в зависимости от сложности барического поля, размеров области, числа точек, в которых задается атмосферное давление.

В тех случаях, когда ряды наблюдений невелики или расчеты необходимо выполнить вручную, можно ограничиться двойной корреляцией между искомой температурной характеристикой (например, $\overline{t}$) и суммой коэффициентов разложения с учетом знака связи каждого A_{ij} с $\overline{t}$: прямая — плюс (+), обратная — минус (—). Следует отметить, что, используя последний прием, необходимо нормировать коэффициенты разложения, поскольку они имеют неодинаковый порядок величины.

При разработке метода прогноза важным вопросом является определение заблаговременности прогноза. Передача энергии атмосферной циркуляции водной среде происходит не мгновенно. Среднее время τ, необходимое для приспособления поля температуры воды к изменениям поля атмосферного давления, может рассматриваться как заблаговременность прогноза температуры воды по фактическим метеорологическим условиям. Для определения времени τ можно использовать корреляционный анализ. Взаимные корреляционные функции позволяют установить тот оптимальный сдвиг во времени, при котором связи окажутся наиболее тесными. Исследования, проведенные для районов открытого океана, показали, что средняя заблаговременность прогноза температуры воды по заданной барической обстановке равна 36 часам (рис. 57).

Однако следует иметь в виду, что такой подход позволяет найти лишь среднюю величину заблаговременности, так как величина τ зависит от начальных условий, интенсивности процессов и других факторов. Например, К. И. Смирнова показала, что чем больше градиенты температуры воды, тем меньше затрачивается времени на перестройку поля температуры при прочих равных условиях (рис. 58).

Метод расчета температуры воды поверхностного слоя, разработанный О. И. Шереметевской, позволяет учитывать как локальные изменения, происходящие под влиянием потоков тепла через поверхность моря и перемешивания, так и адвективные, происходящие вследствие переноса тепла течениями.

При расчетах температуры поверхности необходимо учитывать ту часть солнечной радиации, которая поглощается в верхнем 2—

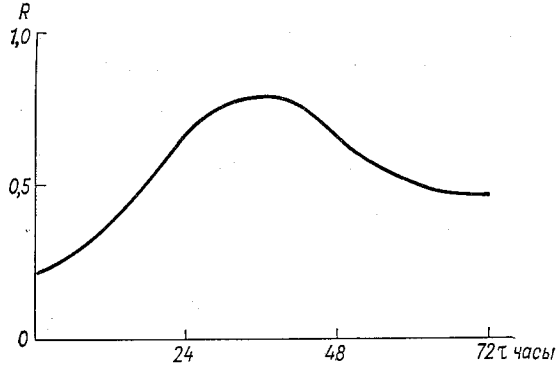


Рис. 57. Величины коэффициента корреляции R, характеризующего связь температуры воды с барическим полем, при различных значениях времени τ.

3-метровом слое, поэтому в формулу для расчета притока тепла от солнца вводится поправочный коэффициент, позволяющий учитывать, какая часть энергии поглощается в слое 2 м. Баланс тепла в поверхностном слое складывается из величин поглощенной суммарной радиации $Q_\odot$ и потерь тепла за счет эффективного излучения, испарения и турбулентного теплообмена $\sum(-Q)$.

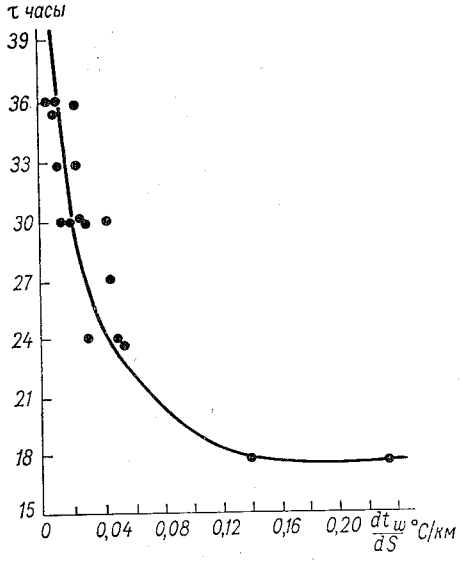


Рис. 58. Зависимость времени τ от величины горизонтального градиента температуры воды.

Локальные изменения температуры воды за сутки Δt_{w_0} рассчитываются по формуле

$$\Delta t_{w_0} = \frac{kQ_\odot - \frac{\sum(-Q)}{c\rho}}{0{,}5\lambda}. \quad (149)$$

Длина волны λ берется из наблюдений или рассчитывается по скорости ветра. Адвективные изменения температуры поверхности учитываются косвенным путем, по полю атмосферного давления. Общие изменения температуры воды поверхности, обусловленные потоками тепла через поверхность моря, перемешиванием и адвекцией тепла течениями, рассчитываются по формуле:

$$\Delta t_{w_0} = \frac{kQ_\odot - \frac{\sum(-Q)}{c\rho}}{0{,}5\lambda} + a\sum A_{ij}. \qquad (150)$$

Второй этап. Решение задачи прогноза распределения температуры воды по вертикали состоит в том, чтобы по известным значениям t_{w_0}, t_D, $\sum \Delta t_w$ и $\bar{t}$ рассчитать кривую распределения температуры воды по вертикали.

На основании имеющихся физических соображений распределение температуры воды с глубиной может быть представлено соотношением

$$t = \bar{t} + \Delta t_0 e^{-b(h-1)^n} - \Delta t_D e^{-d(D-h)^m}, \qquad (151)$$

где $\bar{t}$ — средняя температура рассматриваемого слоя; Δt_0 и Δt_D — абсолютные значения отклонений температуры воды на поверхности и на нижней границе рассматриваемого слоя от средней температуры; b, d, m, n — величины, характеризующие особенность распределения температуры воды по вертикали; h — вертикальная координата, отсчитываемая сверху вниз от единицы на поверхности; D — толщина рассматриваемого слоя.

Для определения перечисленных выше коэффициентов существуют специальные таблицы и номограммы, с помощью которых вычисление температуры воды на различных горизонтах не представляет особых затруднений.

Предполагается, что поток тепла, идущий сверху вниз, обращается в нуль на горизонте $h = D$, а поток тепла, идущий снизу вверх, обращается в нуль на поверхности $h = 1$. При этом условии величины b и d связаны с n и m соотношениями:

$$b = \frac{c}{(D-1)^n} \quad \text{при } h = D \quad \text{и} \quad d = \frac{c}{(D-1)^m} \quad \text{при } h = 1,$$

если $e^{-c} \approx 0$ (значение c принимается равным 10).

Для определения величин n и m построена номограмма, входными параметрами в которую служат величины $\frac{\sum + \Delta t}{\Delta t_0}$ и $\frac{\Delta t_D}{\Delta t_0}$ (рис. 59).

Значения величин $e^{-b(h-1)^n}$ и $e^{-d(D-h)^m}$ приведены в табл. 18.

Пример. Расчет распределения температуры воды по вертикали в слое 0—120 м приведен в табл. 19. Температура воды t_w задана на 13 горизонтах: 0, 10, 20, ..., 120 м. Глубина h выражается условными единицами от 1 до 13 ($D = 13$). Расчет производится следующим образом. По отклонениям температуры воды на каждом горизонте Δt от средней температуры слоя $\bar{t}$ находится сумма положительных отклонений температуры $\Sigma(+\Delta t)$. Затем по величине отношений $\frac{\sum(+\Delta t)}{\Delta t_0} = 4{,}24$, $\frac{\Delta t_D}{\Delta t_0} = 0{,}79$ с помощью номограммы (рис. 59) определяются величины $n = 2{,}6$ и $m = 3{,}5$. Из табл. 19 по n и m находят значения $e^{-b(h-1)^{2,6}}$ и $e^{-d(D-h)^{3,5}}$ для всех 13 горизонтов. Далее для каждого горизонта вычисляются произведения $3{,}19 \cdot e^{-b(h-1)^{2,6}}$ и $2{,}50 \cdot e^{-d(D-h)^{3,5}}$ и находится

Таблица для определения величин $e^{-b(h-1)^n}$ и $e^{-d(D-h)^m}$

$h-1$	$D-h$	n, m													
		2,5	2,6	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,2	3,3	3,4	3,5	3,6	3,7	3,8
0	12	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	11	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2	10	0,89	0,91	0,92	0,93	0,94	0,95	0,96	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99
3	9	0,73	0,76	0,78	0,81	0,83	0,85	0,87	0,89	0,90	0,91	0,92	0,93	0,94	0,95
4	8	0,53	0,57	0,60	0,63	0,66	0,69	0,72	0,74	0,76	0,79	0,81	0,83	0,84	0,86
5	7	0,33	0,36	0,29	0,42	0,46	0,48	0,52	0,54	0,57	0,60	0,63	0,65	0,67	0,70
6	6	0,17	0,19	0,22	0,24	0,26	0,29	0,31	0,34	0,36	0,39	0,41	0,44	0,46	0,49
7	5	0,08	0,08	0,10	0,11	0,12	0,14	0,15	0,17	0,19	0,20	0,22	0,24	0,26	0,28
8	4	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12
9	3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
10	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01
11	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

разность $\Delta t'$. После прибавления величины $\overline{t}$ получается рассчитанное значение температуры воды $t_{\text{рассч}}$. Разность δt между фактическими $t_{\text{факт}}$ и рассчитанными $t_{\text{рассч}}$ значениями температуры воды характеризует ошибку расчетов (см. рис. 56).

Способы прогноза термической структуры, применяемые за рубежом. На основе ряда исследований Джеймс (США) составил специальное руководство, в котором изложил физические основы прогнозирования термической структуры морей и привел практические приемы составления прогнозов.

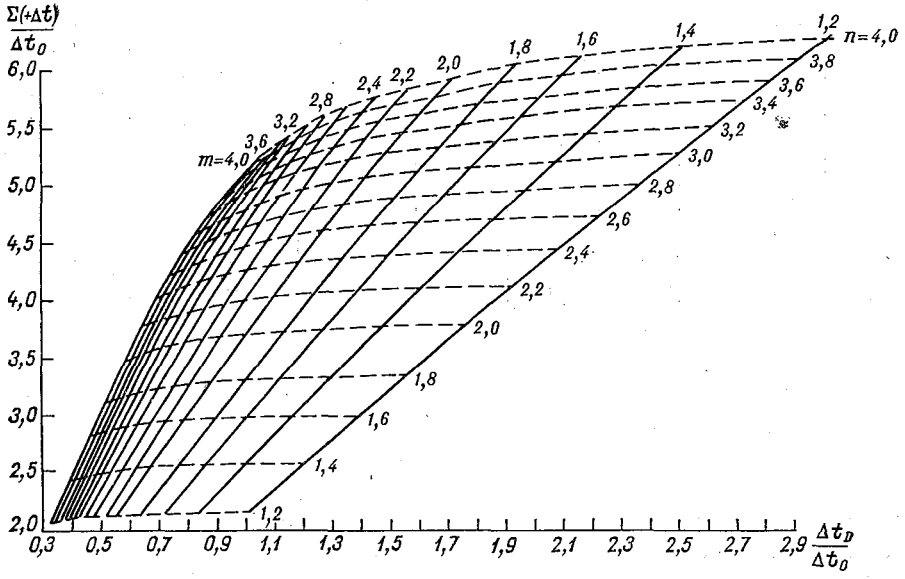


Рис. 59. Номограмма для определения параметров n и m.

Ввиду большого количества факторов, влияющих на изменения температуры воды, рекомендуется расчленить проблему предсказания температуры воды на индивидуальные процессы, которые можно исследовать отдельно и затем просуммировать, чтобы оценить их общее влияние. Исследуется влияние следующих восьми основных процессов: суммарной солнечной радиации, эффективного излучения, испарения, конденсации, теплообмена между морем и атмосферой, процессов конвекции и турбулентного перемешивания и адвекции тепла течениями.

Для составления прогноза рекомендуется следующая последовательность учета отдельных факторов: вначале оценивается роль предшествующих условий, затем определяется адвекция тепла течениями и уже после этого рассчитываются потоки тепла через поверхность океанов и те изменения, которые они вызовут в распределении температуры воды. На основе результатов расчета теплового баланса поверхности океана определяется глубина перемешивания. Если приток тепла на поверхность моря превышает потери,

Таблица 19

Пример расчета распределения температуры воды по вертикали

h	t_w	Δt	$e^{-b(h-1)^n}$	$e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta t_0 e^{-b(h-1)^n}$	$\Delta t_D e^{-d(D-h)^m}$	$\Delta t'$	$t_{рассч}$	δt
1	13,20	3,19	1,00	0	3,19	0	3,19	13,20	0
2	13,20	3,19	0,98	0	3,13	0	3,13	13,14	0,06
3	13,05	3,04	0,91	0,01	2,90	0,03	2,77	12,88	0,17
4	12,51	2,50	0,76	0,03	2,42	0,08	2,34	12,35	0,16
5	11,12	1,11	0,57	0,09	1,82	0,23	1,59	11,60	—0,48
6	10,51	0,50	0,36	0,22	1,15	0,55	0,60	10,61	—0,10
7	9,50	—0,51	0,19	0,41	0,61	1,03	—0,42	9,59	—0,09
8	8,62	—1,39	0,08	0,63	0,26	1,58	—1,32	8,69	—0,07
9	8,02	—1,99	0,03	0,81	0,10	2,03	—1,93	8,08	—0,06
10	7,80	—2,21	0,01	0,92	0,03	2,31	—2,28	7,73	0,07
11	7,61	—2,40	0	0,98	0	2,46	—2,46	7,55	0,06
12	7,54	—2,47	0	1,00	0	2,51	—2,51	7,50	0,04
13	7,50	—2,51	0	1,00	0	2,51	—2,51	7,50	0

$\sum t_w = 130{,}18$ $\quad \sum (+\Delta t) = +13{,}53$ $\quad \dfrac{\sum (+\Delta t)}{\Delta t_0} = \dfrac{13{,}53}{3{,}19} = 4{,}24$

$\bar{t} = 10{,}01$ $\quad \sum (-\Delta t) = -13{,}48$

$\dfrac{\Delta t_D}{\Delta t_0} = \dfrac{2{,}51}{3{,}19} = 0{,}79$ $\qquad n = 2{,}6$ $\qquad m = 3{,}5$

то вычисляется глубина ветрового перемешивания. Если же море теряет тепло через поверхность, то определяется глубина конвективного и ветрового перемешивания.

Адвекция тепла течениями определяется из предположения, что главный вклад в изменения термической структуры дают дрейфовые течения. Расчет дрейфовых течений производится по скорости ветра в зависимости от продолжительности его действия и разгона способом, который описан в гл. V.

Для расчета составляющих теплового баланса используются следующие способы.

Поглощенная радиация рассчитывается в зависимости от высоты Солнца и типа облачности. Для каждого типа облачности найдены эмпирические формулы вида

$$Q_S = 135S(a + bS), \tag{152}$$

где a и b — константы; S — функция высоты Солнца.

Эффективное излучение в кал/(см^2·ч) определяется с помощью соотношений:

$$Q_{эф} = 4{,}75 \cdot 10^{-9} T_w^4 (1 - a_1 + b_1 e_a), \tag{153}$$

$$a_1 = 0{,}74 + 0{,}025ce^{-0{,}0584h}, \tag{154}$$

$$b_1 = 0{,}0049 - 0{,}00054ce^{-0{,}060h}, \tag{155}$$

где T_w — температура поверхности моря, e_a — упругость водяного пара, c — количество облаков в десятых долях, h — средняя высота облаков в тысячах футов.

Потери тепла на испарение и приток за счет конденсации рассчитываются как функции ветра и дефицита влажности:

$$Q_и = 2{,}46\,(0{,}26 + 0{,}04v)\,(E - e), \tag{156}$$

$$Q_к = 0{,}098v\,(E - e). \tag{157}$$

Здесь $(E - e)$ — дефицит влажности, v — скорость ветра.

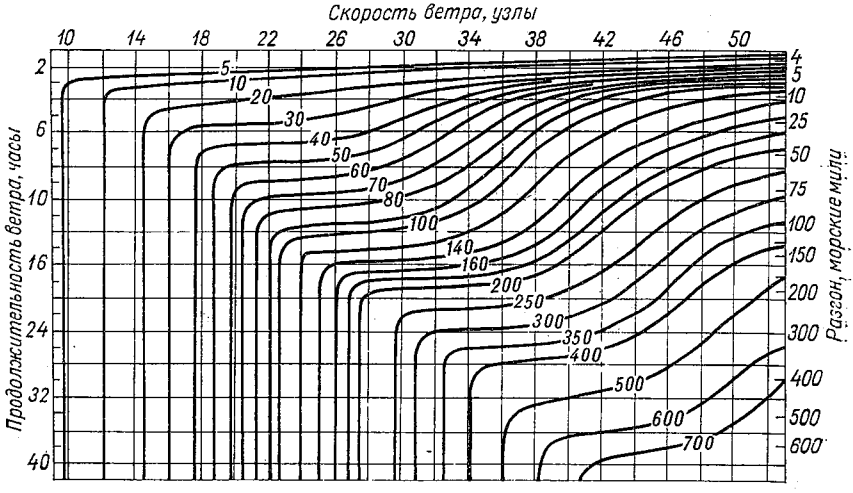


Рис. 60. Фактор ветрового перемешивания $M_w = hT_{max}$.

Для расчета величины турбулентного теплообмена используется соотношение Боуэна

$$R = \frac{Q_{т.\,о}}{Q_и} = 0{,}66\frac{}{}, \tag{158}$$

Для условий $t_w > t_a$ уравнение для расчета турбулентного теплообмена имеет вид

$$Q_{т.\,о} = 0{,}83\,(0{,}26 + 0{,}04v)\,(t_w - t_a), \tag{159}$$

при $t_w < t_a$

$$Q_{т.\,о} = 0{,}036v\,(t_w - t_a). \tag{160}$$

Для расчета глубины конвективного перемешивания используется формула:

$$h_f^2 = h_0^2 + \frac{2Q}{c_p \rho_w \Delta t}, \tag{161}$$

где Q — потери тепла, c_p — удельная теплоемкость воды, ρ_w — плотность воды, h_0 и h_f — глубина изотермического слоя в начале и конце процесса конвекции, Δt — градиент температуры на глубине, до которой происходит перемешивание.

Выражение $\frac{2Q}{c_p \rho_w \Delta T}$ названо фактором конвективного перемешивания. Расчеты проводятся в предположении, что ветровое перемешивание незначительно и в верхнем 150-метровом слое наблюдается изохалинность.

Ветровое перемешивание, обусловленное турбулентным характером волновых движений и дрейфовых течений, рассчитывается по волновым характеристикам. Фактор перемешивания M_w определяется как

$$M_w = hT_{\max},$$

где h — высота волны, $T_{\max}$ — период волны с максимальной энергией.

Значения M_w рассчитаны в зависимости от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона, определяющих дрейфовые течения и морское волнение. На рис. 60 представлена номограмма, которая позволяет определять величину M_w, не вычисляя предварительно волновых характеристик. Толщина верхнего перемешанного слоя H_0 определяется в зависимости от величины M_w и вертикального градиента температуры, характеризующего устойчивость:

$$H_0 = \frac{k_1}{\Delta t}(1 - e)^{-k_2 \Delta t M_w}, \qquad (162)$$

где k_1 и k_2 — константы, Δt — градиент температуры (в °F/100 фут) в наиболее близком к поверхности термоклине.

§ 5. РАСЧЕТ ТОЛЩИНЫ ИЗОТЕРМИЧЕСКОГО СЛОЯ И СРЕДНЕЙ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ СКАЧКА

При разработке упрощенных способов расчета глубины залегания слоя скачка (его верхней границы или середины) в теплую часть года используется существующая связь между изменением теплосодержания верхнего слоя, которое с некоторым приближением может определяться по величине потоков тепла через поверхность, температурой воды поверхностного слоя и глубиной, на которую распространяется поглощенная поверхностью моря солнечная радиация.

Одним из способов, основывающихся на подобного рода связях, является предложенный В. С. Красюком способ расчета толщины изотермического слоя и средней глубины залегания слоя скачка по величинам изменения теплосодержания, температуре воды на поверхности моря и температуре на нижней границе деятельного слоя. В зависимости от имеющейся исходной информации применяются два варианта, в которых в качестве начальных условий используются:

1) глубоководные наблюдения, проведенные в теплую часть года после того, как сформировался слой скачка;

2) температура воды на поверхности в период наибольшей теплоотдачи (февраль—март), который характеризуется гомотермией в верхнем 200-метровом слое.

В период интенсивного теплонакопления изменение теплосодержания деятельного слоя пропорционально величине суммарной солнечной радиации. Для районов океана с незначительной внутриводной адвекцией справедливо соотношение

$$Q_{\odot}=0{,}55Q_H, \qquad (163$$

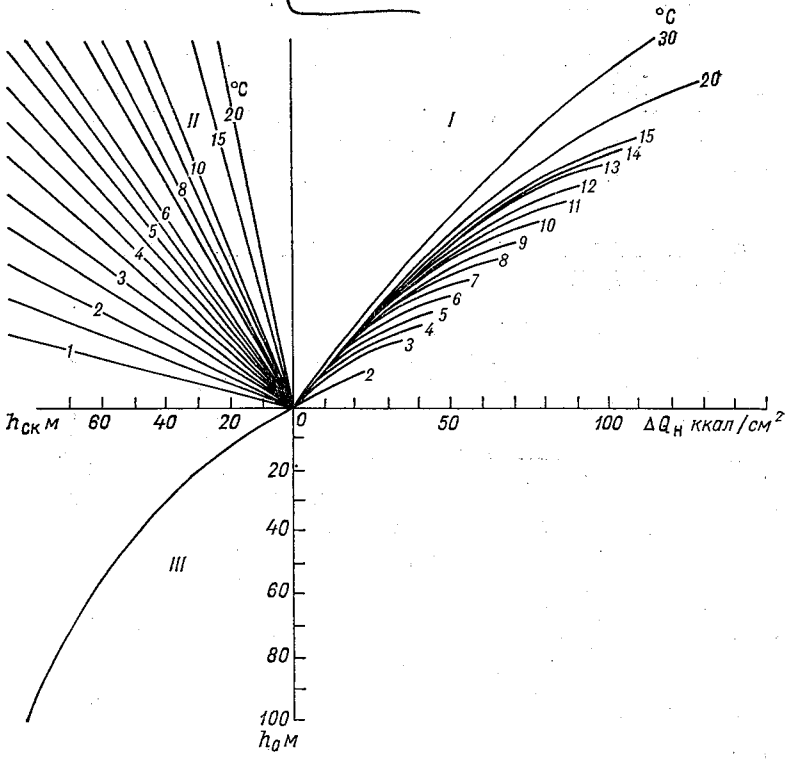


Рис. 61. Номограмма для расчета величин h_0 и $h_{ск}$.

где $Q_{\odot}$ — суммарная солнечная радиация, Q_H — теплосодержание деятельного слоя.

В качестве граничных условий принимаются фактическая температура воды на поверхности и среднемноголетнее значение температуры воды на горизонте 200 м.

Формула для расчета толщины изотермического слоя, полученная эмпирическим путем, имеет громоздкий вид, поэтому для удобства использования в работе составлена номограмма (рис. 61), которая позволяет по заданным величинам прироста теплосодержания (ΔQ_H), разности температуры воды поверхности и на глубине 200 м ($t_{w_0}-t_{w_{200}}$), а также разности температуры воды поверхности и

средней температуры слоя $(t_{w_0} - \overline{t})$ определить толщину изотермического слоя и среднюю глубину залегания слоя скачка.

В I квадранте номограммы расположены кривые, каждая из которых соответствует определенному значению $t_{w_0} - t_{w_{200}}$. По оси абсцисс отложены значения ΔQ_H. Во II квадранте находятся прямые, соответствующие значениям $t_{w_0} - \overline{t}$, по оси абсцисс влево отложены значения средней глубины залегания слоя скачка $h_{ск}$. В III квадранте проведена кривая, характеризующая соотношение между верхней границей слоя скачка h_0 (совпадающей в большинстве случаев с нижней границей изотермического слоя) и средней глубиной слоя скачка. По оси ординат вниз отложены значения h_0. Пользуясь этой номограммой, с помощью перечисленных параметров определяются такие важные характеристики слоя скачка, как верхняя его граница и средняя глубина залегания.

§ 6. ПРОГНОЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПО ПЛОЩАДИ

Имеющиеся материалы наблюдений позволяют составлять регулярно лишь карты распределения температуры воды поверхностного слоя. Карты распределения температуры на других горизонтах или составляются по материалам отдельных съемок, или осредняются за большие промежутки времени. В Гидрометцентре СССР Л. И. Скриптуновой разработан способ прогноза распределения температуры воды поверхностного слоя одного из районов северо-западной части Атлантического океана.

Большая изменчивость температуры воды в пространстве и во времени в этом районе, сложная конфигурация изотерм, многослойность в распределении температуры воды по вертикали создают особые трудности при разработке метода прогноза. Резкие кратковременные изменения температуры воды, смещение языков теплой и холодной воды происходят под влиянием течений. Причем на формирование полей распределения температуры воды поверхностного слоя оказывают влияние как горизонтальные, так и вертикальные движения вод в океане. Отсутствие необходимых сведений о течениях не позволяет рассчитать непосредственно количество тепла, которое переносится течениями. Поэтому в качестве показателя, определяющего динамические процессы, принимаются характеристики поля атмосферного давления над западной частью Атлантического океана. Давление снимается в узлах сетки и представляется в виде полиномов Чебышева. Распределение температуры воды также представляется в виде рядов, причем лучший результат получается при использовании естественных составляющих (гл. III, § 3). Для учета влияния потоков тепла через поверхность океана рассчитывается сумма составляющих теплового баланса.

При аналитическом представлении полей температуры воды в виде рядов прогноз температуры воды заключается в прогнозе

коэффициентов ряда B_{ij}. Затем по рассчитанным значениям коэффициентов восстанавливается поле, которое и принимается за прогнозируемое. Поскольку отдельные члены ряда представляют собой элементы реального поля температуры воды, то изменения значений обусловлены теми же причинами, под влиянием которых формируется и фактическое распределение температуры воды. Так, например, изменения среднего значения температуры воды по площади, характеризующего общий фон температурного поля (коэффициент B_{00}), довольно тесно связано с величиной суммы потоков тепла через поверхность океана $\sum Q$. С величиной же $\sum Q$ хорошо связан и коэффициент B_{01}, характеризующий положение фронтальной зоны и ее ширину. Коэффициенты разложения более высокого порядка, характеризующие особенности температурного поля меньшего масштаба и обусловленные адвективными изменениями температуры воды, определяются в основном атмосферными процессами. Роль потоков тепла в изменениях этих коэффициентов меньше.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения полей температуры воды, осредненных за пятидневку, имеют следующий вид:

$$B_{ij}^{n}=a_1B_{ij}^{n-2}+a_2\frac{\sum Q}{c\rho}+a_3A_{00}^{n-2}+a_4A_{10}^{n-2}+$$
$$+a_5A_{01}^{n-2}+\ldots+a_kA_{lm}^{n-2}, \qquad (164)$$

где B_{ij}^{n} и B_{ij}^{n-2} — значения коэффициентов разложения прогнозируемого на n-ю пятидневку и предшествующего поля температуры воды, $A_{l,m}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева или естественным составляющим, $\sum Q$ — сумма потоков тепла через поверхность океана, a_k — коэффициенты регрессии. Рассчитанные значения B_{ijn} подставляются в формулу

$$t=B_{00}+B_{10}x_1y_1+B_{01}x_0y_1+B_{10}x_1y_1+\ldots+B_{ij}x_iy_i, \qquad (165)$$

с помощью которой определяются значения температуры воды в узлах сетки.

§ 7. ПРОГНОЗ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ ОКЕАНА

Трудность разработки гидрологических прогнозов, которые могут служить основой промысловых прогнозов, состоит в том, что концентрации промысловых рыб часто связаны с районами, чрезвычайно сложными в гидрологическом отношении: фронтальными зонами, областями интенсивного подъема глубинных вод и т. д. Для обслуживания рыбного промысла необходимо прогнозировать такие характеристики, как положение границ отдельных водных масс, положение определенных изотерм, длину и протяженность языков холодных и теплых вод, скорость подъема глубинных вод и др.

В. Н. Яковлев, А. Ф. Федосеев и В. А. Брянцев разработали способ краткосрочного прогноза термических характеристик вод северо-западного шельфа Африки и Ново-Шотландского шельфа.

На основе статистического анализа установлено, что положение определенных изотерм может характеризовать динамические процессы в исследуемых районах. По глубине залегания вод с определенной температурой на северо-западном шельфе Африки можно судить о подъеме или опускании холодных глубинных вод.

Положение характерных изотерм на Ново-Шотландском шельфе позволяет определить границы между водами Гольфстрима, Лабрадорского течения и прибрежных вод.

Для аналитического представления кривой, характеризующей глубину залегания изотермы на разрезе на северо-западном шельфе Африки, используются полиномы Чебышева. Отдельные коэффициенты разложения соответствуют подъему или опусканию в различных местах разреза. В качестве причины, обусловливающей вертикальные движения в океане, рассматривалась атмосферная циркуляция над океаном. Поле атмосферного давления также представлялось в виде коэффициентов разложения по полиномам Чебышева.

При прогнозе колебаний границ между водными массами на Ново-Шотландском шельфе границы также отождествлялись с положением определенных изотерм, поскольку водные массы шельфа резко отличаются по температуре. Колебания глубин залегания изотерм в тех пунктах, где были проведены многосуточные наблюдения, сопоставлялись с барическим полем над северо-западной частью Атлантического океана. Уравнения для прогноза положения изотермы отыскивались с помощью множественной корреляции. Заблаговременность прогноза равна одним—трем суткам.

§ 8. СХЕМА ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ НА ОСНОВЕ УЧЕТА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Д. Л. Лайхтман и Б. А. Каган предложили схему краткосрочного прогноза гидрологических характеристик, основанную на одновременном предвычислении полей метеорологических и гидрологических полей. В системе атмосфера—море выделяются четыре слоя: свободная атмосфера, пограничные слои атмосферы и моря и глубинные слои моря. Приняты условия непрерывности скорости, температуры и потоков количества движения на границе раздела море—атмосфера и выполнение условия теплового баланса. При условии замены значений гидрологических и метеорологических характеристик на внешних границах пограничного слоя их начальными значениями определяют потоки на границе вода—воздух. При этом находится совместное решение уравнений для обоих пограничных слоев.

Для предвычисления температуры воды поверхностного слоя, скорости поверхностного течения, высоты волн, их длины и периода предложена следующая схема расчета. Прежде всего вычисляются в первом приближении метеорологические элементы в свободной атмосфере при условии, что скорость на нижней границе равна

нулю. Полученные значения метеоэлементов, а также радиационный баланс и начальные поля температуры, плотности и градиентных течений в море служат для расчета значений коэффициентов турбулентности в пограничном слое атмосферы. Используя значения геострофического ветра и коэффициентов турбулентности, рассчитывают вертикальную скорость, а затем уже с учетом вертикальной скорости находят второе приближение метеорологических элементов.

Далее повторяют операции расчета гидрологических характеристик при новых значениях геострофического ветра и находят новое приближение метеорологических характеристик. Расчеты повторяют до тех пор, пока разница двух последовательных значений геопотенциала в каждой точке сеточной области не будет меньше некоторой наперед заданной величины. Последнее приближение полей геострофического ветра, температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере и начальное распределение температуры и солености воды используют для расчета полей температуры воды, скорости поверхностного течения, а также элементов волн.

Литература: [15, 19, 20, 24, 39, 43, 60, 66, 70, 75, 80, 110, 111, 121, 124, 129, 135].

Глава IX. ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

§ 1. ЗНАЧЕНИЕ ПРОГНОЗОВ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Большое значение имеют краткосрочные прогнозы появления льда и замерзания в мелководных и прибрежных районах, где резкое понижение температуры воздуха в течение 1—2 суток и даже нескольких часов может привести к появлению льда. В результате прекращается путина и закрываются бухты для малых рыболовных судов. Перераспределение льдов за небольшие промежутки времени определяют условия плавания во льдах. Поэтому этим прогнозам как в арктических, так и в неарктических морях в последние годы уделяется особое внимание.

Краткосрочные прогнозы ледовых фаз: появления льда, замерзания моря, вскрытия и очищения, составляются на основе учета потерь (или притока) тепла на поверхность моря, теплозапаса деятельного слоя моря, толщины льда, образовавшегося за зиму, и т. д. Помимо термических факторов, на процессы образования льда и его таяния значительное влияние оказывают динамические факторы: ветер, течения, волнение. Что же касается прогноза перемещения льдов в море, то здесь динамические факторы являются основной причиной, и на их учете в основном и составляются прогнозы.

Рассмотрим конкретные методы прогноза ледовых явлений и те приемы, которые используются в оперативной работе.

§ 2. ПРОГНОЗЫ ОСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Даты наступления осенних ледовых явлений — появление льда и замерзание — зависят от целого ряда причин: величины теплозапаса моря, стратификации вод, интенсивности охлаждения поверхности моря, адвекции тепла течениями, волнения, колебаний уровня моря и др.

Учет всех перечисленных факторов — задача чрезвычайно сложная, однако в ряде случаев положение облегчается тем, что роль этих факторов в различных районах морей и океанов неодинакова и влиянием некоторых из них можно пренебречь.

Рассмотрим вначале более простой случай — прогноз появления льда в мелководном районе, где в период, предшествующий ледообразованию, перемешивание достигает дна, перенос тепла течениями отсутствует, роль волнения и колебаний уровня невелика. Эти условия наблюдаются в прибрежных районах, особенно в закрытых бухтах. Ледовые прогнозы для бухт, в которых находятся порты, представляют большой интерес для народного хозяйства, так как у берега лед появляется раньше чем в открытых районах моря и часто именно замерзание портов ограничивает период навигации.

В прибрежных районах главным фактором, определяющим дату появления льда, является величина теплозапаса моря и потери тепла через поверхность. Значительно облегчает задачу прогноза появления льда то обстоятельство, что в период, предшествующий ледообразованию, сумма потоков тепла через поверхность моря может быть с достаточной точностью заменена суммой отрицательных температур воздуха, т. е. суммой градусо-дней мороза. Важным фактором, связанным с датой появления льда, является момент перехода температуры воздуха через нуль в сторону отрицательных значений. Исследования Тютнева показали, что между суммой градусо-дней мороза $\sum(-t_a)$, необходимой для появления льда, и температурой $t_w^{(0)}$ поверхностного слоя моря в момент перехода температуры воздуха через 0° существует тесная связь. Чем выше температура воды, тем больше тепла должно потерять море, чтобы появился лед. Существование этой связи объясняется следующим образом. Лед появится в том случае, когда потери тепла через поверхность приведут к понижению температуры воды до температуры замерзания. Как было показано в гл. IV, величина потерь тепла через поверхность моря пропорциональна разности температур воды и воздуха

$$\sum(-Q)=a(t_w-t_a)+b. \tag{166}$$

Количество тепла, которое потеряет море за период от момента перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда, рассчитывается по формуле

$$Q_H=c\rho H(t_w^{(0)}-t_з), \tag{167}$$

где c — теплоемкость морской воды, H — глубина, $t_w^{(0)}$ — температура

воды в момент перехода температуры воздуха через 0°, $t_з$ — температура замерзания.

Для того чтобы появился лед, должно выполняться условие

$$\sum(-Q) \approx Q_H. \tag{168}$$

В выражении (166) главную роль играет величина t_a, так как температура воды меняется значительно меньше, чем температура воздуха, поэтому можно полагать величину $\sum(-Q)$ пропорциональной сумме градусо-дней мороза

$$\sum(-Q) = f[\sum(-t_a)]. \tag{169}$$

Температуру замерзания для конкретного района можно принять постоянной, тогда изменение теплосодержания будет определяться лишь температурой воды, т. е.

$$Q_H = f(t_w^{(0)}). \tag{170}$$

На основе (168)—(170) можно записать, что

$$\sum(-t_a) = f(t_{w_0}).$$

На рис. 62 представлены зависимости суммы градусо-дней мороза, необходимой для того, чтобы появился лед, от величины Q_H для нескольких пунктов Каспийского моря. Угол наклона прямых к оси абсцисс, на которой отложены величины $t_w^{(0)}$, зависит от глубины места. Чем меньше глубина места, тем меньше угол наклона. Это естественно, так как на мелководье процесс выхолаживания идет быстрее. При одной и той же температуре воды в момент перехода температуры воздуха через 0° для появления льда в мелководных районах необходима меньшая сумма градусо-дней мороза, чем в глубоководных. Связь между глубиной места и тангенсом угла наклона прямых оказалась довольно тесной.

Если на графиках, подобных приведенным на рис. 62, по оси абсцисс отложить значения теплосодержания $c\rho H t_w^{(0)} = Q_H$, то все прямые сольются в одну (рис. 63). Этот график позволяет по величине теплосодержания в момент перехода температуры воздуха через 0° определить сумму градусо-дней мороза, необходимую для появления льда. Располагая прогнозом температуры воздуха, определяют дату, когда накопится такая величина $\sum(-t_a)$, и принимают ее за прогнозируемую дату появления льда.

Такой подход возможен лишь при отсутствии вертикальной стратификации вод и адвекции тепла течениями. Задача значительно усложняется, если, помимо процесса выхолаживания моря через поверхность, существенную роль играют динамические факторы: перемешивание и течения. Например, на появление льда в Рижском заливе значительное влияние оказывают поступающие сюда воды Балтийского моря, стратификация вод в заливе, а также частые оттепели. Для этого района Тютнев нашел следующую зависимость для прогноза дат появления льда:

$$\sum(-t_a) = f(Ht_w^{(0)};\ \sum(+t_a);\ \sum(\Delta h)),$$

где $\sum(+t_a)$ — сумма градусо-дней тепла, накопившаяся после устойчивого перехода температуры воздуха через 0°;[1] $\sum(\Delta h)$ — арифметическая сумма отклонений уровня моря от своего среднего значения за период от перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда. Величина Δh принимается за косвенный показатель горизонтальных и вертикальных движений вод в заливе.

Прогноз сроков замерзания является более сложной задачей, чем прогноз появления льда. Для ее решения необходимо знать ко-

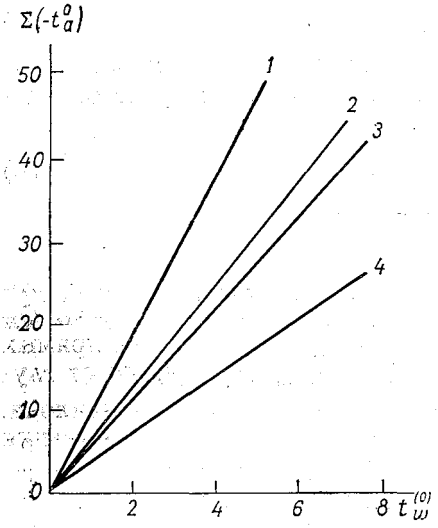


Рис. 62. Зависимость суммы градусо-дней мороза, необходимой для появления льда, от температуры воды поверхностного слоя.

1 — Астрахань, *2* — Гурьев, *3* — Зеленга, *4* — Оранжерейный промысел.

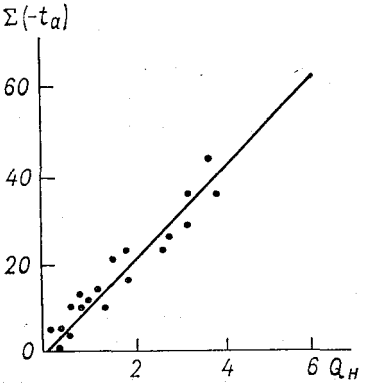


Рис. 63. Зависимость суммы градусо-дней мороза от теплосодержания.

личество тепла $Q_{л.\,о}$, которое выделится при ледообразовании в случае замерзания:

$$Q_{л.\,о}=\lambda m,$$

где λ — скрытая теплота ледообразования, m — масса льда.

Главная трудность заключается в определении массы льда при образовании сплошного ледяного покрова. Процесс замерзания протекает настолько сложно, что толщина льда на разных участках моря сильно отличается друг от друга.

При процессе замерзания роль динамических факторов возрастает. Осенние штормовые ветры усиливают ветровое перемешивание, которое вместе с конвективным перемешиванием приводит к интенсивному теплообмену с нижними слоями. Кроме того, чисто механическое воздействие колебаний уровня моря, волнения, течений препятствует образованию сплошного ледяного покрова. Как

[1] Здесь за дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0° принимается дата, начиная с которой сумма градусо-дней мороза, рассчитанная за период после первого понижения температуры воздуха ниже 0°, больше суммы градусо-дней тепла, рассчитанной за то же время.

правило, участки моря, покрытые льдом первичных форм, чередуются с участками чистой воды. При дальнейшем росте потерь тепла через поверхность моря происходит смерзание плавучего льда, увеличивается ширина заберегов и, наконец, наступает замерзание.

Если для исследуемых районов моря можно хотя бы приближенно установить, при каких средних величинах толщины льда образуется сплошной ледяной покров, то задача упрощается и сводится лишь к определению суммы градусо-дней мороза, необходимой для образования льда заданной толщины.

П. П. Никифоров на примере Таганрогского залива предложил рассчитывать сроки замерзания в зависимости от величины потерь тепла через поверхность моря за период от момента появления льда до момента замерзания и приращения толщины льда за тот же период. Между суточными величинами теплового баланса поверхности моря и средней суточной температурой воздуха в период от появления льда до замерзания обнаружена довольно тесная связь. Это позволило в первом приближении принимать температуру воздуха за характеристику потерь тепла через поверхность моря. Приращение льда ΔH рассчитывается как функция $\sum(-t_a)$:

$$\Delta H = k\,[\sum(-t_a)], \qquad (171)$$

где k — эмпирический коэффициент.

По материалам наблюдений определены средние величины толщины льда, при которых происходит полное замерзание Таганрогского залива. По формуле (171) прогноз даты замерзания составляется в соответствии с метеорологическим прогнозом температуры воздуха с учетом величины $\sum(-t_a)$.

При разработке метода прогноза замерзания Рижского залива в качестве основных факторов Пасторс принимал температуру воздуха и скорость ветра. Причем оказалось, что на процесс ледообразования существенное влияние оказывает ветер скоростью более 5 м/с. Формула для прогноза даты замерзания имеет вид

$$n = a\sum v - b\bar{t} - c,$$

где n — количество дней между устойчивым появлением льда и замерзанием; $\sum v$ — сумма скоростей ветра, превышающих 5 м/с, за 5 дней от момента появления устойчивого льда до момента, предшествующего замерзанию; t — интенсивность похолодания (подразумевается средняя за рассматриваемый период температура воздуха).

§ 3. ПРОГНОЗЫ ПОЯВЛЕНИЯ ЛЬДА В ОТКРЫТОМ МОРЕ

Способ прогноза появления льда в прибрежных районах дается на основе сопоставления суммы градусо-дней мороза с теплозапасом моря. Зависимости такого рода можно использовать лишь при известных допущениях: в период, предшествующий появлению льда, наблюдается гомотермия, т. е. воды оказываются перемешанными до дна; соленость мало меняется и температура замерзания может

быть принята за постоянную величину: наблюдения над температурой воздуха на береговых станциях являются репрезентативными для рассматриваемых районов моря.

Более сложно обстоит дело с прогнозами появления льда в открытом море, где распределение температуры воды по глубине характеризуется наличием одного или нескольких слоев скачка, соленость изменяется в результате перемешивания и переноса солей течениями, и поэтому температуру замерзания следует рассматривать как функцию солености. Кроме того, для расчета теплового баланса для условий открытого моря следует учитывать расчеты трансформации воздуха над морем. Чтобы дать прогноз появления льда в глубоководных районах моря, необходимо знать, какой глубины достигнет конвективное перемешивание к началу ледообразования, т. е. глубину, названную Зубовым критической глубиной вертикальной зимней циркуляции.

Количество тепла, которое должно отдать море атмосфере, чтобы температура поверхности моря понизилась до температуры замерзания, Зубов назвал показателем замерзания:

$$Q_{t_з} = c\rho H_{t_з}(t_m - t_з), \qquad (172)$$

где c — теплоемкость морской воды, ρ — плотность воды, $H_{t_з}$ — критическая глубина вертикальной зимней циркуляции, t_m — средняя температура перемешанного слоя, $t_з$ — температура замерзания.

При отсутствии глубоководных наблюдений иногда для характеристики теплосодержания используют температуру поверхности моря. Однако к этому приему следует относиться с некоторой осторожностью. Так, исследования Каракаша показали, что между сроками ледообразования на Белом и Охотском морях и предшествующей температурой воды вместо ожидаемой прямой связи существует обратная связь. Это объясняется тем, что обычно более высокие температуры поверхностного слоя моря наблюдаются при малой толщине этого слоя и больших вертикальных градиентах температуры в приповерхностном слое. При таких условиях осенью происходит быстрое охлаждение верхнего слоя и наблюдается раннее появление льда.

Н. Н. Зубов и Н. А. Белинский разработали схемы, которые позволяют вести расчеты появления льда в стратифицированном море.

Пример. Расчет изменения теплозапаса с учетом конвективного перемешивания приведен в табл. 20.

В период, предшествующий появлению льда, проводят глубоководные наблюдения за t_w и S, которые принимаются за начальные условия. По начальным значениям температуры и солености рассчитывается условный удельный объем V_1 и находится температура замерзания $t_{1з}$, соответствующая значениям солености на каждом горизонте. Затем находятся средние значения температуры $\bar{t}$ и солености $\bar{S}$ для каждого слоя, ограниченного горизонтами H. Далее определяются средневзвешенные значения температуры $t_{пер}$ и солености $S_{пер}$, температура замерзания $t_{2з}$, соответствующая значениям $S_{пер}$, и условный удельный объем V_2, вычисленный по величине $S_{пер}$ и температуре замерзания $t_{2з}$.

Таблица 20

Расчет изменения теплозапаса

H	t_w °C	S‰	V_1	$t_{1з}$	$\bar{t}$	$\bar{S}$
0	8,05	28,70	78,43	—1,39		
5	7,60	29,40	77,09	—1,79	7,82	29,05
10	7,15	30,10	77,03	—1,63	7,38	29,72
15	6,35	31,65	75,94	—1,72	6,75	30,88
20	5,90	31,90	75,41	—1,73	6,12	31,78
25	5,10	32,80	74,55	—1,79	5,50	32,35
30	1,75	34,10	73,44	—1,86	3,42	33,45
35	0,26	35,40	72,35	—1,93	1,00	34,75
40	0,04	35,60	72,19	—1,94	0,15	34,85
45	0,01	35,60	72,19	—1,94	0,02	35,60
50	0,00	35,80	72,03	—1,96	0,00	35,70
60	—0,45	36,90	71,94	—1,96	—0,22	35,85
70	—0,50	36,00	71,86	—1,97	—0,48	35,95

H	$t_{пер}$	$S_{пер}$	$t_{2з}$	V_2	$t_{расч}$ °C	$t_w - t_{расч}$
0					—1,68	9,73
5	7,82	29,05	—1,59	72,22	—1,68	9,28
10	7,60	29,39	—1,58	77,02	—1,68	8,83
15	7,31	29,88	—1,62	76,46	—1,68	8,03
20	7,01	30,35	—1,65	76,09	—1,68	7,58
25	6,71	30,75	—1,67	75,68	—1,68	6,78
30	6,16	31,20	—1,70	75,66	1,75	0,00
35	5,43	31,71	—1,73	74,90	0,26	0,00
40	4,77	32,10	—1,75	74,88	0,04	0,00
45	4,22	32,49	—1,77	74,52	0,01	0,00
50	3,82	32,81	—1,79	74,12	0,00	0,00
60	3,60	33,31	—1,80	74,10	—0,45	0,00
70	2,37	33,40	—1,82	74,09	—0,50	0,00

Из сравнения распределения начальных значений условного удельного объема V_1 и значений V_2 видно, что если температура на поверхности понизится до температуры замерзания, то перемешивание за счет конвекции достигнет глубины 25 м и распределение температуры воды по вертикали будет $t_{расч}$.

Для определения изменения теплозапаса необходимо найти разность между начальной температурой воды t_w и распределением температуры воды $t_{расч}$.

Изменение теплозапаса, которое приведет к появлению льда, рассчитывают по формуле

$$Q_H = c\rho H(t_w - t_з), \tag{173}$$

подставляя в нее среднее значение температуры перемешанного слоя и глубину максимальной конвекции.

Чтобы узнать, к какому времени израсходуется полученная величина теплозапаса и появится лед, необходимо рассчитать потери тепла через поверхность и определить момент, когда они станут равными теплозапасу. Для этого, используя данные прогноза погоды, по приведенным в гл. IV формулам рассчитывается на каждый день количество тепла, которое будет отдано поверхностью моря. Если исходные глубоководные данные были получены не в момент составления прогноза, а ранее, то предварительно по фактическим данным

рассчитывается количество тепла, которое море потеряло за этот период. Уравнение для определения сроков появления льда в открытом море, основанное на расчетах изменения теплозапаса, в общем виде записывается в виде

$$Q_H + \sum(-Q) + \sum(-q_1) + \sum(-q_2) + \ldots + \sum(-q_n) = 0, \qquad (174)$$

где Q_H — запас тепла в начальный момент; $\Sigma(-Q)$ — потери тепла поверхностью моря с момента производства исходных глубоководных наблюдений до момента составления прогноза; $\Sigma(-q_1)$ $\Sigma(-q_2)$, ..., $\Sigma(-q_n)$ — потери тепла за каждые сутки с момента составления прогноза до момента появления льда.

Рассмотренный способ дает наилучшие результаты в тех случаях, когда адвекция тепла и солей течениями незначительна и глубина конвективного перемешивания превышает глубину ветрового перемешивания. Для учета влияния течений необходимо проводить специальные наблюдения над течениями или располагать надежными расчетными схемами.

В осенний период происходит усиление штормовой деятельности над морями и в некоторых случаях глубина распространения ветрового перемешивания может превосходить глубину конвективного перемешивания. Поэтому необходимо параллельно с расчетами глубины конвективного перемешивания вести расчеты глубины ветрового перемешивания.

При расчетах необходимо принимать во внимание и возможность выхода глубинных вод, так как подъем вод с положительными температурами может сдвинуть сроки появления льда.

§ 4. ПРОГНОЗ ПОЛОЖЕНИЯ КРОМКИ ЛЬДА

Разработка методов прогноза положения кромки льда ведется по двум направлениям.

К первому относятся методы, основанные на расчете температуры воды в период охлаждения. Прогноз положения кромки льда в этом случае сводится к прогнозу положения изотермы, соответствующей температуре замерзания.

Методы второго направления основаны главным образом на учете направления и интенсивности воздушных потоков над морем. Эти методы позволяют прогнозировать перемещение кромки льда в течение всей зимы.

В качестве примера прогноза положения кромки льда в осенний период по методу первого направления рассмотрим прогноз кромки льда в Северном Каспии, разработанный Шереметевской. Основной причиной, обусловливающей изменения температуры воды в осенний период, являются потери тепла через поверхность моря. Адвекция тепла течениями и перераспределение тепла под действием сгонно-нагонных явлений могут оказывать влияние на изменения температуры воды, но из-за отсутствия специальных наблюдений учет этих факторов в настоящее время не представляется возможным. Поэтому изменения температуры воды от суток к суткам определяются лишь в зависимости от потерь тепла:

$$\Delta t_w = \frac{\sum(-Q)}{c\rho H}, \qquad (175)$$

где $\sum(-Q)$ — потери тепла, c — теплоемкость воды, H — глубина перемешивания.

В осенний период в мелководных районах перемешивание достигает дна, поэтому за глубину перемешивания принимается глубина в месте наблюдений. Расчеты ведутся последовательно, от суток к суткам, до тех пор, пока температура воды не станет равной температуре замерзания, соответствующей данной солености. Тепловой баланс поверхности рассчитывается по разности температуры воды и воздуха по упрощенной формуле. Для прогноза температуры воды необходимо располагать прогнозом температуры воздуха.

Кромка плавучего льда не остается постоянной в течение зимы. Под действием потерь тепла поверхностью моря, течений, ветра она смещается.

К методам второго направления можно отнести метод прогноза перемещения кромки льда в Охотском море, разработанный В. Н. Яковлевым. Яковлев рассматривает влияние на ледовые условия атмосферных процессов над Охотским морем и прилегающими районами материка и океана. Изменение ледовитости моря и перемещение кромки льда связано с потоками тепла через поверхность моря, ветровыми условиями, влиянием течений.

Для оценки процессов теплообмена моря с атмосферой и учета влияния течений принимаются характеристики поля давления, а также характеристики поля 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 среднедекадных 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 также в виде рядов Чебышева. Поскольку кромка льда в Охотском море имеет довольно сложную форму, для ее численного представления используется особый прием. При разложении в ряд точки, в которых задается значение функции, выбираются равноудаленными в угловом измерении (рис. 64). Из нейтральной точки 0 проводятся лучи, пересекающие приблизительно равномерно 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, и для точного определения положения кривой необходимо брать сумму 13 членов ряда. Однако опыт показывает, что первые семь коэффициентов аппроксимируют кривую довольно хорошо. В местах резких изгибов кромки ошибки,

естественно, увеличиваются и возрастает роль коэффициентов более высокого порядка.

Прогноз первых коэффициентов разложения ($A_0 - A_3$) представляет самостоятельный интерес, так как каждый из них характеризует основные особенности распределения льдов в Охотском море. Коэффициент A_0 характеризует общий запас льдов в море, и он может рассматриваться в качестве некоторой условной ледовитости.

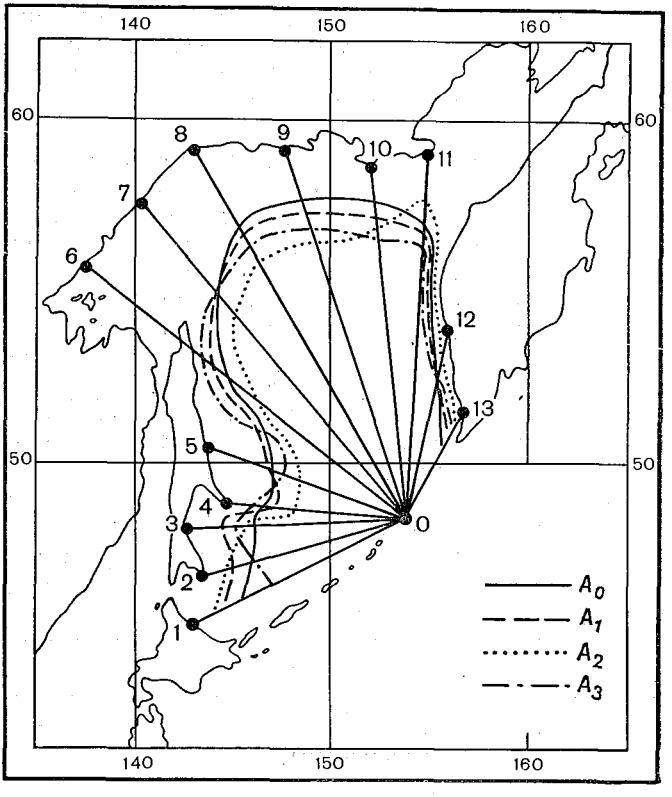


Рис. 64. Аналитическое представление кромки льда.

Величина коэффициента A_1 выражает интенсивность дрейфовой составляющей, а его знак — тип атмосферной циркуляции (циклоническую или антициклоническую). При $A_1 > 0$ 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, выходящих на Охотское море при сильном развитии сибирского антициклона. Преобладающие северные ветры уменьшают адвекцию тихоокеанских вод и усиливают холодные течения из залива Шелихова. Усиливается вынос льдов из залива Шелихова к Камчатке и к полуостровам

Кони и Пьягина, ослабевает дрейф льдов от шантарского 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 величина и знак A_2 характеризуют влияние температурного контраста (по широте и долготе), а A_3 — динамики ледовых массивов.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения, характеризующих положение ледовой кромки, в общей форме имеют вид:

$$\begin{aligned}
A_0^{(k)} &= f_1\left(\sum A_{ij}^{(P)};\ \sum A_{ij}^{(t)};\ A_0^{(k_1)}\right),\\
A_1^{(k)} &= f_2\left(\sum A_{ij}^{(P)};\ \sum A_{ij}^{(t)};\ A_1^{(k_1)}\right),\\
A_2^{(k)} &= f_3\left(\sum A_{ij}^{(P)};\ \sum A_{ij}^{(t)};\ A_2^{(k_1)}\right),\\
&\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\\
A_6^{(k)} &= f_6\left(\sum A_{ij}^{(P)};\ \sum A_{ij}^{(t)};\ A_6^{(k_1)}\right),
\end{aligned} \tag{176}$$

где $A_0^{(k)} - A_6^{(k)}$ — коэффициенты разложения кромки льда в ряд по полиномам Чебышева первого—шестого порядков; $A_{ij}^{(P)}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления, $A_{ij}^{(t)}$ — коэффициенты разложения поля температуры воздуха, $A_0^{(k_1)} - A_6^{(k_1)}$ — коэффициенты разложения кромки за предшествующую декаду.

Иной подход к расчету перемещения льдов на судоходных трассах, прилегающих к о. Сахалин, применила Ю. И. Бубликова. Она произвела расчет полей дрейфа льда в смещающихся типовых циклонических системах. Сопоставление скорости дрейфа льда со скоростью ветра позволило найти количественную связь, выражающуюся простой формулой

$$u = kv + c, \tag{177}$$

где u — проекция общего смещения льда на меридиан (или параллель), v — сумма проекций ветра за тот же период.

Поскольку наиболее значительный дрейф льда происходит при прохождении глубоких циклонов, расчет дрейфа льда производился для типовых циклонических систем. Особенность данной типизации заключается в том, что осреднение барических систем производилось не в географических координатах, а в «барических», т. е. относительно центров циклонических систем. Критерием при типизации служили давление в центре циклона, градиент давления в нем и число изобар, очерчивающих циклон. Для каждого типа циклонов

вычисляются статистические характеристики барического поля: средняя скорость и направление движения системы, повторяемости определенных значений скорости, продолжительности пребывания циклона в разных районах, действия однородного ветрового потока на поверхность моря и др. Эти характеристики барических систем позволяют вычислить изменение гидрологических элементов. По ветровым полям различных типов барических систем по уравнению для расчета дрейфа льда определяются векторы дрейфа льда.

§ 5. ПРОГНОЗ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЬДОВ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Для прогноза перераспределения льдов необходимо в первую очередь знать ледовую обстановку (положение ледяных массивов) в начальный период и возможный дрейф льдов за период заблаговременности прогноза.

Изменение состояния ледяного покрова в летний период в арктических морях происходит под влиянием динамических и термических факторов. К основным причинам, обусловливающим дрейф льдов, относятся направление и скорость ветра, течения, колебания уровня моря, сток речных вод. Поскольку влияние всех факторов учесть трудно, в краткосрочных прогнозах учитывается главным образом влияние ветра — основного фактора, вызывающего кратковременные перераспределения льдов.

Методика краткосрочного прогноза перераспределения льдов в арктических морях разработана в ААНИИ А. Л. Соколовым и Ю. А. Горбуновым. По этой методике ледовый прогноз с заблаговременностью до 10 суток составляется для районов предполагаемых судовых трасс.

На основе анализа материалов ледовых авиаразведок и атмосферных процессов выяснено, что для отдельных районов можно выделить типовые схемы развития атмосферных процессов, которым соответствует определенный общий характер дрейфа льдов. Схемы позволяют определить, в какой части района для определенной синоптической ситуации при наличии сплоченных льдов следует ожидать образования зон сжатий и разрежения. Уже эти схемы являются хорошими прогностическими пособиями, но они дают лишь общее представление о перераспределении льда. Для того чтобы дать более конкретное представление о ледовой обстановке, ведутся расчеты дрейфа льда по заданной барической обстановке с учетом ряда поправок. Полученные данные об углах отклонения фактического дрейфа от изобарического дали возможность найти поправочные коэффициенты, позволяющие уточнить расчеты изобарического дрейфа. Особое внимание уделялось дрейфу льдов в прибрежных районах, где на дрейф льда оказывают большое влияние очертания берега и распределение глубин. При сопоставлении дрейфа льдов в прибрежной зоне с ветром получены ветровые коэффициенты и углы отклонения направления дрейфа от направления ветра, уточняющие расчеты дрейфа

в этих сложных условиях. Полученные схемы поправочных коэффициентов и углов отклонения дрейфа позволяют учитывать географические особенности района, но ими можно пользоваться лишь для расчета дрейфа сплоченных льдов в весенне-летний период.

При прогнозах распределения льдов с заблаговременностью более пяти суток необходимо учитывать такие факторы, как таяние льдов и течения. Чтобы учесть воздействие этих факторов, используется косвенный прием. Для тех случаев, когда смещение границы льда совпадало с рассчитанным (изобарическим) дрейфом, определялись специальные поправочные коэффициенты. Расчетные схемы, построенные с учетом этих коэффициентов, довольно хорошо согласуются с фактическим перемещением льдов.

Для прогнозов перераспределения льда используются также специальные карты и схемы, которые составлены для наиболее часто повторяющихся типов атмосферных процессов и ледовых условий. На картах распределения атмосферного давления представлены особенности атмосферной циркуляции. По картам дрейфа льда можно проследить общее направление и интенсивность перемещения льдов, характерные для определенного типа синоптической обстановки. Общая схема ледовых процессов дает представление о том, при каких типах атмосферных процессов увеличивается количество льда в исследуемом районе и при каких происходит очищение.

Составление краткосрочного прогноза распределения льдов ведется по трем этапам.

На первом, основном этапе работы по существующим картам в общих чертах определяют будущий ход процессов в периоде, на который составляется прогноз. Для этого, сравнивая прогностические карты распределения атмосферного давления с соответствующими картами атласа, определяют тип прогнозируемого процесса. По типовой карте дрейфа льда определяется преобладающее направление перемещения льдов, а по общей схеме ледового процесса устанавливают возможные изменения положения границ льдов. Далее, сравнивая исходные карты фактической ледовой обстановки с картами различных вариантов, характеризующих данный тип, подбирают наиболее близкий аналог. По картам подобранного варианта определяют те детали изменения распространения льдов, которые можно ожидать при данной фактической обстановке.

На втором этапе рассчитывается возможное перемещение границ массивов и кромок льда. Для этого по прогностическим картам распределения давления определяют дрейф льдов в стандартных точках, выбранных для данного прогноза. В рассчитанные величины дрейфа льда вносятся поправки, после чего исправленный дрейф наносится на карту. Положение границы сплоченных льдов на конец периода определяется по векторам дрейфа льдов в стандартных точках и путем интерполяции дрейфа между этими точками. Затем рассчитывают смещение кромок и границ

массивов, для чего по исходной карте ледовой обстановки определяют положение границ массивов и кромок льда, а по прогностической карте распределения атмосферного давления рассчитывают изобарический дрейф. На основе исходной карты выбираются соответствующие схемы преобладающего направления смещения кромок льда и границ массивов при определенном направлении изобарического дрейфа. По этим схемам определяют направление смещения границ массивов и кромок льда, находят поправочный коэффициент к величине изобарического смещения границ льда, а по нему уже рассчитывают величину смещения границ.

На третьем этапе работы над прогнозом по результатам, полученным на первых этапах, составляется общий текст прогноза и прогностическая карта распределения льдов. В тексте прогноза дается общая характеристика ожидаемых изменений ледовых условий в целом по району и на отдельных участках трассы, а на схематические карты распределения льда наносят положение ледовых массивов, зон разрежения льдов и т. п.

§ 6. ПРОГНОЗЫ ВЕСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Сроки разрушения ледяного покрова и очищение моря от льда определяются состоянием льда в начале таяния (толщиной, макро- и микроструктурой, загрязненностью), высотой и плотностью снежного покрова на льду, суммой составляющих теплового баланса на поверхности льда и динамическими факторами (колебаниями уровня, течениями, волнением). Главными из перечисленных причин являются толщина льда и тепловой баланс, складывающийся из поглощенной солнечной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена с атмосферой, потерь тепла на испарение и притока за счет конденсации. Из многочисленных наблюдений известно, что толщина льда значительно меняется по площади и при ограниченном числе измерений трудно получить объективную характеристику средней для данного бассейна толщины льда. Поэтому при отсутствии достаточного количества сведений о толщине льда среднюю его толщину оценивают суммой отрицательных температур воздуха, подсчитанной за период ледонакопления.

Е. М. Саускан при разработке метода прогноза вскрытия и очищения моря от льда для определения толщины льда использовала уравнение

$$\Delta\sum(-t_a)=18\,\Delta h_л, \tag{178}$$

где $\sum(-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза, $h_л$ — толщина льда.

При составлении прогнозов весенних ледовых явлений необходимо установить момент: 1) когда же лед достигает максимальной толщины и 2) когда начнется его таяние. Саускан за начало таяния ледяного покрова принимает устойчивый переход температуры воздуха через 0° в 13 часов. За устойчивый переход че-

рез 0° принимается момент, после которого не было значительных похолоданий и сумма отрицательных температур в 13 часов каждого из таких похолоданий была меньше накопившейся к началу похолодания суммы положительных температур.

На рис. 65 представлена связь между датами максимальных толщин льда и датами перехода температуры воздуха через 0° в 13 часов. Существование связи такого рода объясняется тем, что смена знака суммы потоков тепла через поверхность ледяного покрова с отрицательного на положительный происходит при положительных дневных температурах воздуха, даже если среднесуточные значения температуры еще остаются отрицательными. Дневные положительные температуры воздуха приводят к тому, что поверхность льда становится рыхлой, углубления заполняются талой водой. Отрицательные ночные температуры приводят к образованию тонкой ледяной корки, которая создает так называемый парниковый эффект. Этот эффект заключается в том, что ледяная корка пропускает коротковолновую радиацию и не пропускает длинноволновую, иными словами, температура льда и температура воды подо льдом постепенно повышаются. Поэтому достаточно обоснованным можно считать, что момент перехода температуры воздуха через 0° в 13 часов совпадает с моментом достижения льдом максимальной толщины и начала таяния.

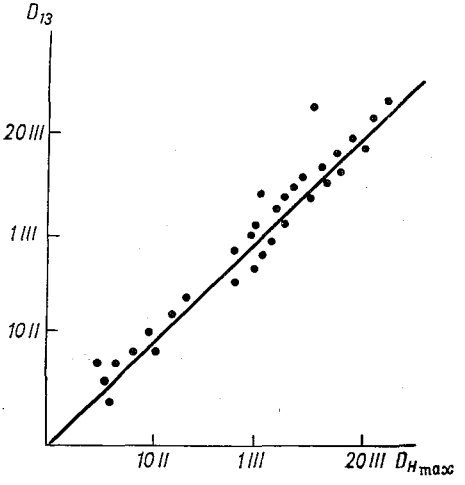


Рис. 65. Связь между датами перехода температуры воздуха через 0° в 13 часов и датами максимальной толщины льда.

Сроки вскрытия и очищения моря ото льда в зависимости от толщины льда и начала периода ледотаяния определяются с помощью прогностических связей

$$D_{\text{вскр}}=f_1\left(\sum(-t_a);\ D_{13}\right),$$
$$D_{\text{оч}}=f_2\left(\sum(-t_a);\ D_{13}\right), \qquad (179)$$

где $D_{\text{вскр}}$ и $D_{\text{оч}}$ — даты вскрытия и очищения моря ото льда, $\sum(-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза[1], принятая за характеристику толщины льда, D_{13} — дата перехода температуры воздуха в 13 часов через 0° в сторону положительных температур.

Рассмотренный способ позволяет ограничиться сведениями о фактических данных, не прибегая к использованию метеороло-

[1] Величина $\Sigma(-t_a)$ подсчитывается до момента перехода температуры воздуха в 13 часов через 0°.

гического прогноза. Такой подход дает удовлетворительный результат лишь в том случае, если весенние атмосферные процессы мало меняются от года к году и остаются близкими к некоторым средним условиям. В действительности же атмосферные процессы в разные годы развиваются по-разному. Соотношение между отдельными составляющими теплового баланса поверхности льда, от которого в значительной мере зависит интенсивность ледотаяния, меняется в больших пределах.

Для того чтобы оценить суммарный поток тепла, поступающий на поверхность льда, необходимо располагать прогнозом составляющих теплового баланса. Как уже отмечалось ранее, такой прогноз в настоящее время дать невозможно, поэтому задача решается приближенным способом. Величина притока тепла на поверхность льда характеризуется суммой положительных среднесуточных температур воздуха (суммой градусо-дней тепла). Сопоставляя толщину стаявшего льда с суммами положительных температур воздуха, рассчитанными от момента, когда наблюдалась максимальная толщина льда, до момента его исчезновения, Саускан получила уравнение

$$\Delta\sum(+t_a)=1{,}4\,\Delta h+c, \tag{180}$$

где $\sum(+t_a)$ — сумма положительных среднесуточных температур, Δh — толщина стаявшего льда, c — свободный член.

Зная сумму градусо-дней мороза, накопившуюся за зиму, можно определить сумму градусо-дней тепла, которая необходима для того, чтобы лед растаял. Располагая прогнозом температуры воздуха, можно определить также, к какому дню накопится достаточная сумма градусо-дней тепла, т. е. установить дату очищения моря ото льда.

Несколько иной подход к прогнозу сроков весенних ледовых фаз применил П. П. Никифоров. Исследования Кузьмина и Никифорова позволили установить связь между температурой воздуха и толщиной стаявшего льда. Температура воздуха t_a рассматривается как показатель суммы основных составляющих теплового баланса поверхности льда $\sum Q$

$$\sum Q=kt_a.$$

Если известно количество тепла, поступившего на поверхность льда, то толщину стаявшего льда можно рассчитывать по формуле

$$\Delta h=\frac{\sum Q}{\lambda\rho}=\frac{kt_a}{\lambda\rho}, \tag{181}$$

где λ — удельная теплота плавления, ρ — плотноть льда.

Располагая прогнозом температуры воздуха, эту зависимость можно использовать для прогнозов дат вскрытия и очищения.

Рассмотренные методы дают наилучшие результаты в тех случаях, когда разрушение льда происходит под влиянием тепла, поступающего на его поверхность, и динамические факторы не иг-

рают существенной роли. Однако в ряде случаев сильные ветры, значительные колебания уровня, адвекция тепла течениями существенно влияют на наступление сроков ледовых явлений. Штормовой ветер, колебания уровня могут привести к вскрытию ледяного покрова задолго до того, когда накопится необходимая сумма градусо-дней тепла. Ветер и течения в одних случаях выносят лед и приводят к раннему очищению моря ото льда, в других — наоборот, они приносят лед и задерживают сроки очищения.

Особую трудность представляет прогноз сроков вскрытия. Помимо учета влияния динамических факторов, о сложности оценки которых уже говорилось, довольно трудно оценить количество тепла, необходимое для того, чтобы толщина льда уменьшилась до некоторой критической величины, при которой произойдет вскрытие. Известно, что не только в разных морях, но даже в одном и том же районе моря вскрытие в разные годы происходит при разных толщинах льда. Чтобы приближенно оценить толщину льда, при которой происходит вскрытие $h_{вскр}$, используют связь между величиной $h_{вскр}$ и максимальной толщиной льда. Обнаружено, что чем больше толщина льда к концу зимы, тем при большей толщине льда произойдет вскрытие. Прямая связь между этими величинами объясняется тем, что при большой толщине льда процесс стаивания льда продолжается дольше, температура его постепенно повышается во всей толще, и в какой-то момент температура всей толщи льда становится близкой к температуре таяния. При этом изменяется структура льда, в результате чего происходит его разрушение.

При прогнозе вскрытия Рижского залива в качестве основных факторов Пасторс принял толщину льда, температуру воздуха, показатель интенсивности потепления и скорость ветра (показатель интенсивности — частное от деления суммы положительных температур воздуха за период от перехода через 0° до момента вскрытия на число дней). Пасторс построил графики для определения количества тепла, которое должно накопиться, чтобы произошло вскрытие залива (в виде суммы положительных температур), в зависимости от толщины льда и интенсивности потепления. Было установлено также, что, помимо тепловых процессов, на вкрытие существенное влияние оказывает ветер. Между толщиной льда и скоростью ветра, при которой лед взламывается, существует определенное соответствие.

Литература: [15, 22, 82, 87, 101, 114, 120, 127, 134].

Часть третья

ОСНОВЫ МЕТОДОВ ДОЛГОСРОЧНЫХ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Глава X. ОСОБЕННОСТИ ДОЛГОСРОЧНЫХ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ РЕЖИМА МОРЯ

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Долгосрочные гидрологические прогнозы имеют заблаговременность от одного до шести месяцев, сверхдолгосрочные — от шести месяцев до одного года и даже до нескольких лет. При составлении прогноза в зависимости от его заблаговременности по-разному подбираются и факторы-предсказатели, под влиянием которых изменяется прогнозируемая величина.

Разработка методов краткосрочных и долгосрочных прогнозов имеет принципиально различные формы.

Кратковременная изменчивость элементов режима моря почти полностью определяется воздействием метеорологических факторов, причем реагируют гидрологические характеристики на это воздействие либо синхронно, либо с некоторым запаздыванием. Поэтому краткосрочные морские гидрологические прогнозы почти полностью базируются на метеорологических прогнозах. Естественно, что успешность таких прогнозов находится в прямой зависимости от надежности краткосрочных метеорологических прогнозов.

Иначе дело обстоит с долгосрочными и сверхдолгосрочными прогнозами. Здесь в первую очередь учитываются долгопериодные колебания элементов режима моря.

Море, поглощая и накапливая энергию Солнца, сохраняет ее на длительное время. В результате вертикального перемешивания солнечная энергия распространяется на весь деятельный слой моря, а при наличии постоянных течений она переносится из одного района моря в другой, а иногда, из одного моря в другое.

Однако кроме процессов, происходящих в самом деятельном слое моря, важным внешним фактором, вызывающим как термическую, так и динамическую изменчивость деятельного слоя

моря, является атмосферная циркуляция. Причем ее воздействие будет различным в зависимости от состояния моря и самой атмосферы в момент составления прогноза. Поэтому в долгосрочных гидрологических прогнозах основное внимание уделяется определению начальных условий, сложившихся за длительный предшествующий прогнозу период. В прогностических зависимостях влияние атмосферной циркуляции учитывается не только за предшествующее время, но и в период, на который дается прогноз. Последнее предусматривает использование метеорологического прогноза.

Составленные таким образом прогностические зависимости, как правило, имеют высокую обеспеченность, но при использовании их в оперативной работе необходим прогноз погоды высокой оправдываемости.

Другое направление имеют работы, в которых методы морских прогнозов свободны от метеорологического прогноза. В них основное внимание сосредоточивается на исследовании изменчивости определяющих факторов и возможности их преобразования в будущем. В основе этих исследований лежит общий учет преемственности, инерционности и других особенностей в развитии метеорологических и гидрологических процессов.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ДОЛГОСРОЧНЫХ МОРСКИХ ПРОГНОЗАХ

Преемственность в развитии гидрометеорологических процессов. Одним из основных приемов долгосрочных морских прогнозов является широкое использование существующей преемственности в развитии гидрометеорологических процессов. Эта преемственность проявляется в том, что будущее преобразование изучаемого явления подготавливается совокупностью различных факторов, изменяющихся за длительный предшествующий прогнозу период времени, причем это происходит на обширных пространствах.

Таким образом, при изучении изменчивости данного явления рассматривается история развития процесса с момента его зарождения. Устанавливаются закономерности в этом развитии, которые создают условия для возможных преобразований явления в будущем. Так как среди возможных преобразований может быть намечено несколько вариантов, то из них выбирают наиболее вероятные преобразования и их используют в прогнозах.

В качестве примера можно рассмотреть вероятные преобразования форм атмосферной циркуляции по Вангенгейму и по Гирсу и влияние этих преобразований на ледовитость арктических морей. А. А. Гирс показал, что преемственность синоптических процессов можно использовать не только в прогнозах ледовитости и других ледовых явлений, но и в прогнозах колебания уровня и температуры воды как в арктических, так и в неарктических морях.

А. А. Гирс составил также ряд схем, с помощью которых при разных ситуациях можно проследить цепь наиболее вероятных преобразований синоптических процессов при разной заблаговременности. Иногда заблаговременность гидрологических прогнозов составляет несколько месяцев. Так, например, в ряде случаев исходное состояние берется в октябре—ноябре текущего года, а прогнозируемый период относится к июлю—августу следующего года.

В прогностических связях, как правило, не учитывается промежуточная часть непрерывной цепи развития процессов, заключенная между периодом исходного состояния и прогнозируемым периодом. Чтобы избежать этого, Гирс рассматривает процессы в их непрерывном развитии и представляет это в виде некоторых последовательностей на любые отрезки времени. Такой путь хотя и основан на учете преемственности синоптических преобразований, но он не лишен возможности использования метеорологического прогноза большой и малой заблаговременности.

Инерционность процессов. Важную роль в морских прогнозах играет также тепловая и динамическая инерция водных масс, сущность которой сводится, как уже отмечалось, к сохранению морем установившегося состояния.

Практически учет инерции производится путем сравнения значения изучаемого элемента в данный момент τ_n со значением его в предшествующее время τ_{n-1} и определяется теснота связи между ними. В некоторых случаях ярко выраженная инерция в процессах может иметь прогностическую ценность.

Например, по данным В. Ю. Визе только на основе учета инерции состояния ледовитости можно предсказать знак отклонения ледовитости от нормы с успешностью 75%. Если при этом учитывать возможные значения ледовитости при разных типах циркуляции, то успешность прогноза значительно повысится.

Выявление сходства в развитии процессов. В долгосрочных прогнозах учитываются и другие закономерности, в которых прогноз погоды не используется в явной форме. К таким зависимостям относятся подборы различных аналогов, которые, как известно, основываются на выявлении сходства в развитии процесса. Используется типизация атмосферных и гидрологических процессов, изучаются временные ряды наблюдений различной длительности. С помощью рядов наблюдений выявляются основные свойства и характеристики периодических и непериодических колебаний изучаемого явления, позволяющие экстраполировать выявленные закономерности ряда на будущий период.

Перечисленные приемы и методы исследования прогнозируемых элементов не являются исчерпывающими. Кроме них, в прогнозах широко используются методы спектрального анализа, теория случайных функций, временная и пространственная автокорреляция и др., с помощью которых анализируется изменчивость изучаемых характеристик режима моря, выявляются периодические и непериодические флуктуации различных процессов, а также

оформляются количественные прогностические модели. Во всей этой работе широко используются современные методы расчета на ЭВМ.

Ниже при рассмотрении методов долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов различных элементов режима моря все эти приемы будут проиллюстрированы на конкретных примерах.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ, ПОЛОЖЕННЫЕ В ОСНОВУ МЕТОДИКИ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Методика составления сверхдолгосрочных прогнозов имеет иные формы по сравнению с методиками составления прогнозов меньшей заблаговременности. Эти прогнозы преимущественно носят качественный характер. Например, установление факта существования колебаний ледовитости арктических морей, температуры воды на стандартных разрезах, уровня и других элементов привело исследователей к поискам их причин и попыткам разработать некоторые приемы прогноза с большой заблаговременностью.

С этой точки зрения наиболее интересными являются работы Визе, который указал, что главной причиной изменений суммарной ледовитости арктических морей являются колебания интенсивности общей циркуляции атмосферы. При усилении интенсивности общей циркуляции атмосферы в Арктике уменьшается количество пакового льда, а это сказывается на теплообмене подстилающей поверхности с атмосферой, который в период потепления Арктики усилился. Очевидно, в результате увеличения теплообмена с атмосферой, а также других причин произошло повышение температуры воздуха и уменьшение средней толщины льда. Все это оказало влияние на полярный антициклон. Усиление общей циркуляции атмосферы неоднозначно проявилось на состоянии полярного антициклона. С одной стороны, из-за усиления притока воздуха в высоких слоях атмосферы из областей депрессии в центральную Арктику антициклон усилился вследствие закона акцентации барического поля, согласно которому увеличение солнечной активности усиливает и изменяет тип циркуляции. С другой стороны, при продолжительной акцентации полярного антициклона (в течение нескольких лет) в результате длительного усиления циркуляции ледяной покров Арктики испытал такие изменения, которые способствовали повышению температуры воздуха и тем самым ослаблению полярного антициклона.

Учет такого двойственного влияния колебаний интенсивности общей циркуляции атмосферы на температурный и ледовый режимы совершенно необходим для установления связей между ледовитостью и влияющими на нее факторами. Зависимость ледовитости арктических морей от общей циркуляции атмосферы и солнечной активности при достаточной изученности может служить фундаментом для сверхдолгосрочных прогнозов ледовитости.

Кроме того, при прогнозах должны учитываться изменения в характере подстилающей поверхности в Арктическом бассейне. От этого, как известно, зависит интенсивность теплообмена, которая определяет ледовую инерцию — фактор чрезвычайно важный в прогностическом отношении.

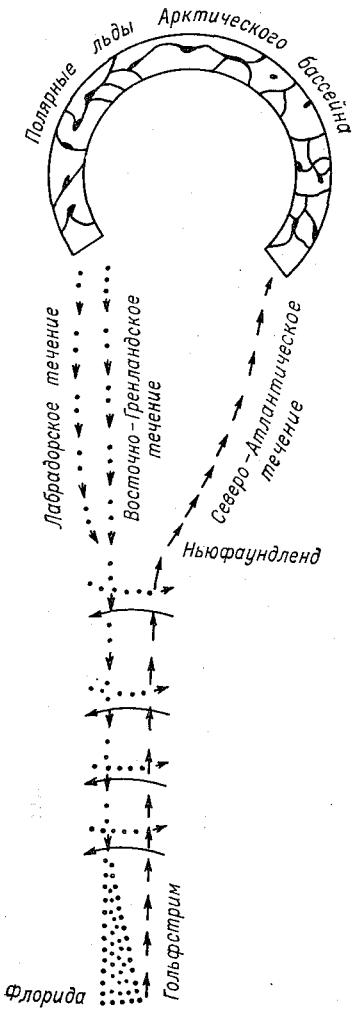


Рис. 66. Схема автоколебаний в системе Арктика — Северная Атлантика.

При исследовании межгодовых колебаний ледовитости и температуры воды многие ученые использовали идею о переносе тепловых аномалий атлантическими водами на большие расстояния. Н. Н. Зубов считал это положение одной из важнейших основ сверхдолгосрочных ледовых прогнозов. Температурная волна в океане может распространяться со скоростью, значительно превышающей скорость морских течений. Рассматривая связь между температурой воды в Баренцевом море и ледовитостью Чукотского моря, Зубов указывал, что эта связь может осуществляться и через атмосферу (вследствие сопряженности центров действия атмосферы). Очень важным моментом при изучении взаимосвязи ледовитости отдельных арктических морей является оппозиция между состоянием льдов в приатлантической части Арктики и в ее восточном секторе. Идеи Зубова о переносе тепловых аномалий атлантическими водами нашли дальнейшее развитие в исследованиях ААНИИ. Некоторые оперативные методы прогноза ледовых явлений в Арктике базируются на учете тепла и количества атлантической воды, поступающей в Арктику.

Важным вкладом в изучение многолетних колебаний элементов режима морей и океанов следует считать работы В. В. Шулейкина, А. И. Дуванина, Я. Бьеркнеса и др.

Интересно рассмотреть схему автоколебательной системы Арктический бассейн—Северная Атлантика, разработанную Шулейкиным (рис. 66). Допустим, что по какой-то причине температура воды в теплом Северо-Атлантическом течении повысилась. Вследствие большого переноса тепла атлантическими водами в Арктический бассейн усиливается таяние льдов. В свою очередь, усиленное таяние льдов двояко влияет на тепловой режим

вод: с одной стороны, благодаря уменьшению толщины или площади ледяного покрова увеличивается теплообмен и вода сильнее охлаждается, с другой стороны, усиленное таяние льдов увеличивает количество воды и плавучих льдов, поступающих с Лабрадорским и Восточно-Гренландским холодными течениями в Атлантику. Тем самым нарушается тепловое состояние вод в районе Ньюфаундленда, где происходит смешение теплых и холодных течений, а значит температура вод в струе Северо-Атлантического течения должна понизиться. Падение температуры в этом теплом течении и его продолжении (Западно-Шпицбергенском и Нордкапском течениях) неизбежно приведет к ослаблению таяния льда в Северном Ледовитом океане. Это позволит сберечь под ледяным покровом менее охлажденную воду и уменьшит сток вод холодными течениями, в результате уменьшится число айсбергов и дрейфующего льда, поступающих в Атлантику. Все это приведет к повышению температуры воды сначала в Лабрадорском течении, и затем в районе Ньюфаундленда и в конечном итоге в струе теплого течения. А затем весь круговорот тепловых изменений начнется снова. Период таких колебаний составляет примерно 3,5 года.

Гипотеза Шулейкина об автоколебательных процессах может служить основой для разработки методики сверхдолгосрочных прогнозов тепловых процессов в системе Арктика—Северная Атлантика.

А. И. Дуваниным рассмотрена связь между распределением аномалий температуры воды и колебаниями интенсивности атмосферных переносов в Северной Атлантике. При усиленном западном переносе в атмосфере наблюдаются положительные аномалии температуры воды в теплых течениях и отрицательные аномалии того же элемента в холодных течениях. Обратное распределение знака аномалий температуры воды типично для ослабленной интенсивности западного переноса в атмосфере. На основании этого можно сделать вывод о том, что в замкнутой циркуляции вод Северной Атлантики перенос тепла имеет волновую природу. Одним из показателей периодичности смены знака аномалии температуры воды Дуванин считает выявленную корреляционную связь, в которой среднегодовые колебания уровня Балтийского моря опережают на два года изменения общей ледовитости Баренцева моря. Колебания уровня, с которыми связаны переносы аномалий температуры воды, являются здесь показателем интенсивности циркуляции атмосферы. Запаздывание изменений ледовитости в Баренцевом море по сравнению с изменениями уровня на Балтийском море соответствует полупериоду рассматриваемого волнового процесса. Подвергнув спектральному анализу фактические данные колебаний уровня и температуры воздуха в различных районах Мирового океана, Дуванин определил циклы 2,5 года и 5 лет. Результаты этих исследований также могут быть использованы в сверхдолгосрочных прогнозах.

Я. Бьеркнес указал причины возникновения крупных аномалий

в океане на примере аномальной циркуляции вод в восточной части экваториальной области Тихого океана (течения Эль-Ниньо). В XX столетии течение Эль-Ниньо было вполне развито лишь летом 1925-26, 1940-41 и 1957-58 гг. Влияние течения Эль-Ниньо сказалось на циркуляции атмосферы не только в северной части Тихого океана, но и в Северной Атлантике. Оно обусловило, например, зимой 1957-58 г. значительное ослабление западных ветров в Атлантике и перемещение центра исландского минимума атмосферного давления от о. Исландия к Северной Норвегии.

Итак, метеорологически обусловленные значительные аномалии температуры воды в экваториальной области Мирового океана и обратное влияние этих океанических аномалий на атмосферную циркуляцию должны служить основой для изучения изменчивости и прогноза гидрометеорологических элементов.

В последние годы многие ученые уделяют большое внимание изучению двухлетней цикличности различных гидрометеорологических элементов для целей разработки методов прогноза большой заблаговременности. Впервые двухгодичный ритм в изменениях метеорологических явлений был отмечен в работах Клэйтона и А. И. Воейкова. Выявлению двухлетней цикличности в ходе температуры воды океана посвятили свои работы Мейнардус и Э. Ф. Лесгафт. Лесгафт отмечал, что значительный меридиональный градиент температуры воды вызывает усиление зональной циркуляции, но вследствие межширотного турбулентного обмена разность температур уменьшается и циркуляция в результате этого ослабевает. Повышение температуры воды в системе течения Гольфстрим, вызванное особенно сильным развитием юго-западных потоков в атмосфере, ведет в конечном результате к ослаблению морских течений, а следовательно, к понижению температуры воды в системе течения Гольфстрим.

Понижение температуры воды в Северном Ледовитом океане, связанное со слабым развитием Гольфстрима, должно увеличивать температурные различия полюс—экватор. А это в свою очередь должно увеличивать глубину полярного минимума, господствующего в верхних слоях атмосферы, а следовательно, должно сопровождаться увеличением давления в тропической зоне. Повышенное давление в тропиках должно повлечь за собой усиление юго-западного воздушного потока и увеличение мощности Гольфстрима. Таким образом, получается замкнутая система. Лесгафт отмечал, что «возможны различные отклонения от двухлетней цикличности, но все же тяготение к двухгодичной правильности должно проявляться».

При разработке методов долгосрочных прогнозов погоды уже делаются попытки использовать двухлетнюю цикличность. Обнаружение двухлетнего колебания стратосферных ветров относится к крупным открытиям в метеорологии за последние годы. Поскольку циклические составляющие являются неотъемлемой частью временных изменений гидрометеорологических элементов, они

должны в том или ином виде войти в число других прогностических факторов.

Кроме двухлетней цикличности, в многолетних изменениях ледовитости, термики и уровня морей и океанов выявлены более длительные циклы. Так, например, Мейнардус установил, что в среднем через каждые 4—5 лет количество льдов и продолжительность сезона льдов в районе Исландии достигают максимума. Анализируя колебания ледовитости в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском Визе выявил волнообразную последовательность распространения пиков ледовитости со сдвигом их в каждом последующем море на 2—3 года. Для объяснения этого явления Визе выдвинул следующую гипотезу. Повторения пиков колебаний ледовитости являются следствием вращательного перемещения циркумполярной барической волны. В области повышенного давления над Северным Ледовитым океаном проходят барические волны с восемнадцатилетним периодом, аналогичным периоду астрономических приливных волн в океане. Барическая волна перемещается с запада на восток, в результате чего усиливаются и смещаются четыре главных отрога полярного максимума — гренландский, таймырский, восточно-сибирский и канадский. Таким образом, полный период циркумполярной волны приводит к четырехкратному повторению усиленного отрога полярного антициклона в каждом районе, что приводит к цикличности повторяемости барических условий в среднем через 4—5 лет. Несколько позже В. С. Назаровым была выдвинута гипотеза о распространении ледовых аномалий с востока на запад по направлению генерального дрейфа в Арктическом бассейне.

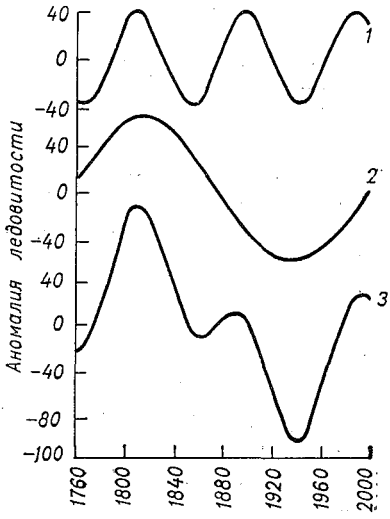


Рис. 67. Многолетние колебания ледовитости, обусловленные вековыми циклами солнечной активности (*1*), изменениями скорости вращения Земли с циклом 240 лет (*2*) и суммарные (*3*).

И. В. Максимов объясняет циклические колебания ледовитости арктических морей температуры воды и уровня воздействием внешних факторов космического и геофизического происхождений: полюсного прилива, солнечной активности, долгопериодного лунного деклинационного прилива и изменения скорости вращения Земли.

На рис. 67 представлены вычисленные Максимовым 80- и 240-летние колебания ледовитости в Северной Атлантике. Наложение циклов, по-видимому, обусловило в период с 1900 по 1940 г.

резкое уменьшение ледовитости. Своего минимального значения расчетная ледовитость достигла в 30—50-х годах текущего столетия. Имеющиеся данные наблюдений за термическим и ледовым режимом подтверждают достаточно хорошо рассчитанный Максимовым период потепления Арктики. На основании приведенного графика суммарных колебаний ледовитости можно высказать некоторые, правда, самые общие предположения о будущем характере ледовых явлений в ближайшие десятилетия.

Таким образом, для составления как долгосрочных, так и сверхдолгосрочных прогнозов необходимо изучать изменчивость элементов режима моря и выявлять причины, вызывающие эти изменения, основываясь не столько на использовании долгосрочных метеорологических прогнозов, сколько на учете различных преобразований, происходящих в самом деятельном слое. При этом следует отметить, что рациональный подход к прогнозированию большой заблаговременности предполагает учет всей совокупности действующих факторов и изменения их роли во времени.

Литература: [26, 31, 33, 37, 77, 133].

Глава XI. ДОЛГОСРОЧНЫЕ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

§ 1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В МОРЕ (ОКЕАНЕ)

Изменения температуры воды поверхностного и деятельного слоев, образование льда в море, а также таяние ледяного покрова являются следствием непостоянства теплового баланса. Чтобы глубоко понять тепловые процессы в море (или океане), а в дальнейшем их прогнозировать, надо прежде всего иметь представление о том, из каких элементов складывается тепловой баланс в том или ином сезоне для конкретного района моря.

Исследования компонентов теплового баланса имеют большое научное и практическое значение, так как проливают свет на источники тепловой энергии и перенос ее в атмосфере и гидросфере. Достаточно сказать, что аномалии потоков тепла, особенно на границе между океанами и атмосферой, являются одной из главных причин длительных изменений погоды. Не останавливаясь на методике расчета элементов теплового баланса (см. об этом в гл. IV), рассмотрим кратко основные работы по климатологии теплового баланса.

В. В. Шулейкин указал на важность расчетов элементов теплового баланса для составления прогнозов температуры воды и ледовых явлений. Классические работы о потоках тепла и влаги

для всего земного шара и общая климатология обмена тепловой энергией написаны американским ученым Джекобсом. Результаты советских исследований, выполненных на основе расчета по более полному ряду наблюдений, обобщены в монографии М. И. Будыко и Атласах теплового баланса земного шара (1955 и 1963 гг.) под редакцией М. И. Будыко. Карты радиационного баланса, представленные в этих атласах, показывают, что среднемесячные величины радиационного баланса на большей части поверхности земли положительны (поглощенная коротковолновая солнечная радиация больше длинноволнового эффективного излучения). Такая закономерность является следствием «оранжерейного эффекта», т. е. следствием бо́льшей прозрачности атмосферы для коротковолновой радиации по сравнению с длинноволновой. Отрицательные среднемесячные величины радиационного баланса наблюдаются зимой в умеренных и высоких широтах, причем отрицательные значения баланса отмечаются в районах выше 40° с. и ю. ш.

Основной расходной частью уравнения теплового баланса являются потери тепла на испарение. Эта величина меняется в очень широких пределах. Данные по турбулентному теплообмену с атмосферой свидетельствуют о том, что турбулентные потоки тепла, направленные от земной поверхности к атмосфере, обычно превышают потоки, направленные от атмосферы к земной поверхности. В результате этого в среднем за год поток тепла в большинстве районов направлен от подстилающей поверхности вверх. Для значительной части земной поверхности турбулентный теплообмен сравнительно невелик. Он достигает больших значений, сравнимых с потерями тепла на испарение, в области действия морских течений, в северных незамерзающих морях, в разводьях арктических морей зимой.

Из анализа среднеширотных значений радиационного баланса следует, что земная поверхность аккумулирует радиационное тепло в зоне низких широт, примерно между 45° с. и ю. ш. Основная масса этой энергии поступает в сравнительно узкой экваториальной полосе, между 10° с. и ю. ш.

Вполне естественно, что дефицит в радиационном балансе восполняется адвекцией из низких широт в высокие. По данным Будыко, меридиональный перенос тепла в гидросфере составляет в среднем 60% от переноса тепла в атмосфере. Благодаря широко развернувшимся актинометрическим наблюдениям в центральных районах Арктики и Антарктики в настоящее время установлено, что в летнее время в приполюсных районах суммарная солнечная радиация больше, чем в районах умеренных широт. Из этого следует чрезвычайно важный вывод о том, что низкие температуры воздуха в высоких широтах не являются следствием малых величин приходящей радиации, а в значительной степени обусловлены большими значениями отражательной способности (альбедо) снежного и ледяного покровов. Таким образом, снежный и ледяной покров Арктики и Антарктики являются не только

следствием, но и в какой-то мере причиной низких температур воздуха высоких широт.

Итоговые цифры теплового баланса океанов по данным атласа теплового баланса земного шара приведен в табл. 21.

Таблица 21

Величины составляющих теплового баланса в среднем для океанов (в кал/(см^2 · год))

Океан	Составляющие теплового баланса			
	$R_\odot$	$Q_и$	$Q_{т.о}$	$R_\odot + Q_и + Q_{т.о}$
Атлантический	82	—72	—8	2
Тихий	86	—78	—8	0
Индийский	85	—77	—7	1

Из табл. 21 следует, что в среднем уравнение теплового баланса замыкается для каждого океана.

Сведения о тепловом балансе для среднемноголетних условий нужны для выяснения формирования режима моря или океана. Эта часть в исследовании теплового баланса является первым и необходимым звеном. Однако для разработки прогнозов нужно изучать изменчивость отдельных составляющих теплового баланса. В настоящее время исследование колебаний составляющих теплового баланса ведется по трем направлениям:

1) измерение и вычисление компонентов теплового баланса по материалам экспедиций;

2) расчет теплового баланса за конкретные годы на основе осредненных наблюдений над гидрометеорологическими элементами (температурой воды и воздуха, скоростью ветра, влажностью воздуха и облачностью);

3) расчет теоретически возможных вариаций составляющих теплового баланса.

Первое направление в изучении колебаний теплового баланса широко применяется в океанологии. Работы этого направления позволили получить измеренные величины суммарной солнечной радиации, эффективного излучения, радиационного баланса в открытом море. Кроме того, актинометрические наблюдения на кораблях дали возможность проверить точность расчета некоторых составляющих теплового баланса, выявить колебания элементов баланса при разных погодных условиях. Но с точки зрения изучения межсезонных или межгодовых колебаний этот путь малоперспективен, к тому же сбор данных обходится сравнительно дорого.

Второе направление исследований пока еще не получило широкого размаха прежде всего из-за отсутствия систематизированных материалов наблюдений в открытом море. Второй причиной, тормозящей получение сведений о тепловом балансе за отдельные

годы, является несовершенство методики расчета. Некоторые исследователи утверждают, что точность вычисления месячных сумм элементов баланса не выходит за пределы 10%, другие придерживаются мнения, что расчеты теплового баланса весьма ориентировочны.

Однако для определения многолетней изменчивости нужны не столько абсолютные величины составляющих теплового баланса, сколько абсолютные величины отклонения их от нормы. Использование этих отклонений в значительной степени позволит обойти несовершенство методики. По-видимому, температурная стратификация приводного слоя атмосферы, из-за которой возникают ошибки в расчетах, незначительно меняется от года к году в данном районе в одни и те же сезоны. Для летних месяцев в большинстве районов величина теплового баланса на поверхности моря в основном определяется величиной радиационного баланса, который вычисляется с большей точностью.

Расчет теоретически возможных вариаций элементов баланса можно выполнить разными приемами. Д. Л. Лайхтман, задаваясь произвольными изменениями внешних факторов (Δt, $R_{\odot}$, Δf, Δv), получил колебания основных статей прихода и расхода тепла в центральных районах Арктики.

Заслуживает внимания вывод Лайхтмана о том, что наиболее существенное влияние на формирование теплового режима Арктического бассейна оказывают колебания температуры воздуха (Δt). При изменениях влажности воздуха (Δf) и скорости ветра (Δv) происходит взаимная компенсация изменений потерь тепла на испарение $\Delta Q_{и}$ и теплообмен $\Delta Q_{т.о}$, в связи с чем вариации этих факторов сравнительно мало влияют на формирование ледового режима (табл. 22).

Е. И. Серяков по данным кораблей погоды выполнил расчеты межгодовых изменений составляющих теплового баланса для незамерзающей части Баренцева моря и Северной Атлантики. В результате расчетов он получил, что на изменчивость расходной части теплового баланса наибольшее влияние оказывают колебания температуры воды и несколько в меньшей степени изменения температуры воздуха. Этот вывод можно использовать в практике морских прогнозов.

В последние годы детальные исследования многолетних колебаний составляющих теплового баланса были проведены по данным кораблей погоды в Северной Атлантике.

На рис. 68 приводится межгодовой ход элементов теплового баланса по данным трех кораблей погоды (M, B, J). Как видно из рис. 68, по абсолютной величине потери тепла на испарение значительно больше турбулентного теплообмена с атмосферой, и годовые суммы этих составляющих имеют большие изменения от года к году.

Рассмотрим изменчивость величин теплового баланса на поверхности Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции. Для подобного сопоставления была выбрана

Таблица 22

Влияние вариаций внешних факторов на изменение составляющих теплового баланса ($\Delta Q_{т.о}$, $\Delta Q_{и}$, $\Delta Q_{т}$) в ккал/(см² · мес.) и температуру деятельного слоя моря (Δt_{w_0})

Месяц	$\Delta t = -2°$ С				$\Delta R_{\odot} = 0{,}1 R_{\odot}$			
	$\Delta Q_{т.о}$	$\Delta Q_{и}$	$\Delta Q_{т}$	Δt_{w_0}	$\Delta Q_{т.о}$	$\Delta Q_{и}$	$\Delta Q_{т}$	Δt_{w_0}
I	0,21	0,02	—0,13	—1,9	—0,63	—0,15	—0,02	—0,2
IV	0,48	—0,08	—0,40	—1,9	—0,28	—0,11	—0,01	—0,1
V	0,88	—0,71	—0,17	—1,8	0,97	0,51	0,02	0,3
IX	0,33	—0,99	—0,24	—1,8	0,00	—0,03	0,00	0,0
XI	0,13	—0,05	—0,18	—2,0	—0,54	—0,05	—0,01	—0,2

Месяц	$\Delta f = -0{,}1 f$				$\Delta v = -0{,}1 v$			
	$\Delta Q_{т.о}$	$\Delta Q_{и}$	$\Delta Q_{т}$	Δt_{w_0}	$\Delta Q_{т.о}$	$\Delta Q_{и}$	$\Delta Q_{т}$	Δt_{w_0}
I	—0,31	0,32	—0,01	—0,1	0,16	—0,13	—0,03	—0,3
IV	—0,52	0,54	—0,02	—0,2	0,23	—0,25	0,02	—0,1
V	—0,75	0,77	—0,02	—0,2	0,20	—0,21	0,01	—0,2
IX	—0,96	1,00	—0,04	—0,3	0,16	—0,16	0,00	0,0
XI	—0,50	0,52	—0,02	—0,2	—0,08	—0,10	—0,02	—0,2

типизация атмосферных процессов, разработанная М. А. Валериановой, которая выявила для Северной Атлантики шесть разновидностей западной циркуляции, пять — восточной и три — меридиональной.

По вычисленным сезонным суммам величин теплового баланса были построены типовые карты теплового баланса поверхности Северной Атлантики. Полученные карты сопоставлялись с картами соответствующих подтипов атмосферной циркуляции.

При зимних подтипах циркуляции атмосферы (W_6, E_3) на картах суммарного теплового баланса (рис. 69 *а*, *б*) хорошо прослеживается уменьшение потерь тепла с поверхности океана по мере продвижения по 50 параллели от Ньюфаундленда на восток.

При летних подтипах циркуляции (E_2, C_3) наблюдается более или менее равномерное поступление тепла на акваторию Северной Атлантики (рис. 69 *в*, *г*).

Такие распределения величин теплового баланса поверхности Северной Атлантики объясняются тем, что зимой холодные воздушные массы поступают сюда с континента Северной Америки или Гренландии, и поэтому в западных районах океана имеет место большая теплоотдача. По мере продвижения на восток воздушные массы трансформируются, разница между температурой

воды и воздуха становится небольшой и в результате резко уменьшаются потоки тепла и влаги с поверхности океана. В летние месяцы потери тепла невелики и суммарный тепловой баланс поверхности океана определяется в основном приходом лучистой энергии. Распределения суммарной солнечной радиации прежде всего зависят от высоты солнца и характера облачности.

Анализируя карты компонентов теплового баланса, можно заметить, что тепло- и влагообмен через поверхность Северной Атлантики в разных районах имеет различную интенсивность. Особо активные области океана могут быть названы очагами взаимодействия океана и атмосферы. В осенне-зимние месяцы в очагах взаимодействия океана и атмосферы располагаются области интенсивного формирования циклонов. Есть основания считать, что решающая роль при зарождении циклонов в очагах взаимодействия принадлежит энергии, получаемой атмосферой от океана. В летний период, когда отсутствуют очаги теплоотдачи, глубокие циклоны образуются значительно реже.

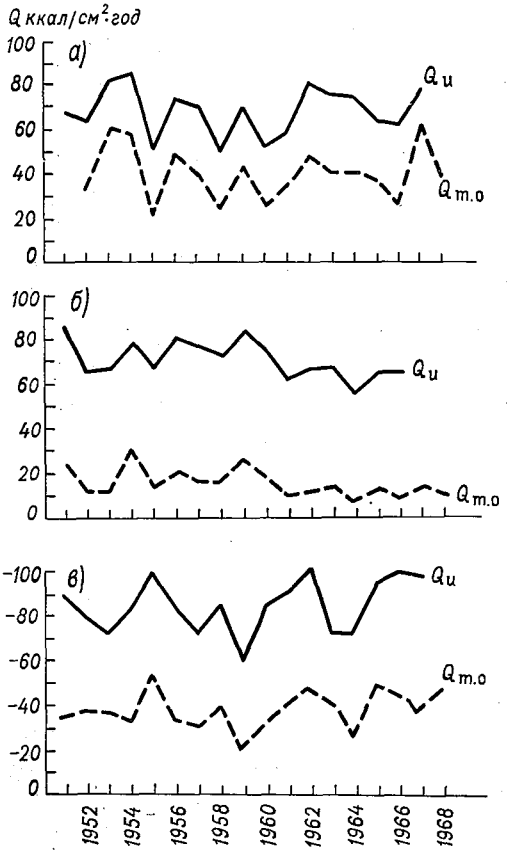


Рис. 68. Многолетние изменения годовых сумм потерь тепла на испарение Q_u и турбулентного теплообмена с атмосферой $Q_{т.о}$ в Северной Атлантике по данным кораблей погоды B(*а*), G(*б*), M(*в*).

Поскольку изменения теплового баланса поверхности океана согласуются с колебаниями атмосферной циркуляции, то имеется возможность судить об изменчивости термических процессов по распределению атмосферного давления и типовым картам составляющих теплового баланса. Однако в настоящее время этот метод долгосрочного прогноза температуры воды еще не доведен до оперативных испытаний.

В оперативной практике учреждений Гидрометслужбы СССР широко используются упрощенные методы расчета отдельных составляющих теплового баланса для целей прогноза температуры воды в холодную половину года.

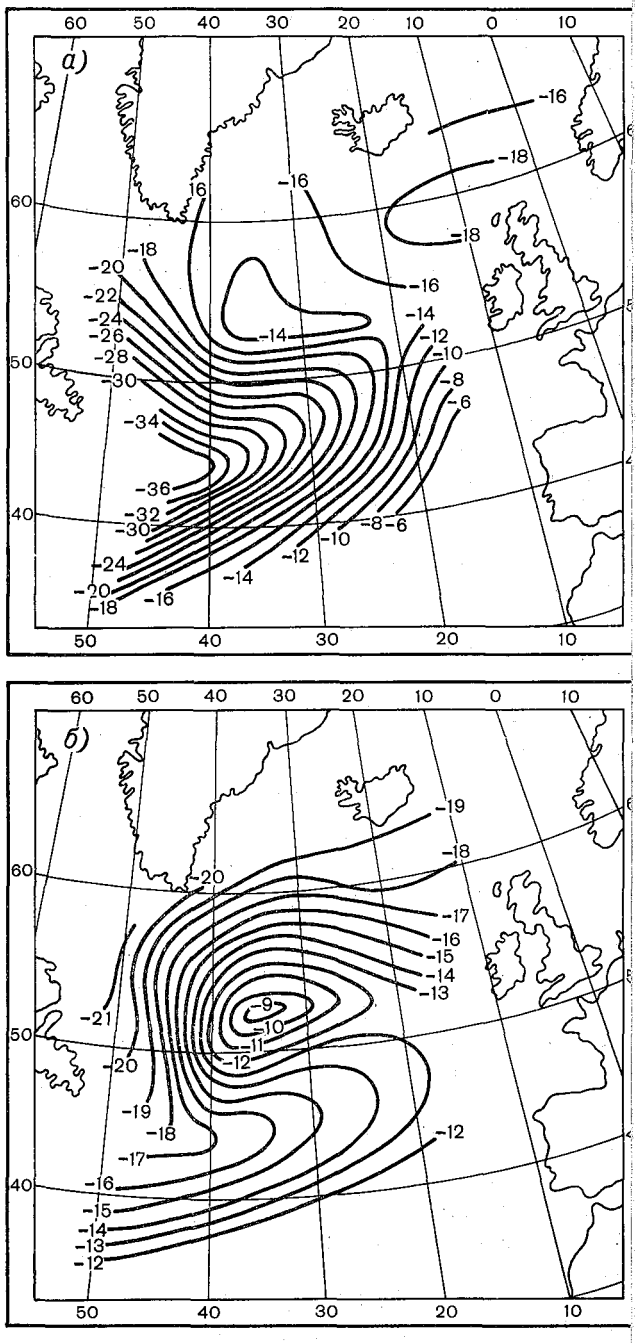
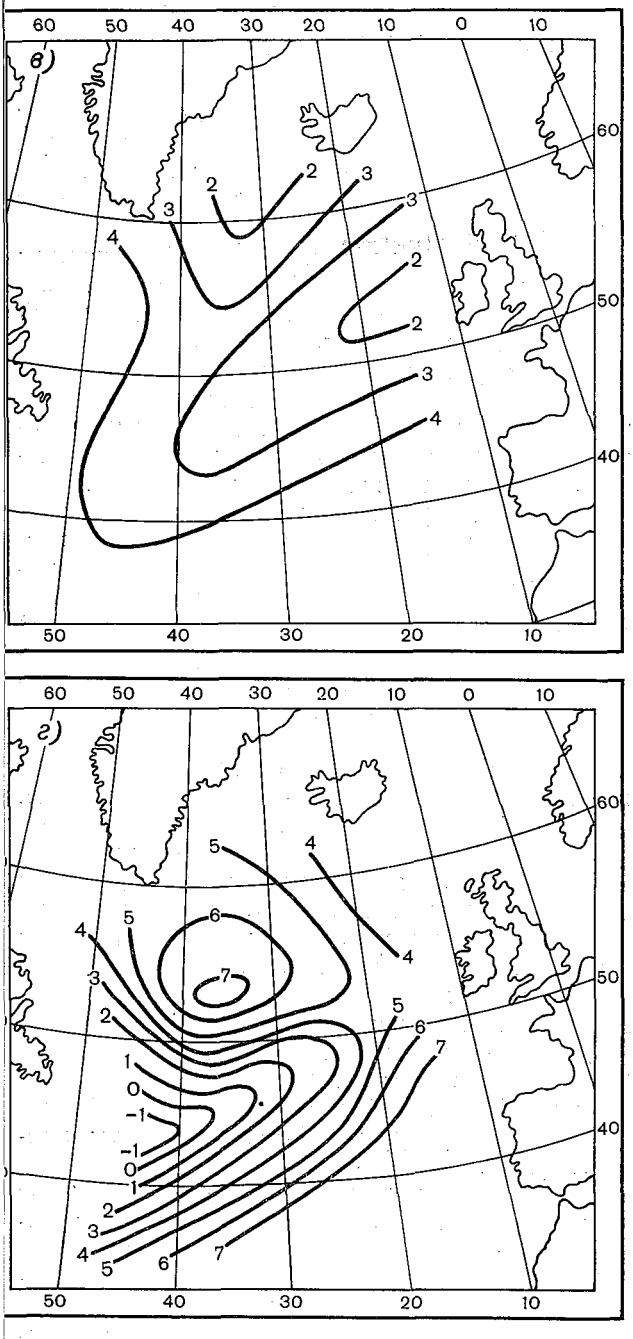


Рис. 69. Распределение величин суммарного тепловог
типах атмосферной циркуляци



ланса ΣQ на поверхности Северной Атлантики при под-
$_6$ (*а*), E_3 (*б*), E_2 (*в*), C_3 (*г*).

§ 2. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В СЛОЕ КОНВЕКТИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

В Гидрометцентре СССР разработан метод прогноза температуры воды в осенне-зимний период по минимальному количеству гидрометеорологических наблюдений (схему расчета температуры воды в слое конвективного перемешивания см. в § 3 гл. VIII).

Здесь рассмотрим лишь метод прогноза температуры воды большой заблаговременности.

Метод прогноза температуры воды для холодной половины года был несколько видоизменен Г. Н. Милейко для условий океанов, потому что глубоководных гидрологических наблюдений в океанах недостаточно и производство их в холодную часть года сопряжено со значительными трудностями.

Поскольку плотность и толщина слоя гомотермии обычно рассчитываются по температуре воды и солености, то предполагается, что в каждой точке океана глубина и температура перемешанного слоя должны быть тесно связаны между собой. Эти локальные зависимости в общем случае имеют нелинейный характер, поскольку определяются распределением плотности по вертикали. Для того чтобы иметь представление о характере изменения глубины конвекции по акватории океанов, необходимо располагать такого вида зависимостями по достаточно густой сети станций. При нахождении таких расчетных зависимостей можно воспользоваться материалами обычных гидрологических разрезов, выполненных в период максимального прогрева вод.

В случае пренебрежения адвекцией тепла течениями можно полагать, что одной и той же температуре воды однородного слоя будет соответствовать определенная глубина конвективного перемешивания. Эта глубина при одних и тех же значениях температуры воды данной точки наблюдений в океане из года в год должна быть неизменной. Основываясь на таких допущениях, Милейко для определения глубины конвективного перемешивания использовал гидрологические наблюдения в северных частях Атлантического и Тихого океанов в период максимального теплонакопления (июль—сентябрь). Глубины конвективного перемешивания рассчитывались для интервалов понижения температуры воды, равных 1° С. Этот интервал был выбран из возможности линейной аппроксимации криволинейной зависимости $H=f(t_w)$ на малых участках изменений температуры ($\Delta t_w=1°$). Расчеты проводились по схеме Н. Н. Зубова.

Карты глубины конвективного перемешивания построены от максимальных до минимальных значений температуры воды поверхностного слоя.

Полученные Г. Н. Милейко карты дают возможность определить по температуре воды поверхностного слоя глубину конвективного перемешивания. При этом предполагается, что t_w поверхностного слоя тождественна t_w перемешанного слоя.

Итак, исходными данными для прогноза температуры воды в холодную половину года являются:

1) судовые попутные наблюдения над температурой воды поверхностного слоя океана в конце летнего прогрева воды;

2) ежемесячные прогнозы температуры воздуха над океаном;

3) карты глубин конвективного перемешивания.

На основе этих данных прогноз температуры воды составляется с шагом, равным одной декаде. Для первого шага берут фактическую температуру воды и прогностическую температуру воздуха.

В дальнейшем при каждом новом шаге используют рассчитанные значения температуры воды. Влияние адвекции учитывается при помощи карт среднемноголетних характеристик течений и фактических горизонтальных градиентов температуры воды.

Упрощенные зависимости для определения суммарных теплопотерь воды изменяются от месяца к месяцу. Вследствие этого определение теплопотерь производится для каждого месяца в отдельности по «локальной» для этого периода зависимости:

$$\Delta Q = f(t_w - t_a). \qquad (182)$$

Опыт составления оперативных прогнозов по рассмотренному методу показал, что с месячной заблаговременностью можно получить вполне удовлетворительные результаты.

§ 3. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА УЧЕТЕ ХАРАКТЕРА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Процессы, развивающиеся в атмосфере, в значительной степени определяются ее тепловым и динамическим взаимодействием с океаном. Так, например, свыше 60% тепла атмосфера получает от подстилающей поверхности за счет потерь тепла на испарение и турбулентного теплообмена. При анализе годового хода потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой замечено, что обе эти составляющие теплового баланса водной поверхности достигают наибольших значений в холодную часть года. В теплую часть года тепловое взаимодействие океана с атмосферой проявляется слабо.

Из-за того что обмен тепловой энергией между поверхностью океана и атмосферой в теплую часть года затруднен, а радиационный баланс поверхности моря от года к году меняется незначительно, можно полагать, что аномалии температуры воды формируются главным образом под действием атмосферных процессов в осенне-зимний период года. В свою очередь тепло, поступающее в атмосферу из океана, во многом определяет ход наблюдаемых в ней явлений. Это подтверждается сопоставлением очагов наибольших и наименьших величин потоков тепла и влаги

с положениями и траекториями циклонов и антициклонов в Северной Атлантике за конкретные даты (рис. 70).

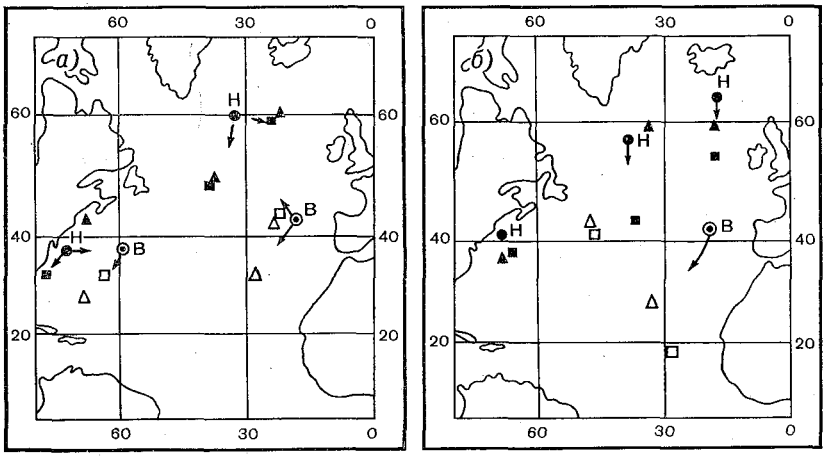


Рис. 70. Расположение очагов теплоотдачи и центров барических образований в Северной Атлантике 8 января (*а*) и 18 января (*б*) 1958 г.

1) P_{max}, *2*) LE_{max}, *3*) P_{min}, *4*) LE_{min}, *5*) циклоны, *6*) антициклоны.

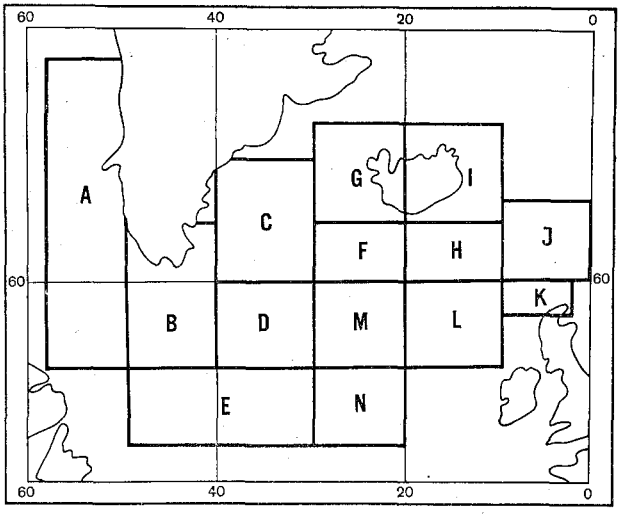


Рис. 71. Квадраты Смеда в Северной Атлантике.

Н. А. Белинский провел синхронное сопоставление интенсивности циклонической и антициклонической деятельности над восточной частью Северной Америки с аномалиями температуры поверхностного слоя воды для ряда квадратов Смеда (рис. 71).

При осреднении температуры воды по сезонам за теплый и холодный периоды года и сглаживании по пятилетним периодам Белинский получил связи, которые характеризуются довольно высокими коэффициентами корреляции ($r=0{,}57 \div -0{,}88$).

При усилении антициклонической циркуляции во всех указанных районах Северной Атлантики температура воды понижается, а при усилении циклонической циркуляции — повышается. Найденную связь можно легко объяснить. При поступлении воздуха из северных районов Америки на океан увеличиваются потери тепла поверхностью океана на турбулентный теплообмен, испарение и эффективное излучение. Эти же потоки обусловливают увеличение скорости Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений и смещение струй системы Гольфстрим. Если преобладает циклоническая циркуляция в Северной Атлантике, наблюдается зональный перенос воздушных масс, несколько уменьшаются потери тепла поверхностью океана и изменяется характер морских течений.

Для подтверждения того, что циклоническая и антициклоническая деятельность над восточной частью Северной Америки связана с температурой воздуха над Атлантикой, было проведено сопоставление рядов температуры воздуха на ст. Нанарталик, расположенной на южной оконечности Гренландии, с индексами Белинского над указанным выше районом. В результате сопоставления был получен коэффициент корреляции ($r=-0{,}62\pm0{,}07$). Поскольку температура воды от года к году меняется в сравнительно узких пределах, то разность между температурами воды и воздуха определяется главным образом колебаниями температуры воздуха. Таким образом, температура воздуха может рассматриваться как показатель колебаний потерь тепла, происходящих в холодную часть года с поверхности океана. Связь между температурой воздуха на ст. Нанарталик, осредненной за октябрь—март, и аномалиями температуры воды в каждом из восьми квадратов Смеда за апрель—сентябрь оказалась достаточно тесной, особенно для квадратов A ($r=0{,}79\pm0{,}04$) и B ($r=0{,}80\pm0{,}04$). Такие высокие коэффициенты корреляции указывают с достаточной определенностью на существование связи между температурами воды и воздуха, однако по мере удаления от Гренландии к югу коэффициенты корреляции между t_a в Нанарталике и t_w уменьшаются. Из сказанного следует, что если бы можно было воспользоваться температурами воздуха непосредственно над каждым из рассматриваемых квадратов Смеда, то зависимости были бы более тесными.

Опираясь на рассмотренные выше закономерности, Н. А. Белинский и А. И. Каракаш разработали методы прогноза аномалий температуры воды для теплого полугодия (апрель—сентябрь). В качестве предсказателей были взяты температура воздуха на береговых или островных станциях за предшествующую холодную часть года (октябрь—март) и индексы циркуляции за то же время. В некоторых случаях в прогностические зависимости

оказалось целесообразным ввести температуру воды за предшествующее время. Зависимость в общей форме имеет вид

$$(t_a)_{\text{IV–IX}} = f(t_a,\ t_w,\ I)_{\text{X–III}},$$

где t_a и t_w — температура воздуха и воды на одной из станций за предшествующий промежуток времени в том же районе, I — индекс атмосферной циркуляции над районом Северной Америки или Северной Атлантики.

В настоящее время для количественной оценки особенностей атмосферной циркуляции широко используются приемы разложения гидрометеорологических полей по полиномам Чебышева и естественным составляющим.

Рассмотрим два метода долгосрочного прогноза температуры воды в теплую половину года, основанные на такого рода разложениях.

Для прогноза аномалий температуры воды В. Ф. Шапкина в качестве показателей циркуляции атмосферы использовала разложение полей аномалий циклонической и антициклонической деятельности в ряд по полиномам Чебышева.

При разработке прогностических уравнений для осенне-зимних месяцев в качестве предсказателей берется сумма коэффициентов полиномов A_{ij} за предшествующий месяц и сумма аномалий температуры воздуха за три предшествующих месяца, вычисленная по данным береговых станций. Так как зимой температура воды однородна по вертикали, то все зависимости находились для слоя 0—200 м.

Для летних месяцев очень важно учитывать аномалии температуры воды, сложившиеся зимой, ибо в подповерхностном слое они сохраняются в течение всего лета. В уравнениях регрессии для прогноза температуры воды на месяц вперед в качестве аргументов взяты суммы коэффициентов A_{ij} за предшествующий месяц и суммы аномалий температуры воздуха за холодный период года (октябрь—март) по данным береговых станций.

Летом аномалии температуры воды в верхнем слое (0—25 м) недостаточно хорошо связаны с аномалиями нижележащих слоев. Поэтому летом следует давать отдельно прогноз для верхнего слоя, ибо он более всего подвержен влиянию прогрева. При нахождении уравнений регрессии для слоя 0—25 м были использованы также суммы коэффициентов разложения поля давления в ряд по полиномам Чебышева за предшествующий месяц и суммы аномалий температуры воздуха за три предшествующих месяца.

В последнее время в работах ГГО, ААНИИ и Гидрометцентра СССР для аналитического представления полей метеорологических и гидрологических элементов выбирают способ разложения в ряды по собственным функциям или естественным составляющим (см. § 3 гл. III). На этой основе М. Г. Глаголева предложила методику прогноза распределения температуры воды в Северной Атлантике по данным кораблей погоды. Для нахождения естественных составляющих аномалий среднемесячного давления над северным

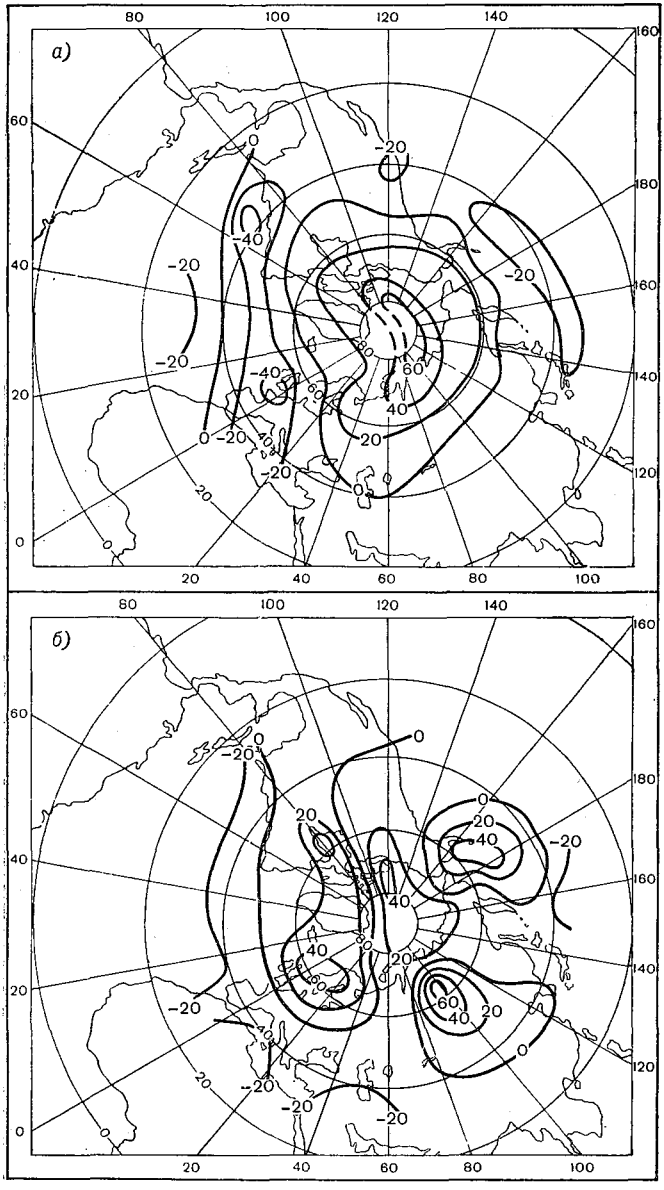


Рис. 72. Естественные составляющие аномалий среднемесячного давления X_1 *(а)* и X_2 *(б)* над северным полушарием, рассчитанные по пяти секторам.

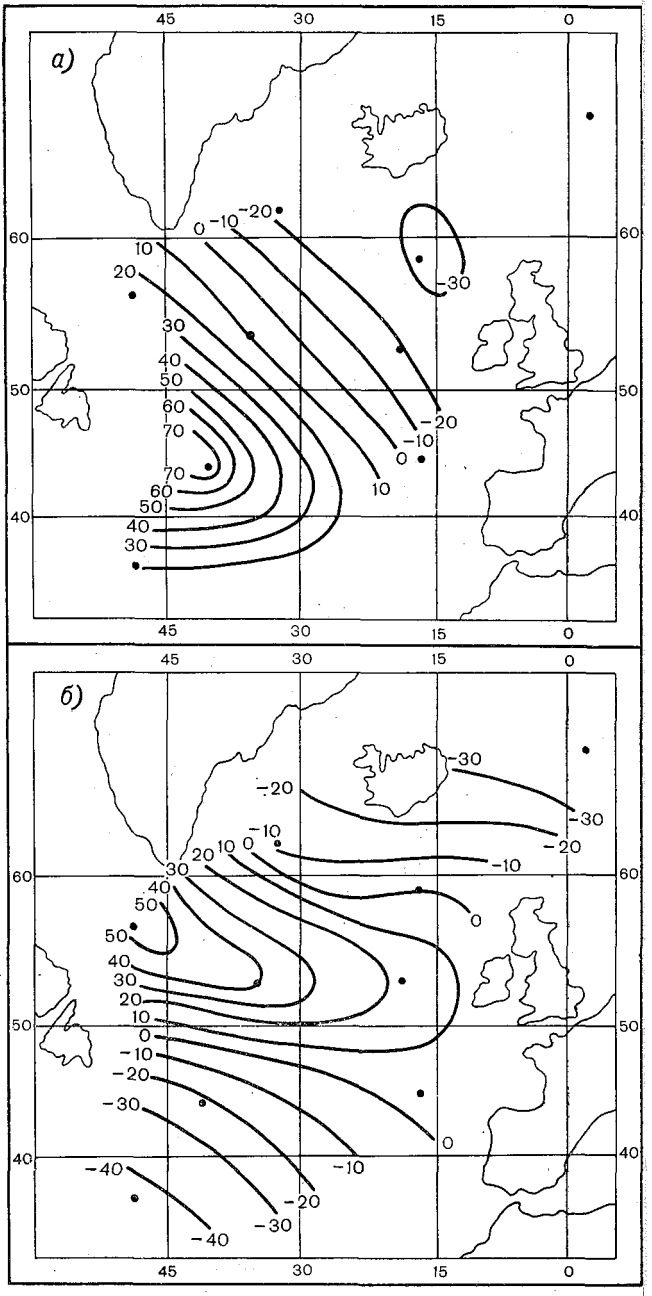
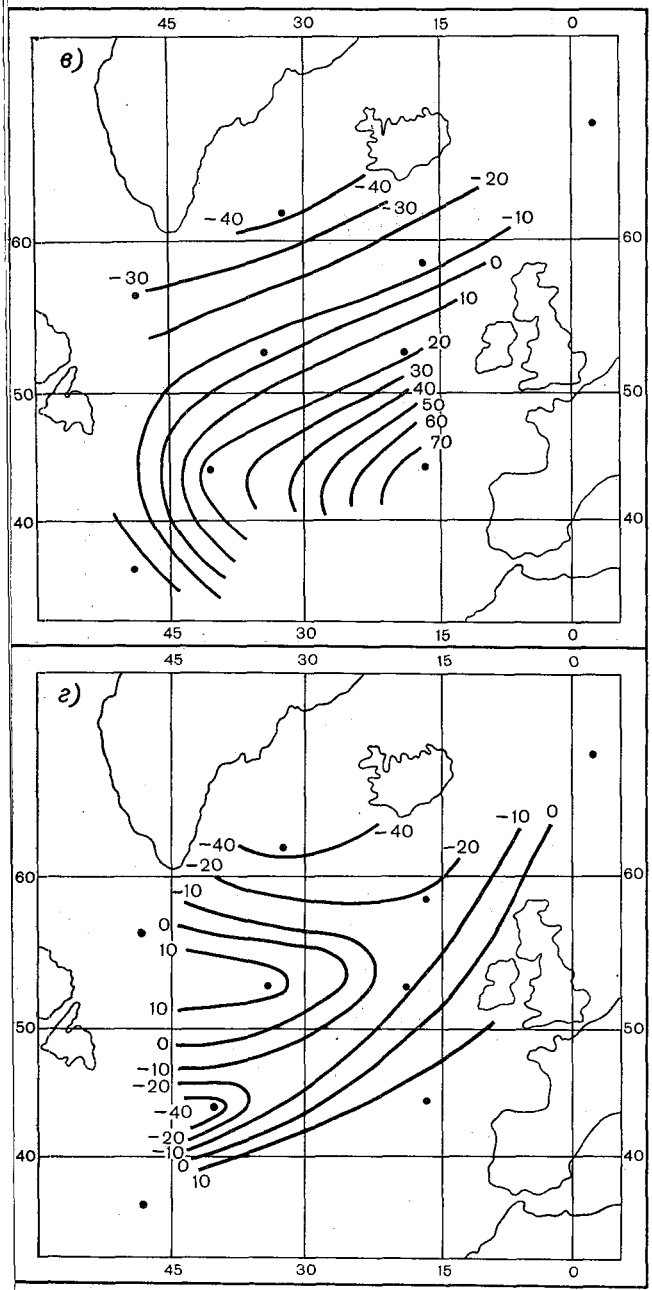


Рис. 73. Естественные составляющие аномалий тем



туры воды (значения увеличены в 100 раз).

полушарием использовались данные за 1931—1949 и 1958—1965 гг. Был отобран ряд из 150 случаев, куда входили как экстремальные, так и близкие к норме величины давления воздуха. Северное полушарие было разбито на пять секторов: I — Атлантический океан, II — Европа, III — Азия, IV — Тихий океан, V — Северная Америка. Среднее число точек равно 89.

Естественные составляющие были найдены для всех пяти секторов. Собственные числа характеризуют вклад соответствующего члена разложения в общую дисперсию. Во всех случаях сумма первых пяти членов учитывает 80—90% дисперсии, а сумма восьми членов — около 95%. Таким образом, основная информация о поле давления воздуха содержится уже в первых пяти слагаемых. Элементарные поля, соответствующие первому и второму членам разложения, представлены на рис. 72.

По полученным естественным составляющим с помощью ЭВМ были рассчитаны коэффициенты разложений аномалий среднего месячного давления для всего имеющегося ряда лет. Формула для расчета имеет вид

$$B_i^P = \sum \Delta P(x) X_i(x), \tag{183}$$

где $\Delta P(x)$ — значения аномалий давления данного поля в точках выбранной сетки, $X_i(x)$ — значения естественных составляющих в соответствующих точках поля, B_i^P — коэффициенты разложения данного поля для $i = 1, 2, \ldots, 8$.

Поля температуры воды поверхностного слоя также представлены в виде естественных составляющих. На рис. 73 изображены первые четыре естественные составляющие аномалий средней месячной температуры воды. Из рисунка видно, что естественные составляющие имеют более сложную конфигурацию в западной части Атлантики. Это объясняется, по-видимому, тем, что изменчивость температуры воды в западных районах океана больше, чем в восточных. Для всего имеющегося ряда наблюдений были рассчитаны коэффициенты разложения. Так, например, М. Г. Глаголева для прогноза температуры воды в августе использовала барическое поле над Северной Атлантикой и Северной Америкой в январе. Предшествующее поле температуры воды бралось за июнь. Для каждого коэффициента поля аномалий температуры воды методом множественной корреляции были получены уравнения вида

$$B_i^{t\,\mathrm{VIII}} = f\left(B_k^{P\,\mathrm{I}},\ B_i^{t\,\mathrm{VI}}\right), \tag{184}$$

где $B_i^{t\,\mathrm{VIII}}$ — прогнозируемые коэффициенты разложения поля аномалий температуры воды в Северной Атлантике по данным кораблей погоды в августе, $B_k^{P\,\mathrm{I}}$ — коэффициенты разложения аномалий атмосферного давления над районами I+V секторов в январе, $B_i^{t\,\mathrm{VI}}$ — коэффициенты разложения поля аномалий температуры воды в июне.

Аналогичные уравнения для прогноза коэффициентов поля аномалий температуры воды получены и для других летних месяцев.

§ 4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Выше рассматривались методы прогноза температуры воды, в которых широко используются различные показатели циркуляции атмосферы на уровне моря. Однако эти индексы не всегда отражают характер крупных изменений в циркуляции атмосферы. В связи с этим целесообразно воспользоваться полем температуры воздуха, осредненным по вертикали между изобарическими поверхностями 1000 и 500 мбар, т. е. в нижнем слое атмосферы толщиной около 5 км.

Для количественной оценки средней температуры Д. А. Дрогайцев предложил использовать карты $ОТ^{500}_{1000}$, осредненные по естественным синоптическим периодам (е. с. периодам). На картах $ОТ^{500}_{1000}$ четко вырисовываются очаги тепла и холода, позволяющие определить пути переноса тепла из тропиков и холода из Арктики. В качестве числовой оценки очагов тепла и очагов холода берутся отклонения значений геопотенциала $ОТ^{500}_{1000}$ от среднемноголетних величин.

В прогностических уравнениях обычно используется полусумма наибольших и наименьших значений аномалий $ОТ^{500}_{1000}$ за исследуемый период, которая называется индексом меридионального переноса тепла и холода. В практике долгосрочных гидрометеорологических прогнозов уже не раз выдвигалось предположение о том, что прогностические указания на будущее содержат не все е. с. периоды, а лишь те из них, которые в каком-либо отношении обладают экстремальными характеристиками. Индексы меридионального переноса тепла были использованы для прогноза температуры воды в Баренцевом море. Оказалось, что температура воды зимой и летом на гидрологических разрезах хорошо коррелируется с индексами тепла и холода в атмосфере предшествующего предзимья, взятыми над любой точкой Баренцева моря. Выбор точки не имеет особенно большого значения, так как величина индексов незначительно меняется по акватории моря.

Точки, в которых вычислялись индексы, находились на пересечении параллелей 70 и 75° с меридианами 20 и 40°.

Способом прямолинейной интерполяции в направлениях параллелей и меридианов находилась суммарная величина индексов по формуле

$$S_I = \frac{39I_{75,20} + 81I_{75,40} + 91I_{70,20} + 189I_{70,40}}{200}.$$

В табл. 23 приведены коэффициенты корреляции между аргументом $S_{I\,(X-XII)}$ и t_w слоя 0—200 м, а для сравнения даны коэффициенты корреляции инерционной связи t_w того же слоя каждого месяца с t_w в предшествующем предзимье.

Таблица 23

Коэффициенты корреляции между индексом меридионального переноса и температурой слоя воды, а также инерционные связи

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$r_{S,\,t_w}$	0,83	0,86	0,81	0,73	0,79	0,74	0,72	0,65	0,81	0,70	0,54	0,06
$r_{\text{инер}}$	0,63	0,37	0,25	0,35	0,31	0,29	0,11	0,17	0,25	0,19	0,28	—0,17

Аномалии, обусловленные атмосферными процессами в период предзимья, сохраняются в течение всей последующей зимы, весны, лета и даже осени, исчезая лишь в следующем предзимье. При объяснении этого явления надо исходить из следующего. Интенсивность суммарной теплоотдачи в годовом ходе достигает максимума к середине зимы. Охлаждение достигает большой глубины, поэтому многолетние колебания интенсивности осенне-зимнего выхолаживания в зависимости от хода атмосферных процессов сказываются на температуре воды в значительной толще. Напротив, весенне-летний прогрев затрагивает лишь верхние слои, поэтому аномалия, сложившаяся в результате летнего прогрева, может быстро сменить свой знак осенью. Другая причина сохранения знака аномалии температуры воды в течение длительного времени заключается в том, что в сезоне предзимья формируется аномалия в развитии атмосферных процессов, которая как доминирующая сохраняется затем в течение года и определяет его индивидуальные метеорологические особенности.

Обобщая указанную зависимость, понятную с физической стороны, логично сделать предположение, что эта связь свойственна океану. Этот вывод имеет далеко идущие последствия для изучения многолетних колебаний температуры в открытом океане. Хорошо известно, что гидрологические наблюдения на океанах производятся в ограниченных районах, но по акватории Мирового океана составляются приземные и высотные синоптические карты. Следовательно, имеется возможность составлять прогнозы температуры воды на синоптической основе.

Дальнейшее усовершенствование этого метода и проверку его на больших рядах наблюдений провели в ЛГМИ Е. И. Серяков и В. В. Крылова. О тесноте асинхронных связей между суммарным индексом меридионального переноса в предшествующем предзимье S_I и последующими величинами среднеквартальной температуры воды на стандартных разрезах Баренцева моря можно судить по рис. 74.

Весьма перспективным моментом в данном методе является возможность составления прогноза поля температуры воды для различных морей.

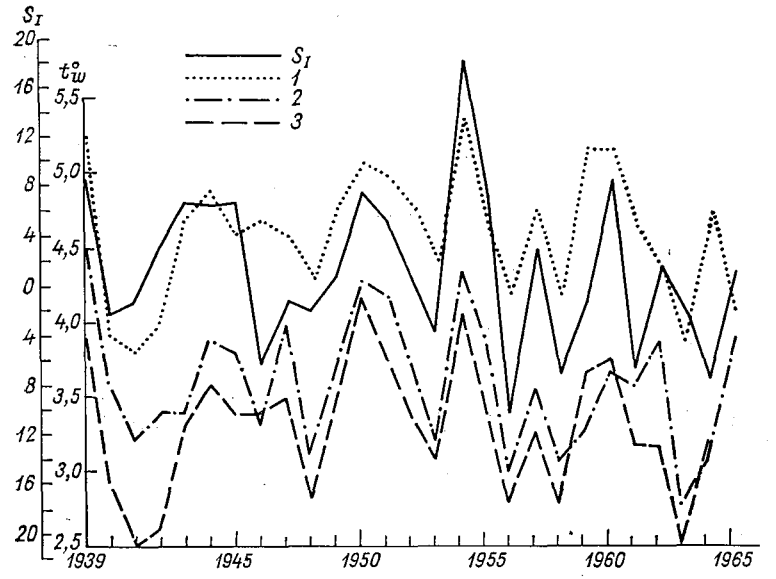


Рис. 74. Многолетний ход индексов меридионального переноса тепла и холода в предзимье предшествующего года и среднеквартальной температуры воды на стандартных разрезах Баренцева моря.

1) t_w (VII–IX)· *2)* t_w (I–III)· *3)* t_w (IV–VI)·

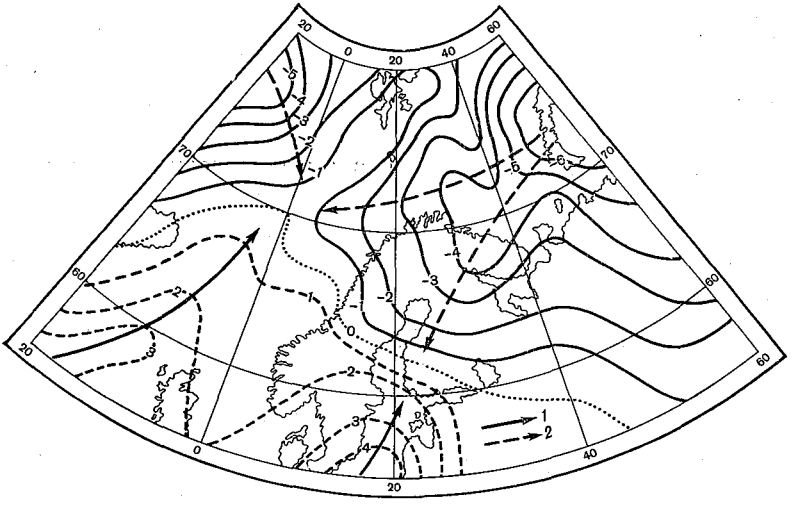


Рис. 75. Индексы меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере, рассчитанные на предзимье 1957 г.

1 — направление переноса тепла, *2* — направление переноса холода.

В начале января текущего года по картам индексов меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере за предшествующее предзимье можно получить представление о знаке аномалии температуры воды деятельного слоя на три последующих сезона (рис. 75).

§ 5. КОМПОНЕНТНО-ГАРМОНИЧЕСКИЙ МЕТОД СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Многие исследователи пытались разработать методику сверхдолгосрочных прогнозов различных гидрометеорологических элементов на основе гармонического анализа. Этот подход к проблеме морских прогнозов наиболее полно освещен в работах И. В. Максимова. Используя метод Шустера для выделения скрытой периодичности в макроявлениях, Максимов установил несколько циклов в многолетних колебаниях ледовитости морей, температуры воды, уровня и других элементов.

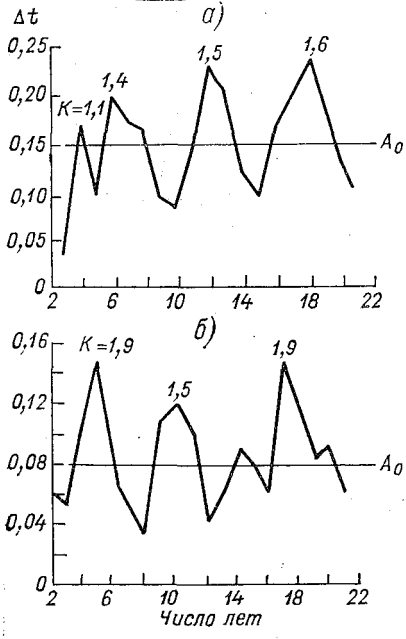


Рис. 76. Периодограммы многолетних (1876—1939 гг.) изменений температуры воды на поверхности в квадратах Смеда В (*а*) и J (*б*).

Изучение циклических колебаний прежде всего ставит задачу распознавания спектральной структуры реальных процессов по результатам их измерения. В настоящее время спектральные методы изучения колебаний получили широкое применение во всех геофизических исследованиях.

Реальность циклических колебаний обосновывается воздействием на океанические и атмосферные процессы сил космического и геофизического происхождений.

К внешним факторам, влияющим на процессы в океане и атмосфере, следует отнести:

1) солнечную активность;
2) долгопериодный лунный деклинационный прилив;
3) движение полюсов Земли;
4) колебание скорости вращения Земли.

Выявив цикличность в длительных рядах наблюдений над элементами режима морей и океанов и установив достаточно тесную связь с внешними воздействиями, Максимов разработал компонентно-гармонический метод прогноза макроявлений. Сущность его сводится к выявлению основных компонентов или «волн» в реально наблюдаемых явлениях природы в прошлом и предвычислению каж-

дой волны на основе гармонического анализа. Затем все компоненты суммируются. Полученная величина и представляет собой прогнозируемое значение какого-либо элемента режима.

Однако нужно иметь в виду, что в рассматриваемом методе прогноза принято допущение о том, что отдельные циклы в сложном ходе природного явления имеют на всем протяжении их изучения постоянные параметры. Иначе говоря, фазы и амплитуды выделенных периодов (циклов) не меняются во времени на период прогноза.

И. В. Максимов, Н. П. Смирнов и др. подвергли анализу по методу Шустера длительные ряды наблюдений над температурой воды и воздуха, ледовитостью арктических морей и формами атмосферной циркуляции. Так, например, полученные результаты периодограммanализа для Баренцева и Норвежского морей, Фареро-Шетландского пролива, квадратов Смеда в Северной Атлантике свидетельствуют о сложной структуре многолетних колебаний термических характеристик вод указанных выше районов (рис. 76).

При практическом использовании компонентно-гармонического метода следует помнить о том, что вопрос о характере связи между причиной явления и его следствием в этом случае не рассматривается.

В качестве примера в табл. 24 приводятся выявленные периоды τ, фазы φ, «вес» каждой «волны» в градусах и процентах от абсолютной амплитуды $\left(A° \text{ и } \frac{A}{A_{абс}}\%\right)$ ряда наблюдений над температурой воды в квадратах Смеда, а также критерий Шустера (К).

Таблица 24

Температура воды на поверхности

τ	$A°$	$\frac{A}{A_{абс}}\%$	φ	K
Квадрат Смеда B ($A_{абс}=1{,}4°$)				
4,1	0,17	12,1	82	1,1
6,3	0,21	15,0	90	1,4
12,2	0,23	16,4	44	1,5
18,0	0,24	17,1	104	1,6
Квадрат Смеда I ($A_{абс}=0{,}8°$)				
4,8	0,25	18,8	233	1,9
9,8	0,12	15,0	221	1,5
17,2	0,15	18,8	27	1,9

Первый опыт учета космо-геофизических факторов при обосновании долгосрочных прогнозов океанологических характеристик был сделан И. В. Максимовым в 1954 г. В результате анализа наблюдений по методу Шустера выделялись «взносы», вносимые

в общие изменения характеристик ряда 7-летними нутационными, 11-летними солнечнообусловленными, 19-летними долгопериодными приливными вариациями режима и вековым циклом солнечной активности. На основании этого составлялось прогностическое уравнение многолетних изменений ряда за 60 лет. Как обычно это уравнение проверялось первоначально на зависимом ряде лет наблюдений.

Статистическая оценка надежности выявленных периодограмм-анализом квазипериодических закономерностей, а также расчет по прогностическому уравнению за прошлые годы все же не является достаточным критерием правильности прогнозирования, ибо

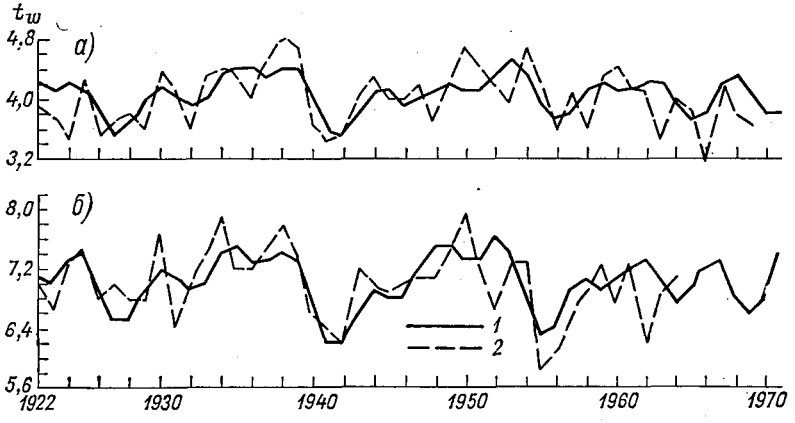


Рис. 77. Хронологический график прогностических (*1*) и наблюденных (*2*) величин среднегодовой температуры воды для Кольского меридиана (*а*) и ст. Скомвер-Фур в Норвежском море (*б*).

необходимо еще составлять опытные прогнозы по данному методу. Если будут получены хорошие результаты по всем видам проверки прогноза, то только тогда целесообразно рекомендовать его для оперативных целей.

В качестве примера рассмотрим зависимости для прогноза среднегодовых значений температуры воды в слое 0—200 м по Кольскому меридиану и поверхности моря по ст. Скомвер-Фур (рис. 77). Многолетние изменения температурных условий Баренцева и Норвежского морей в какой-то степени формируются в результате сложения колебаний с периодами около 4, 7, 11 и 18 лет. При этом сделано допущение, что характер многолетних колебаний сохраняется постоянным в течение примерно 5 лет. Это допущение и определило заблаговременность прогноза.

Прогностические уравнения имели следующий вид:
для Кольского меридиана

$$t_w = 4{,}05 + 0{,}18 \sin(75{,}8\tau + 227) + 0{,}18 \sin(47{,}4\tau + 76) +$$
$$+ 0{,}18 \sin(26{,}9\tau + 80) + 1{,}0 \cdot 10^{-4} V_{t-3} + 0{,}02;$$

для ст. Скомвер-Фур

$$t_w = 7{,}02 + 0{,}26 \sin(78{,}4\tau + 195) + 0{,}18 \sin(50\tau + 26) + \\ + 0{,}35 \sin(29{,}1\tau + 46) + 1{,}56 \cdot 10^{-4} V_{t-3}.$$

Здесь $\tau = 0$ для 1922 г., V — приливообразующая сила.

Эти уравнения составлены на основании периодограммanализа среднегодовых значений температуры воды в рассматриваемых районах. Приливная по происхождению вариация в температуре воды получена из уравнения регрессии в зависимости от 19-летней составляющей потенциала приливообразующей силы V. Для Кольского меридиана значения аномалий температуры воды в 18—19-летнем цикле рассчитывались со сдвигом три года относительно силы V. Значения 4,05 и 7,02° представляют среднемноголетние величины температуры воды соответственно для Кольского меридиана и ст. Скомвер-Фур. Оперативная проверка оправдываемости таких сверхдолгосрочных прогнозов, составленных по вышеприведенным уравнениям, показала, что для величин, близких к норме, ошибки прогноза не выходят за пределы среднеквадратичных отклонений (для Кольского меридиана ±0,3°, для ст. Скомвер-Фур ±0,5°). Для резко аномальных лет ошибка прогноза температуры воды, составленного компонентно-гармоническим методом, значительно превышает допустимые пределы. Так, например, для 1966 г. ошибка прогноза среднегодовой температуры воды на Кольском меридиане превышала 3σ.

§ 6. ГЕНЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ, ОСНОВАННЫЙ НА УЧЕТЕ КОСМО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СИЛ

Метод сверхдолгосрочных прогнозов, основанный только на гармоническом анализе, как было отмечено ранее, имеет ряд недостатков. В компонентно-гармоническом методе генетический принцип используется только в том, что для прогноза отбираются физически обоснованные циклы, выявленные в рассматриваемом ряде наблюдений того или иного элемента режима моря.

В 1964 г. И. В. Максимов и Н. П. Смирнов разработали генетический метод сверхдолгосрочных прогнозов. Сущность этого метода состоит в следующем. В генетическом методе непосредственно рассматриваются отдельные компонентные связи, характеризующие долгопериодную часть прогнозируемого элемента. Основой генетического метода является связь между внешними возбуждающими факторами и гидрометеорологическими элементами. При этом первоначально разрабатываются способы прогноза космо-геофизических факторов.

По сравнению с компонентно-гармоническим методом в этом случае работа по составлению прогноза усложняется и распадается на три этапа:

1) установление зависимостей между причиной и следствием;

2) прогноз изменений сил космического и геофизического происхождений;

3) составление прогноза гидрометеорологических явлений.

Нетрудно понять, что данный подход к разработке сверхдолгосрочных прогнозов является более правильным и обоснованным, чем в методах, базирующихся на периодограммanализе. Однако генетический метод требует проведения большой работы по исследованию внешних факторов, причин их изменчивости и установлению связи с гидрометеорологическими явлениями.

Трудности, стоящие на пути широкого использования этого метода, можно разделить на три типа:

1. Для исследования основных закономерностей многолетних колебаний влияющих факторов и гидрометеорологических элементов нужны длительные ряды наблюдений. Как известно, этих материалов еще далеко не достаточно.

2. В генетическом методе необходимо выделить ту часть колебания гидрометеорологического явления, которая является следствием рассматриваемой причины. Для осуществления этого положения требуется провести многочисленные исследования и эксперименты, что не всегда удается сделать.

3. Серьезным препятствием на пути составления прогнозов генетическим методом следует признать отсутствие обоснованных гипотез относительно происхождения тех или иных закономерностей, выявленных статистическим способом.

Генетический метод прогноза был применен Максимовым и Смирновым для сверхдолгосрочного прогноза июльской температуры воды в районе Фареро-Шетландских островов. Наиболее изученной вариацией температурного режима данного района является 18—19-летняя «волна», обусловленная долгопериодным приливом. При этом наибольшая теснота связи ($r=0{,}80$) была установлена при сдвиге на три года величины температуры воды относительно значений долгопериодной части потенциала приливообразующей силы.

Второй по изученности можно считать вариацию температуры воды, обусловленную солнечной активностью. Большинство авторов предполагает воздействие солнечной активности на термический режим через атмосферную циркуляцию, которая в свою очередь влияет на адвекцию тепла течениями и на вертикальные потоки тепла через поверхность моря. Показатели солнечной активности сопоставлялись с изучаемой величиной не синхронно, а со сдвигом три года. Этот интервал получен эмпирическим путем на основе статистических сопоставлений. Такое большое запаздывание в колебаниях теплового режима по отношению к вариациям солнечной активности можно считать следствием инерционности гидрометеорологических процессов. При разработке прогнозов с заблаговременностью до трех лет показатели солнечной активности берутся из наблюдений. А это, как известно, значительно улучшает точность прогноза гидрометеорологических процессов по сравнению с прогнозами, в которых солнечная активность берется по прогнозу.

Многие исследователи отмечали, что существуют семилетние колебания температуры воды. Обычно их происхождение связывают с воздействием на океанические и атмосферные процессы потенциала силы деформации, возникающей вследствие движения полюсов Земли. Вопрос о нутационном происхождении семилетней вариации был впервые поставлен Максимовым. Движение полюсов Земли приводит к возникновению так называемой силы деформации в результате изменений центробежной силы Земли. Как известно, движение полюсов Земли характеризуется наличием трех квазипериодических составляющих: 12-месячной, 14-месячной и 6-летней. 12-месячные колебания являются составной частью сезонных колебаний. 14-месячная составляющая потенциала силы деформации создает явление «полюсного прилива» в океане. Наложение годовых и 14-месячных колебаний в природных процессах приводит к возникновению 6—7-летнего цикла «биения» гидрометеорологических показателей.

Помимо указанных выше вариаций в изменениях различных гидрологических и метеорологических элементов, отмечаются колебания с периодом 80—90 лет, так называемый вековой цикл. Многие исследователи указывали на общее потепление климата нашей планеты в текущем столетии. Это особенно ярко проявилось начиная с 20-х годов в высоких широтах. Отмечено также значительное повышение температуры поверхностного слоя вод Северной Атлантики. Повышения температуры за 1946—1965 гг. по сравнению с 1900—1920 гг. во всех квадратах Смеда (см. рис. 4), весьма ощутимые:

Квадрат Смеда	*A*	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*	*G*
Изменение температуры, °С . .	0,41	0,29	0,67	0,51	0,36	0,61	0,99
Квадрат Смеда	*H*	*I*	*J*	*K*	*L*	*M*	*N*
Изменение температуры, °С . .	0,78	1,05	0,85	0,71	0,77	0,55	0,18

Амплитуды вековой вариации солнечной активности очень значительны и обусловливают изменения гидрометеорологических элементов в некоторых случаях на 30—40% от абсолютной амплитуды многолетних колебаний. В дальнейшем исследовалась связь между силой, вызывающей определенное колебание, и наблюденными аномалиями температуры воды. Ряды температуры поверхности воды были обработаны двумя способами. В одном случае ограничивались сглаживанием по трехлетиям по формуле

$$\bar{a} = \frac{a_1 + 2a_2 + a_3}{4},$$

где a_1, a_2, a_3 — данные соответственно за первый, второй и третий годы.

Затем вычислялись десятилетние средние величины, которые вычитались из ординат кривой колебаний температуры сглаженного ряда. Остаточный ряд при этом должен преимущественно выражать колебания ряда с периодами, не превышающими 10—11 лет.

Полученные ряды температурных аномалий сопоставлялись с индексами циркуляции вод Северной Атлантики:
R_P — нутационного происхождения, R_N — приливного происхождения, обусловленного лунным деклинационным долгопериодным приливом.

Как уже указывалось выше, сопоставления проводились путем сдвига на три года аномалий температуры воды относительно индексов циркуляции вод Северной Атлантики. Уравнение связи имеет вид

$$\Delta t_P = 0{,}0188 R_P + 0{,}20,$$

где Δt_P — изменение температуры под действием «полюсного прилива».

При положительных значениях индекса Максимова R_P уровень имеет наклон от экватора к полюсу, происходит усиление интенсивности Гольфстрима и можно ожидать соответствующего повышения температуры воды.

По аналогии с индексом R_P при положительных значениях индекса R_N интенсивность Гольфстрима возрастает, а температура понижается. При отрицательных значениях индекса происходит понижение t_w. Уравнение связи имеет вид

$$|\Delta t_N|_\tau = 0{,}0025 (R_N)_{\tau-3} + 0{,}05,$$

где Δt_N — изменение температуры под действием лунного деклинационного прилива; τ — год, для которого составляется прогноз; численные коэффициенты — в градусах Цельсия.

Были также получены уравнения связи для изменений температуры воды, обусловленных воздействием 11-летнего и векового циклов солнечной активности:

$$\Delta t_S^{11} = 0{,}0054 W - 0{,}20,$$

$$\Delta t_S^{\text{век}} = 0{,}01 \Delta W_{\text{век}},$$

где Δt_S^{11} — изменение температуры воды под воздействием 11-летнего цикла солнечной активности, $\Delta t_S^{\text{век}}$ — изменение температуры воды под воздействием векового цикла солнечной активности, W — среднегодовое значение чисел Вольфа; $\Delta W_{\text{век}}$ — отклонение среднегодовых значений чисел Вольфа от средневековых величин.

На основании всех полученных эмпирических зависимостей отдельных составляющих суммарная величина июльской температуры воды в районе Фареро-Шетландского пролива может быть представлена общим уравнением:

$$\Delta t_{VII}=0{,}188R_p+0{,}0054\,W+0{,}0025\,(R_N)_{\tau-3}+0{,}01\Delta W_{век}+0{,}05.$$

Обеспеченность невыхода ошибки за 20% многолетней амплитуды для поверочных прогнозов оказалась равной 80%, а коэффициент корреляции между наблюденными и вычисленными аномалиями температуры воды составил 0,73.

В рассмотренном выше примере прогноза температуры воды не учтены сравнительно короткие циклы (2- и 4,5-летний), что уже заведомо вносит существенные погрешности. Кроме того, как известно, изменения солнечной активности распадаются на три главные части: внутригодовые, многолетние и вековые. Однако в вышеприведенном примере прогноза изменения среднемесячных величин чисел Вольфа, которые иногда даже превосходят изменения в 11-летнем цикле, совсем не учитывались. Таким образом, генетический метод сверхдолгосрочных прогнозов, основанный на учете космогеофизических сил, требует еще больших усилий исследователей по его усовершенствованию.

§ 7. ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МАКРОПРОЦЕССОВ

Динамико-статистический метод, разработанный в ЛГМИ Ю. М. Алехиным, отличается от рассмотренных ранее методов прогноза. Сущность этого метода заключается в линейном экстраполировании макропроцессов. Для этой цели привлекается теория стационарных случайных функций.

Для приложения теории случайных функций к природным явлениям Алехин исходит из предпосылки, что крупномасштабные процессы в гидросфере и атмосфере на больших площадях и за длительные интервалы времени можно представить как случайные, сформированные большим числом факторов. В такого рода случайных процессах имеет место внутренняя цикличная скоррелированность, что дает возможность их экстраполировать.

Основным прогностическим уравнением рассматриваемого метода является

$$q_{t+(m-1)}=k_{m,1}q_{t-1}+k_{m,2}q_{t-2}+\ldots+k_{m,n}q_{t-n}=\sum_{\tau=1}^{n}k_m(\tau)\,q_{(t-\tau)}, \tag{185}$$

где q_{t-1}, q_{t-2} — члены многолетнего ряда $Q(t)$ в отклонениях

от нормы ряда $\overline{Q}$ вычисляются по формулам вида $q=(Q-\overline{Q})$; $k_{m,1}$, $k_{m,2}$ — коэффициенты оптимальной экстраполяции; q_{t-n} — последний известный член ряда; $q_{t+(m-1)}$ — прогнозируемый член ряда с заблаговременностью m (сезонов или лет); n — оптимальное число членов.

Практическая часть метода в основном заключается в определении оптимального числа членов n основного прогностического уравнения (185) и коэффициентов экстраполяции k.

Следующим этапом данного метода является вычисление корреляционной функции $R(\tau)$ по формуле

$$R(\tau)=\frac{\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_i-\overline{Q}_1)(Q_{i+\tau}-\overline{Q}_{1+\tau})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_i-Q_1)^2\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_{i+\tau}-\overline{Q}_{1+\tau})^2}}, \qquad (186)$$

где $\overline{Q_1}$ — норма ряда от первого до $(n-\tau)$-ного члена, $\overline{Q_{1+\tau}}$ — норма ряда от $(1+\tau)$ до n-ного члена для целых чисел от $\tau=1$ до $\tau=30$, n — общее число членов ряда.

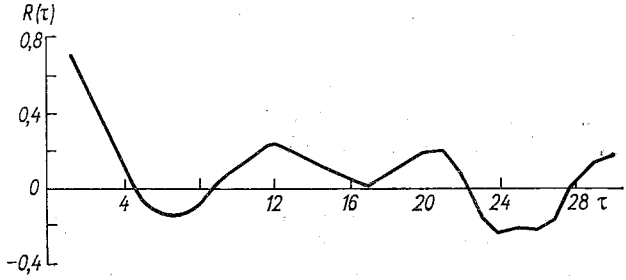


Рис. 78. Корреляционная функция $R(\tau)$ для ряда температуры воды.

Расчет корреляционных функций $R(\tau)$ удобно производить на электронных вычислительных машинах. По значениям корреляционных функций строятся графики корреляционных функций (рис. 78).

Эффективность прогностического уравнения какого-нибудь ряда во многом зависит от вида и устойчивости его корреляционной функции. Для количественной оценки эффективности вводится специальный параметр, названный периодом средней корреляционной функции t_R, который вычисляется по формуле

$$t_R=2\frac{\tau_{посл}-\tau_1}{N-1}, \qquad (187)$$

где τ_1 и $\tau_{посл}$ — абсциссы первой и последней точек пересечения корреляционных функций $R(\tau)$ с горизонтальной осью на графике функции, N — число пересечений $R(\tau)$ с горизонтальной осью.

При составлении прогнозов годового стока рек практика показала, что применение метода будет успешным в 90% случаев, если $t_R \geqslant 8$. Однако для разработки эффективных прогнозов температуры воды этот период оказался несколько меньше (табл. 25).

Таблица 25

Периоды средних корреляционных функций для рядов температуры воды в Северной Атлантике

Место наблюдения	Годы	t_R
Корабль погоды М	1952—1967	7,3
	1954—1966	32,8
	1955—1967	—
Квадрат *K*	1901—1913	8,5
	1947—1959	8,3
	1953—1965	10,9
Квадрат *N*	1901—1913	40,0
Квадрат *D*	1952—1964	7,6
Квадрат *F*	1947—1965	6,3

В качестве примера в табл. 25 приведены периоды корреляционных функций для рядов, состоящих из сезонных значений температуры воды.

В трех рассматриваемых случаях периоды корреляционной функции оказались меньше 8. В одном случае период t_R не приведен; в этом случае t_R вычислить по формуле (187) не представляется возможным, так как коэффициенты корреляции после $\tau = 12$ принимают отрицательные значения.

Приведенные выше значения t_R подтверждают мнение Алехина о том, что критерий предварительной оценки эффективности метода ($t_R \geqslant 8$) хорошо проверен только для годового стока рек, а для других объектов этот критерий может не соблюдаться. Так, например, для корабля погоды М период средней корреляционной функции равен 7,3, однако обеспеченность метода оказалась равной 86%, а эффективность метода по сравнению с природной обеспеченностью составила 32%.

Для каждого временного ряда существует свое собственное оптимальное значение числа слагаемых $n_{опт}$ в основном прогностическом уравнении (185), которое не всегда совпадает с максимально возможным числом слагаемых.

Выбор оптимального числа членов функции экстраполирования производится на основе представления об общей корреляционной функции ряда $\widetilde{R}(n)$. Общая корреляционная функция $\widetilde{R}(n)$ является производной от функции $R(\tau)$, которая характеризует тесноту связи любого члена ряда с n предшествующими членами (рис. 79). Общая корреляционная функция вычисляется по формуле

$$\widetilde{R}(n) = \sqrt{1 - \frac{D_n}{D_{n-1}}}, \qquad (188)$$

где D_n и D_{n-1} — величины определителей, образованных последовательностями соответственно из n и $(n-1)$-го значений корреляционной функции $R(\tau)$.

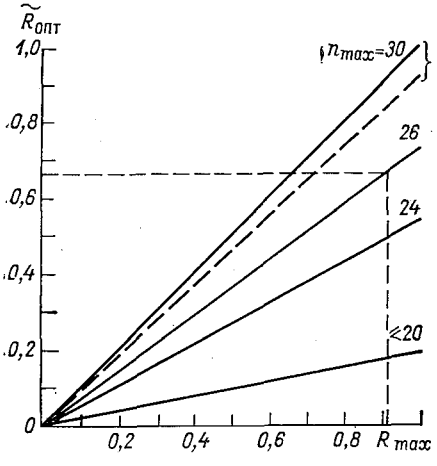


Рис. 79. График определения $R_{опт}$ для рядов годового стока рек.

Каждый ряд $Q(t)$ имеет свое оптимальное значение корреляционной функции $\widetilde{R}_{опт}$. Этим значением и характеризуется теоретическая оценка максимально возможной точности экстраполирования данного ряда по формуле (185). Оптимальное значение общей корреляционной функции $R_{опт}$ не совпадает с ее максимальным значением $\overline{R}_{max}$. В практике использования динамико-статистического метода применительно к прогнозу годового стока рек найдено графическое выражение $\widetilde{R}_{опт}=f(\overline{R}_{max}, n_{max})$ (рис. 80). Величина $R_{опт}$ определяется по известным R_{max} и n_{max}. Затем по $R_{опт}$ на графике общей корреляционной функции находят $n_{опт}$. При разработке методики прогноза температуры воды $n_{опт}$ были определены путем подбора. Выбирают пять значений n и составляют

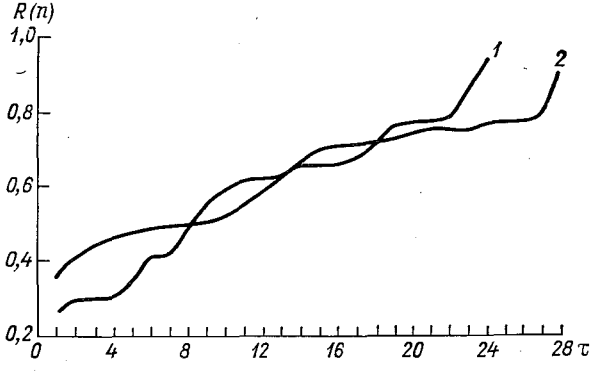


Рис. 80. Графики общей корреляционной функции.

поверочные прогнозы. Значения n, при которых получаются наибольшие обеспеченность и эффективность методических прогнозов, были приняты за $n_{опт}$.

Выбор пяти значений n осуществляется с помощью графиков общих корреляционных функций (рис. 80), причем на участках с небольшой интенсивностью возрастания общей корреляционной функ-

ции $\widetilde{R}(n)$ и n брались через два или три значения. При интенсивном изменении $\widetilde{R}(n)$ целесообразно использовать рядом стоящие значения n.

После выбора числа слагаемых n в прогностическом уравнении (185) или, что то же самое, числа членов функции экстраполирования производится расчет коэффициентов экстраполяции по формуле

$$k_m(\tau) = -\frac{D_{0\tau}}{D_{00}^{|m|}}, \qquad (189)$$

где D_{00}, D_{01} — миноры расширенного определителя, m — заблаговременность, $\tau = 1, 2, 3, \ldots$

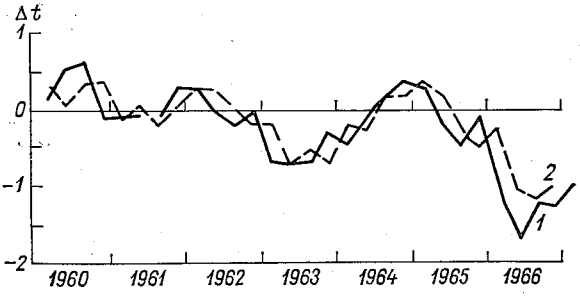


Рис. 81. Хронологический график фактических (*1*) и прогностических (*2*) среднесезонных значений температуры воды слоя 0—200 м на Кольском меридиане.

Максимальная заблаговременность прогноза в данном методе определяется числом слагаемых в формуле (185). Однако целесообразно составлять прогнозы на один или два шага вперед. В табл. 26 приводится пример составления прогноза аномалий

Таблица 26

Аномалии температуры воды на поверхности и коэффициенты экстраполяции ($n_{опт} = 17$)

Δt_w	$k(\tau)$	$\Delta t_w k(\tau)$	Δt_w	$k(\tau)$	$\Delta t_w k(\tau)$
0,9	—0,17	—0,15	—0,3	0,32	—0,10
0,1	—0,32	—0,03	0,2	—0,31	—0,06
0,2	0,35	0,07	—0,6	—0,10	0,06
0,2	0,01	0,0	0,0	0,27	0,00
1,3	—0,41	—0,53	—1,2	—0,04	0,05
1,0	0,09	0,09	—1,5	—0,39	—0,58
0,4	0,28	0,11	—0,8	0,29	—0,22
0,5	—0,17	—0,08	—0,2	0,59	—0,12
0,1	—0,36	—0,04			
					$\sum = -0,37$

температуры воды на один шаг. Для составления прогноза в этом случае используются последние члены исходного ряда $n_{опт}=17$. Сумма аномалий $\Delta t_w k(\tau)$, равная 0,37, и будет прогностическим значением.

Динамико-статистический метод прогноза макропроцессов применяется в течение ряда лет для составления оперативных прогнозов различных элементов. Так, например, прогнозы среднемесячных, сезонных и годовых значений температуры воды деятельного слоя по Кольскому меридиану в Баренцевом море ($\lambda=33°30'$) и другим объектам имели высокую оправдываемость (рис. 81), что позволяет сделать вывод о перспективности такого подхода к прогнозам большой заблаговременности.

§ 8. ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

В последние годы наметилось новое направление в разработке методики долгосрочного прогноза температуры воды. В ряде исследований предложены модели для численных прогнозов среднемесячной и среднесезонной температуры в системе тропосфера—океан—материк. Кратко рассмотрим несколько схем численных методов, разработанных за рубежом.

В работах Адема разработаны физические основы численного прогноза средней температуры тропосферы для северного полушария, а также дан прогноз аномалий полей температуры на поверхности земли и среднем уровне тропосферы для января 1963 г.

Для разработки численных методов прогнозов многие исследователи использовали уравнения горизонтального движения и сохранения массы. Уравнение сохранения тепловой энергии было приведено к простейшему виду благодаря предположению об адиабатичности процесса. Чисто динамическое приближение оказывается успешным для небольших сроков прогноза. Увеличение срока прогноза потребовало бы решения общей задачи, т. е. совместного решения уравнения динамики и термодинамики. Однако если разрабатывать прогноз на месяц или сезон, то уравнение притока тепла приобретает самостоятельное значение.

Вместо сохранения количества движения Адем использовал условие сохранения тепловой энергии, которое может быть записано в следующем виде:

$$\rho \frac{d}{dt}(c_v T + W) = \nabla \rho k \nabla (c_v T + W) + E_1 + E_2 + E_3 + E_4. \quad (190)$$

Здесь левая часть уравнения есть скорость изменения энергии в единичном объеме (c_v — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме, $c_v T$ — внутренняя энергия единицы массы, W — скрытая энергия парообразования, отнесенная к единице массы). Первое слагаемое в правой части характеризует перенос тепла посредством турбулентной диффузии (k — коэффициент турбулентного обмена, ∇ — оператор горизонтального градиента). Слагаемые E_1 — изменение энергии притока тепла за счет радиации, E_2 —

теплопередача от земной поверхности, E_3 — скорость изменения энергии за счет реализации скрытой теплоты, E_4 — скорость изменения энергии за счет молекулярной вязкости.

Решая уравнение сохранения энергии совместно с уравнением радиационного баланса, можно получить значения температуры подстилающей поверхности. Таким путем были получены уравнения, описывающие среднее распределение температуры и среднюю циркуляцию за месяц или сезон. Отклонения от среднего состояния рассматривались как вихревая турбулентность, которая может быть включена в механизм переноса тепла благодаря использованию коэффициента турбулентного обмена. Единственным источником тепла в данной модели является солнечная радиация. Уравнение для температуры подстилающей поверхности и среднего уровня тропосферы, взятое в конечно-разностной форме, решается итерационным методом.

Первоначально Адем выполнил численные эксперименты с одномерной моделью тропосферы для получения средней температуры за месяц или сезон как функции широты. Полученные результаты хорошо согласовывались с данными наблюдений, и автор решил распространить эту схему на случай двумерного пространства. Это позволило объяснить наблюдаемое распределение средней температуры в системе тропосфера—океан—материк.

Интересна попытка Адема составить прогноз на один шаг по времени при заданных температурах на поверхности океанов и на среднем уровне тропосферы за предыдущий месяц и при заданном альбедо земной поверхности. Важными являются те случаи, когда крупные аномалии температуры воды в океане и альбедо сохраняются длительное время и оказывают существенное воздействие на характер погоды в течение месяца или сезона. Например, в декабре 1962 г. t_w в северных частях Атлантического и Тихого океанов была аномально высокой и снежный покров, по данным на 31 декабря 1962 г., занимал необычно большую площадь на поверхности земли.

Предсказанные по вышеуказанной модели аномалии для подстилающей поверхности на сезон неплохо согласуются с наблюдениями и практически не зависят от начальных условий на среднем уровне тропосферы. Итак, было показано, что распределение аномалий для зимы 1963 г. в северном полушарии может быть предсказано на основе данных об аномально высоких t_w в океане, аномально смещенной границе снежного покрова в начале сезона. С другой стороны, эти аномальные условия на подстилающей поверхности сами определяются особенностями циркуляции в тропосфере. Как только такие условия возникают, они начинают оказывать существенное воздействие на циркуляцию атмосферы, способствуя возникновению такого состояния, которое может существовать длительный период.

Из других работ, посвященных разработке численной модели предсказания среднемесячной температуры воды поверхности океана, следует упомянуть исследования Джекоба. Автор решает задачу

прогноза температуры воды с учетом переноса тепла течениями и вертикальных потоков тепла через поверхность океана.

При определении адвекции тепла течениями Джекоб использовал модель, предложенную Немайесом. В этой модели изменения температуры от месяца к месяцу определяются в зависимости от скорости течений. Скорость течений представляется в виде двух слагаемых: среднемноголетней величины и аномалии. Среднемноголетняя величина определяется по атласу течений, а аномалии скорости течений рассчитываются по приземному полю давления, так же как скорость дрейфового потока, или по известному отношению скорости течений и скорости ветра, вытекающему из теории Экмана. Затем Немайесом была дополнительно учтена инерция тепловых процессов, что несколько улучшило окончательный результат.

Джекоб, используя выводы Немайеса, учитывает среднемноголетние величины температуры воды, норму и аномалии скорости течений, которые вычислены вышеуказанным способом, и дополнительно вводит тепловой баланс поверхности океана. Составляющие радиационного баланса были рассчитаны по методике ГГО, а теплообмен и потери тепла на испарение вычислялись по формулам Джекобса. Все расчеты были произведены для слоя 0—50 м. Из качественного сравнения карт наблюденной и вычисленной температуры воды следует, что совпадение не везде хорошее.

Таким образом, численные методы прогноза температуры воды большой заблаговременности еще только начинают разрабатывать, и в большинстве случаев они не доведены до оперативной практики.

§ 9. ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОМЫСЛОВЫХ ПРОГНОЗОВ

При достаточной изученности режима морей и океанов анализ океанологических условий может быть основой для рыбопромысловых прогнозов. Изменение океанологических условий влияет на улов рыбы двояким образом. Во-первых, от условий среды зависит миграция, распределение и концентрация взрослой промысловой рыбы, чем и определяется успех промысла. Во-вторых, изменения температуры воды, течений и других океанологических элементов влияют на формирование поколений рыбы и по существу являются ведущими факторами, определяющими урожайность поколений. Поскольку промысловое стадо складывается из рыб нескольких поколений, то естественно, что сочетание благоприятных или неблагоприятных океанологических условий в момент формирования поколений в течение нескольких лет скажется через определенный промежуток времени на величине численности промыслового стада. Изменения численности рыб и их промысловых запасов в морях происходят в таких больших пределах, что не могут не учитываться в практической деятельности рыбной промышленности. Для предсказания продуктивности районов морского рыбного промысла необходимо прежде всего владеть методами заблаговременного расчета соответствующих процессов неорганической среды. Разработка

гаких методов предсказания океанологических процессов еще находится в начальной стадии.

Один из основоположников промысловых прогнозов в СССР Н. А. Маслов полагал, что разрешение проблемы перспективных промысловых предсказаний во многом зависит от надежно выбранного пути долгосрочного прогнозирования температурного режима морей и океанов. Ниже рассмотрены метод долгосрочного прогноза условий среды обитания промысловых рыб, разработанный во ВНИРО и расчет промыслового вылова по океанологическим показателям, предложенным в ПИНРО.

Метод долгосрочного прогноза условий среды. Г. К. Ижевский сделал попытку создать метод сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды в промысловых районах. Во-первых, им было выявлено существование в пределах атлантико-европейского района двух связанных между собой систем морей: океанической и континентальной. Колебания океанологических характеристик одной системы ежегодно изменяются в противоположной фазе по отношению к аналогичным характеристикам морей другой системы. Границей между ними служит нулевая изаномала температуры воздуха для среднемноголетних условий. Во-вторых, автор полагает, что изменения интенсивности системы Гольфстрим регулируют изменчивость теплового состояния морей океанической системы. В-третьих, в гидросфере и биосфере ежегодная изменчивость повторяет многолетнюю приливную периодичность.

Из первого положения следует важный в практическом отношении вывод, что, если прогнозировать температуру воды в деятельном слое по Кольскому меридиану, то в дальнейшем по найденным связям можно судить о предстоящем тепловом состоянии морей континентальной системы. Второе положение говорит об однофазности колебаний интенсивности атлантических течений. Ижевский считает, что от истоков Гольфстрима до Кольского меридиана сезонные колебания интенсивности течения приходятся на одни и те же месяцы. Тем самым отрицается асинхронность в колебаниях запасов тепла, отмеченная ранее в работах Нансена, Гелланд-Ганзена, Зубова и др. Как известно, на учете асинхронности в колебаниях переноса тепла атлантическими водами построены некоторые оперативные методы прогноза ледовитости арктических морей, которые уже длительное время используются на практике. И, наконец, последнее предположение Ижевского о том, что выявленные в природе циклы 2—3, 4—5, 8—10 и 18—20 лет имеют приливное происхождение, позволило автору разработать сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды на Кольском меридиане.

Сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды Ижевский составлял графическим путем. Амплитуды четырех выявленных циклов он брал одинаковыми, затем эти циклы экстраполировал на несколько лет вперед, после чего ординаты кривых колебаний для каждого года алгебраически складывал. Полученные результирующие величины и представляют собой прогностические характеристики.

В качестве уточнения перспективных прогнозов температуры воды Ижевский предложил внутригодовые инерционные связи в пределах океанологического года (начиная с октября предыдущего года по сентябрь следующего года, когда формируется единый тип режима). Прогностические уравнения имеют следующий вид:

$$\bar{t}_{w\ год} = 0{,}79\bar{t}_{w\ XII} + 0{,}55,$$
$$\bar{t}_{w\ год} = 0{,}69\bar{t}_{w\ I} + 1{,}27,$$
$$\bar{t}_{w\ год} = 0{,}77\bar{t}_{w\ IV} + 1{,}73, \qquad (191)$$

где $\bar{t}_{w\ год}$ — среднегодовая температура воды слоя 0—200 м по Кольскому меридиану, $\bar{t}_{w\ XII}$ — среднемесячная температура воды слоя 0—200 м по Кольскому меридиану в декабре предыдущего года; $\bar{t}_{w\ I}$ и $\bar{t}_{w\ IV}$ — в январе и апреле текущего года.

Зависимости (191) позволяют определить среднегодовую температуру воды, причем по апрельской температуре воды были получены наиболее удовлетворительные результаты. В свою очередь среднегодовая температура воды широко используется Ижевским для характеристики урожайности поколений рыб в море и в последующем для расчета уловов промысловых рыб. Он предложил также классификацию урожайности рыбы (в баллах), в основу которой положил величину годовой температуры воды (табл. 27).

Таблица 27

Годовые значения температуры воды, урожайность поколений и промысловый улов трески через 4—6 лет в Баренцевом море

$\bar{t}_{w\ год}$ °С	Характеристика урожайности поколений	Урожайность, баллы	Улов (в ц/г)
3,69 и ниже	Весьма неурожайное	1	до 8
3,70—3,99	Неурожайное	2	8—11
4,00—4,29	Урожайное	3	11—14
4,30 и выше	Весьма урожайное	4	14 и выше

Для обоснования данной классификации Ижевский выдвинул положение о том, что обеспеченность питанием является одной из основ биологического воспроизводства в морях. Режим аномально теплого года в морях Европейского Севера связан с усиленным притоком атлантических вод. В такой год формируется наибольший сток рек, интенсивно обогащающий питательными солями прибрежные воды, где размножается треска и развивается ее молодь на самых ранних возрастных стадиях. Урожай планктона, которым питается молодь в эти годы, также повышается ввиду лучшей обеспеченности питательными солями. В аномально холодные годы

17.5 22.6

урожай корма уменьшается вследствие сокращения притока биогенных веществ с речным стоком, поэтому условия физиологического обмена у молоди рыб менее благоприятны. Такие условия в море характеризуются для живых организмов как неурожайные.

Урожайность поколений трески почти не зависит от количества выметанной икры и даже от количества личинок. Она определяется в большей мере смертностью личинок от их необеспеченности кормом после перехода на активное питание. Тот факт, что воспроизводство основных промысловых рыб в северных морях приурочено главным образом к прибрежным водам, объясняется не столько мелководностью шельфа, сколько значительно бóльшей кормовой продуктивностью прибрежных вод. Здесь молодь в большей мере обеспечена кормом, обилие которого обусловлено притоком питательных солей с речными водами. Поэтому ежегодные колебания стока рек являются одной из причин колебаний урожая трески и сельди. В открытых частях океана обеспеченность питанием планктона регулируется вертикальным обменом вод.

Из исследований Ижевского вытекают следующие основные выводы: 1) в природе реально существует и может быть количественно выражена обусловленность органической жизни неорганической природой водоема, 2) моря океанические и континентальные в Атлантико-Европейском секторе связаны между собой единой системой взаимодействия гидросферы и атмосферы, осуществляющейся через атмосферную циркуляцию.

Практическое значение сверхдолгосрочных прогнозов условий среды состоит в том, что, имея возможность предвидеть ухудшение в состоянии запасов промысловых рыб в одной части океана и зная состояние запасов в других его частях, можно маневрировать промысловым флотом и получать всегда хорошие уловы.

Расчет промыслового вылова по океанологическим показателям. Интересным и перспективным направлением исследований промысловой океанологии является расчет промыслового вылова по океанологическим показателям.

А. Г. Кисляков показал, что высокая урожайность поколений норвежского стада трески формируется в годы повышенной интенсивности течений, когда водные массы сильно прогреты. В такие годы наблюдается наименьшая условная плотность верхнего слоя вод и более глубокое расположение изопикны 27,5—27,6, ибо пределом условной плотности, ниже которой икринок не наблюдается, может быть выбрана изопикна $27{,}55 \pm 0{,}05$. Следовательно, создаются условия для более глубокого залегания икринок в толще воды. В годы же формирования бедных поколений складываются такие условия, что икринки располагаются в верхнем слое моря и в большом количестве попадают в биологические приборы на научно-исследовательских кораблях. На основании этого можно было бы сделать вывод о наличии большого количества икринок в данном районе, а следовательно, и о высокой урожайности рыбы. Однако известно, что много икринок трески погибает вследствие механического повреждения ее сильным волнением.

В зависимости от глубины изопикны 27,55 находится и глубина погружения икринок трески. Чем ближе к поверхности эта изопикна, тем в более тонком слое окажутся икринки. В теплые годы изопикническая поверхность $27{,}55 \pm 0{,}05$ расположена глубже, чем в холодные годы. Следовательно, в теплые годы икринки будут испытывать меньшее механическое воздействие, чем в холодные годы. Итак, в годы хорошей урожайности трески, как правило, отмечается

1) повышенная интенсивность атмосферной циркуляции,
2) увеличение скорости течений,
3) повышенный тепловой запас водных масс,
4) более раннее наступление биологической весны,
5) более глубокое расположение изопикны 27,5—27,6,
6) продолжительный период нерестового сезона.

При оценке влияния океанологических процессов на урожайность поколений трески в качестве основного фактора принимается температура воды. Хорошо известно, что она отражает не только тепловые, но и динамические процессы, от интенсивности которых зависит пополнение питательными солями продуцирующего слоя через адвекцию и вертикальный обмен вод.

В качестве показателя изменчивости гидрологических условий Кисляковым была принята средняя температура на одном из разрезов в районе нерестилищ трески — в районе Лафотенских островов. Наблюдается прямая зависимость между величиной урожайности поколений трески и средней температурой воды на разрезе через нерестилища. Коэффициент корреляции очень высокий ($r = 0{,}92 \pm 0{,}04$). На этой основе вычислено уравнение регрессии

$$X = 1{,}28 t_w - 5{,}0, \qquad (192)$$

где X — урожайность поколений трески в баллах, t_w — средняя температура слоя 0—200 м на разрезе в районе Лафотенских островов в середине апреля.

По зависимости (192) можно с большей заблаговременностью, чем раньше, судить об урожайности поколений.

Дальнейшее исследование было направлено на отыскание количественных связей между урожайностью поколений и гидрологическими условиями на нерестилищах и путях дрейфа личинок трески. Температурные условия в различных районах нереста и на путях дрейфа могут значительно отличаться, что сказывается на биологических процессах. Исходя из этого, необходимо взять такой показатель условий среды, который отражал бы их и на нерестилищах и на путях дрейфа личинок. В качестве такого показателя использовалась среднеарифметическая величина аномалии температуры воды:

$$\overline{\Delta t_w} = \frac{\Delta t_{w1} + \Delta t_{w2} + \Delta t_{w3} + \Delta t_{w4}}{4},$$

где Δt_{w1} и Δt_{w2}, Δt_{w3} и Δt_{w4} — аномалии температуры воды соответственно на станциях Скомвер и Скрова в марте, на разрезах по 74° 31′ и Кольскому меридиану в июне.

За показатель величины колебаний улова принимается общий годовой вылов (в миллионах экземпляров) особей данного поколения в возрасте 3—7 лет.

Расчет промыслового вылова производится по следующему уравнению:

$$y = 399{,}5\Delta\bar{t}_w + 177{,}0, \qquad (193)$$

где y — вылов поколения в возрасте 3—7 лет (млн. экз.), $\Delta\bar{t}_w$ — гидрологический показатель условий среды.

Вылов в возрасте 3—7 лет достаточно реально отражает величину урожая данного поколения, о чем свидетельствует очень тесная связь между выловом в возрасте 3—7 лет и общим выловом его ($r = 0{,}99$). Таким образом, связь почти функциональная.

На основе выявленных связей Кисляков рассчитал промысловый вылов трески в Баренцевом море с трехлетней заблаговременностью.

Общая схема такого расчета:

$$\begin{aligned} Q'_n &= y_{n-6}k_{n-6}m_6 + y_{n-5}k_{n-5}m_5 + y_{n-4}k_{n-4}m_4 + y_{n-3}k_{n-3}m_3, \\ Q''_n &= y_{n-6}(1-k_{n-6})\,m_6 + y_{n-5}(1-k_{n-5})\,m_5 + \\ &\quad + y_{n-4}(1-k_{n-4})\,m_4 + y_{n-3}(1-k_{n-3})\,m_3, \end{aligned} \qquad (194)$$

где Q'_n — промысловый вылов для южной части Баренцева моря, n — год, на который определяется промысловый вылов, Q''_n — промысловый вылов для северо-западной части Баренцева моря, y — показатели промысловой численности поколений соответствующих лет, k — процент выноса поколений соответствующих лет в южную часть Баренцева моря, m_i — коэффициенты, характеризующие процент вылова поколений в 6, 5, 4 и 3-летнем возрасте от общего вылова поколения.

По формулам (194) Кисляков рассчитал промысловый вылов трески по четырем возрастным группам. Его расчеты вполне удовлетворительно согласуются с наблюденными данными. Следовательно, схема прогноза промыслового вылова и выбранные показатели действительно отражают реальные процессы в море.

Итак, рассмотренные методы долгосрочного прогноза промыслового вылова позволяют на научной основе вести разработку планов добычи рыбы в море.

Литература: [5, 9, 25, 37, 41, 46, 53, 59, 77, 80, 104, 105, 136, 137].

Глава XII. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЯХ

Ледовые процессы на различных морях происходят различно, поэтому и прогнозы для каждого моря имеют свои особенности. Известно, что наиболее суровый ледовый режим наблюдается

в арктических морях, где льды во многих районах держатся круглый год. Менее сложная ледовая обстановка — на неарктических морях, где лед летом полностью исчезает. Обычно на этих морях ледообразование наступает с того момента, когда температура поверхностного слоя моря становится равной температуре замерзания. Появление начальных форм льда прежде всего наблюдается в мелководных, распресненных бухтах и заливах. Почти одновременно с первичными формами у берегов образуются забереги. В открытых частях моря появляются плавучие льды, количество которых быстро увеличивается. Затем в некоторых районах устанавливается неподвижный ледяной покров. Период осеннего ледообразования продолжается примерно с октября по декабрь. В зимний период, с декабря по февраль, происходит интенсивное ледонакопление, выражающееся в увеличении площади и толщины неподвижного ледяного покрова и в увеличении количества плавучих льдов (рис. 82 *а*).

С начала марта на неарктических морях под влиянием теплового воздействия атмосферы начинаются процессы весеннего ледоразрушения, уменьшается его прочность и толщина. В результате поглощения солнечной радиации и тепла из атмосферы лед начинает разрушаться. Особенно быстро стаивание льда происходит у берегов. Непрочный лед легко взламывается и ветром уносится в море. Процесс разрушения льда по времени весьма длителен, иногда он затягивается на несколько месяцев и заканчивается лишь к июню (рис. 82 *б*).

Таким образом, в образовании и развитии ледовых явлений намечается три основных периода: осенний — ледообразование, зимний — ледонакопление и весенний — ледоразрушение. Соответственно этому ледовые прогнозы делятся также на осенние, зимние и весенние.

Первые ледовые прогнозы сводились к предсказанию сроков появления льда и его разрушения. В последнее время в связи с организацией в некоторых замерзающих портах круглогодичной навигации и с развитием рыбного промысла в зимнее время появилась потребность в прогнозах и других ледовых характеристик.

В настоящее время составляются прогнозы ледовитости, сплоченности льдов, толщины льда, зон сжатия и разрежения. Составляются также навигационные рекомендации, указывающие возможность плавания на отдельных участках ледовых трасс, без ледоколов и с ледоколами разной мощности. Все это потребовало постановки и проведения дополнительных наблюдений. Появилось новое направление в поисках прогностических связей. Прежде всего встал вопрос о необходимости установления связи между ледовыми характеристиками открытого моря и атмосферными условиями.

В подавляющем большинстве случаев разработка методов долгосрочных ледовых прогнозов основывается на статистических приемах. При этом наиболее трудным вопросом является выбор факторов, определяющих прогнозируемое явление. Удачно выбранные и физически обоснованные факторы часто определяют эффективность прогностических связей.

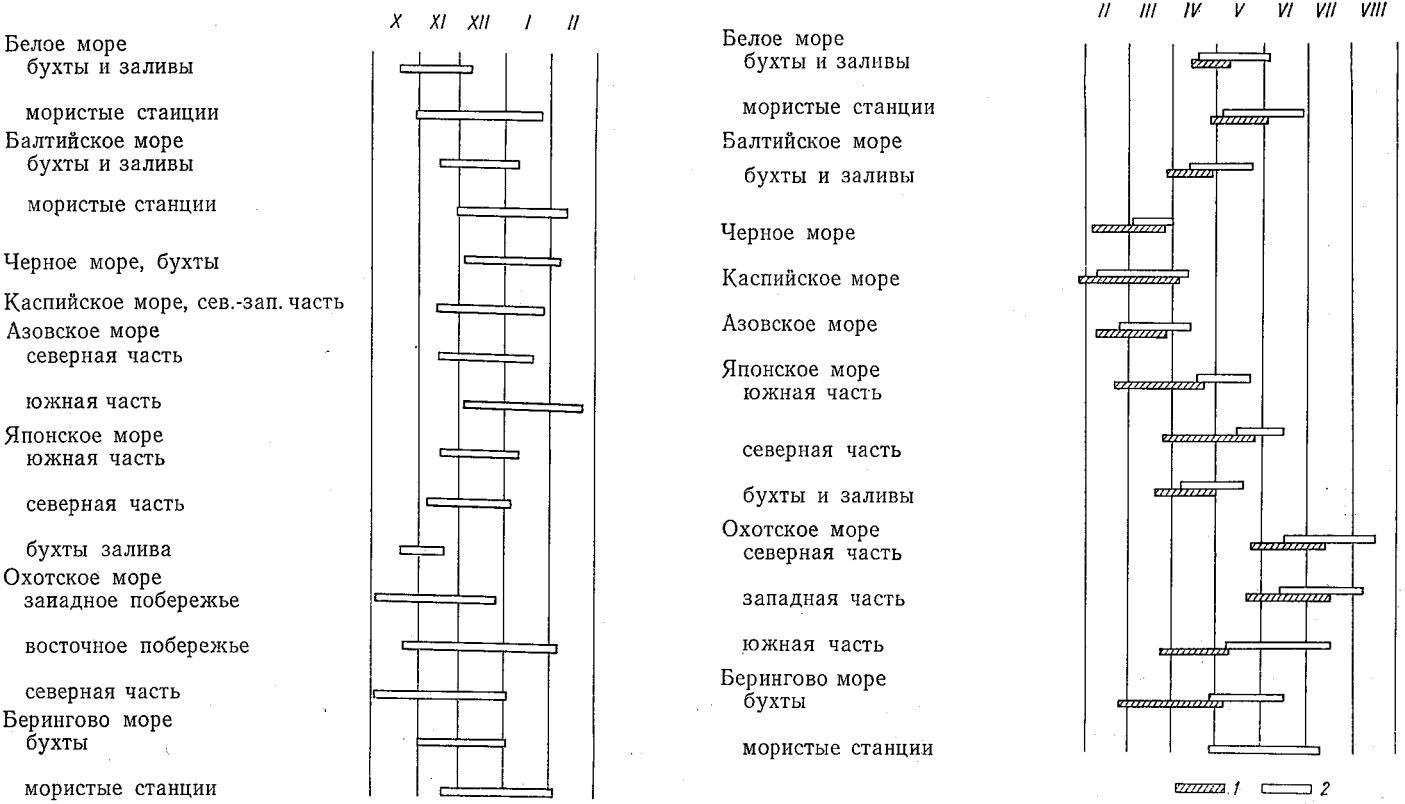


Рис. 82. Сроки первого появления льда (слева), вскрытия и окончательного очищения ото льда (справа) (*1* — вскрытие, *2* — очищение) на неарктических морях.

В некоторых случаях физически обоснованные факторы трудно выразить простой численной характеристикой, удобной для использования в прогностических связях, в результате чего возникает задача отыскания характеристик, которые наилучшим образом отображали бы учитываемые в прогнозах факторы. В частности, удобной формой, как уже отмечалось выше, количественной аппроксимации полей метеорологических элементов является разложение их в ряд по каким-либо функциям, например по полиномам Чебышева или по естественным составляющим.

Коэффициенты такого разложения используются в качестве характеристик при отыскании расчетных прогностических зависимостей. Здесь важным вопросом является подбор таких метеорологических полей, которые достаточно ярко характеризуют термобарические процессы в исследуемых морях. В ГМЦ все моря умеренных широт СССР, включая и моря Белое, Баренцево и Берингово, разбивают на две группы: западные и восточные, первые относят к зоне влияния Атлантического океана, вторые — Тихого.

Конкретно были предложены следующие границы районов: 35—80° с. ш. и 0—70° в. д. для западных морей и 40—80° с. ш. и 120—180° в. д. для восточных. Эти районы выбирались с таким расчетом, чтобы в них входили постоянные центры действия атмосферы: азорский и сибирский антициклоны, исландский минимум и алеутская депрессия. Этим учитываются крупные термобарические процессы в атмосфере, с которыми тесно связаны явления, происходящие в морях.

В настоящее время делается попытка использования в морских ледовых прогнозах не только приземных карт температуры и атмосферного давления, но и всего слоя тропосферы (например, карты $АТ_{500}$ и $ОТ_{500}$).

Следует заметить, что широкое использование полей геопотенциала в морских прогнозах — дело будущего.

§ 2. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ОСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

В осенний период составляют прогнозы сроков первого появления льда, заберегов, образования припая, появления плавучих льдов сплоченностью 4 балла и сроков полного замерзания (рис. 83). Наиболее важными из этих фаз являются даты первого появления льда и полного замерзания ($D_{шп}$, $D_{зм}$).

Основными факторами, определяющими сроки первого появления льда для районов, где нет ярко выраженных постоянных течений, являются теплонакопление (x) в море за весенне-летний период и теплоотдача (y) осенью, обусловливающая интенсивность охлаждения моря, $D_{шп}=f(x, y)$. Изменчивость этих факторов тесно связана с состоянием атмосферы за время, в течение которого складываются условия, приводящие к ледообразованию. Если состояние

атмосферы характеризуется индексом атмосферной циркуляции $\frac{\partial p}{\partial x}$, то в общем виде

$$D_{\text{пп}}=f\left(x,\ y,\ \frac{\partial p}{\partial x}\right). \tag{195}$$

При составлении расчетных прогностических схем определяющие факторы выражаются в большинстве случаев интегральными показателями. Причем, как уже отмечалось, отсутствие исчерпывающих данных не всегда позволяет рассчитывать эти факторы со всей строгостью. Часто они определяются приближенным способом.

При наличии исчерпывающих данных накопление тепла в море можно было бы рассчитать с достаточной точностью за любой отрезок времени. Однако в распоряжении прогнозиста не всегда имеются все необходимые для расчетов данные наблюдений. Поэтому при определении теплосодержания в прибрежных районах используют приближенные формулы. Так, с допустимой погрешностью, как указывалось выше, используется формула вида

$$Q=Act_wH, \tag{196}$$

где Q — теплосодержание слоя воды в кал/(см^2 · сут), A — постоянный коэффициент, c — теплоемкость воды, t_w — температура воды поверхности моря, H — толщина деятельного слоя.

В некоторых случаях теплосодержание выражается еще проще, а именно суммами градусо-дней тепла за весенне-летний период, а иногда температурой воды поверхностного слоя, определенной в конце осени.

Скорость охлаждения моря определяется путем суммирования разностей между температурой воды и воздуха, разностями между температурой воды, измеренной в два различных срока, скоростью или результирующей скоростью ветров различных направлений, а также различными индексами, характеризующими изменчивость атмосферной циркуляции.

В арктических морях при расчетах теплосодержания и интенсивности охлаждения моря дополнительно учитываются показатели ледового состояния в момент составления прогноза. К таким показателям в первую очередь относятся: остаточная ледовитость моря в августе—сентябре, сплоченность плавучих льдов и их толщина, общий объем льда в море к моменту составления прогноза. Все эти факторы, определяющие сроки ледообразования, сами по себе являются сложными характеристиками. Их вычисление и выражение численными показателями, удобными для использования в прогностических зависимостях, представляют собой самостоятельное исследование. Вес и значение этих показателей в каждом конкретном случае имеют свои обоснования.

Во многих районах, особенно глубоководных, кроме теплонакопления и теплоотдачи в водных массах, следует учитывать еще изменчивость плотностной стратификации воды.

Стратификация воды, как известно, определяет глубину проникновения конвективного перемешивания.

Ю. П. Доронин и А. В. Сметанникова показали, что по распределению солености в предосенний период для условий арктических морей можно получить представление о возможной глубине проникновения конвекции. Так, при значительных вертикальных градиентах солености в поверхностном слое воды ледообразование произойдет раньше нормы даже при большом теплозапасе моря.

В свете изложенного выше рассмотрим основные схемы долгосрочных прогнозов сроков ледообразования.

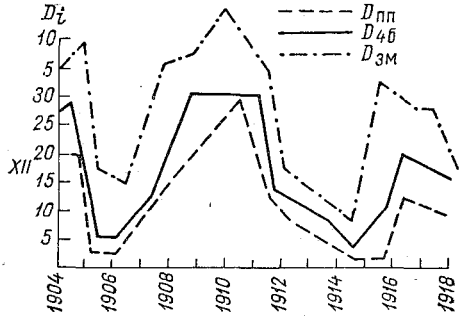


Рис. 83. Хронологический график сроков первого появления льда $D_{пп}$, появление льда сплоченностью 4 балла $D_{4б}$ и полного замерзания $D_{зм}$.

1. Схемы долгосрочного прогноза сроков появления льда. Эти схемы следует рассматривать отдельно для береговых мелководных районов и для открытого моря. Для неарктических морей схемы осеннего прогноза разработаны сотрудниками морского отдела ГМЦ. Первая схема имеет наиболее простой вид. Она в основном сводится к учету теплонакопления в море за летние месяцы, которое выражается средней температурой деятельного слоя к концу лета (t_w) и теплоотдачей в предзимье, выраженной изменением температуры воздуха (Δt_a), и показателями атмосферной циркуляции $\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)$.

Сложная картина взаимодействия атмосферы и океана в прогностической схеме сводится здесь к простым эмпирическим связям. Многочисленные исследования показали, что для прогнозов сроков появления льда такие зависимости можно привести к простейшему виду

$$D_{пп}=f\left(t_w,\ \Delta t_a,\ \frac{\partial p}{\partial x}\right), \tag{197}$$

или

$$D_{пп}=at_w+b\,\Delta t_a+c\,\frac{\partial p}{\partial x}+d, \tag{198}$$

где $D_{пп}$ выражается в днях от постоянного заранее выбранного числа, a, b, c, d — постоянные коэффициенты, отражающие особенности процессов в каждом конкретном районе.

Значительно сложнее разработка второй схемы долгосрочного прогноза сроков появления льда в открытой части моря. Здесь, кроме теплового состояния моря осенью и интенсивности теплоотдачи в атмосферу в предзимье, следует учитывать приток или по-

терю тепла, которые обусловлены перемещением масс воды течениями.

Таким образом, прогноз сроков появления льда в открытом море состоит из трех этапов:

1) определение начального теплового состояния моря;

2) определение потери или прихода тепла, происходящего в результате перемещения масс воды течениями за время от момента составления прогноза до понижения температуры воды до температуры замерзания;

3) прогноз времени, в течение которого будет израсходовано такое количество тепла, при котором температура воды в деятельном слое моря понизится до температуры замерзания.

Решение каждого из этих вопросов представляет собой сложное исследование. Причем каждый раз появляются свои особенности и возникают новые трудности. Поэтому расчетная прогностическая схема должна быть рассмотрена самостоятельно не только для каждого моря, но и для отдельных районов одного и того же моря.

Е. М. Саускан на материалах экспедиционных наблюдений на Охотском море, выполненных э/с «Витязь» в 1949 и 1952 гг., разработала схему прогноза сроков появления льда для Охотского моря, которая в своих общих положениях может быть рекомендована как типовая.

1. Для образования льда на поверхности моря необходимо охлаждение до температуры замерзания всей массы воды, принимающей участие в процессах перемешивания в рассматриваемом районе моря.

Перемешивание водных масс, происходящее в результате осенне-зимней конвекции, сгонно-нагонных явлений и действия штормов, достигает 50—100 м и более (для условий Охотского моря она равна 150 м). Поэтому для составления прогноза в первую очередь необходимо знать максимальные глубины, на которых происходит перемешивание водных масс, если температура всего слоя будет равна температуре замерзания. Кроме того, необходимы сведения о средней температуре и солености слоя до максимальной глубины распространения перемешивания в начальный момент.

При этих условиях может быть вычислен тепловой запас по известной формуле

$$Q = c\rho H (t_w - t_з), \tag{199}$$

где H — максимальная глубина распространения перемешивания, t_w — средняя температура воды в слое от поверхности до глубины H, $t_з$ — температура замерзания воды при средней солености в слое перемешивания, c — теплоемкость воды, принятая равной единице.

2. После определения теплозапаса необходимо определить потери тепла через поверхность моря. Для этого необходимы сведения о переносе тепла как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, а также о скорости и температуре переносимой течениями воды на различных горизонтах.

Е. М. Саускан, изыскивая пути практического использования полученных ею данных для прогноза появления льда в открытом море, предложила способ прогноза изменений температуры воды в указанном слое по данным наблюдений за температурой и соленостью в поверхностном слое моря. Для упрощения расчетов она допустила, что в период, предшествующий ледообразованию, средняя температура деятельного слоя приближенно равна температуре воды поверхностного слоя моря. Оставшуюся неизвестной глубину конвективного перемешивания можно определить из следующих простых соображений.

Конвективное перемешивание является следствием охлаждения воды поверхностного слоя моря. В результате перемешивания на поверхность поднимается вода большой солености. Таким образом, изменение температуры и солености поверхностного слоя является следствием потери тепла и конвективного перемешивания. Чем ниже температура воды на поверхности, тем глубже идут процессы перемешивания и тем больше соленых вод выходит на поверхность. Таким образом, изменение температуры и солености связано с глубиной конвективного перемешивания.

Материалы наблюдений позволили установить зависимость, имеющую линейный характер:

$$H=f(t_w,\ S). \qquad (200)$$

Скорость переноса тепла в разных районах различна. Определение ее для каждого района связано с некоторыми трудностями. Поэтому часто эта величина определяется по среднемноголетним данным (для условий Охотского моря она колеблется в пределах 5—15 см/с). При составлении прогноза температуры воды на некоторый период времени для подсчета теплообмена с атмосферой, а также для подсчета скорости течения необходим на это время прогноз погоды, т. е. необходимы данные о температуре и влажности воздуха, об облачности, ветре и атмосферном давлении. Для расчета циркуляции вод в море нужны сведения о скорости и направлении ветра, а также об атмосферном давлении над морем. Так как прогноз всех этих элементов до сего времени еще не дается, то при составлении прогноза сроков появления льда используются лишь прогностические значения температуры воздуха и атмосферного давления. По этим данным можно рассчитать время понижения температуры воды до температуры замерзания, а следовательно, и время появления льда.

В последние годы в оперативной практике стали пользоваться численным прогнозом образования льда в открытом море, разработанным на основе математической модели Доронина. В нем, как и в методе ГМЦ, по данным метеорологического прогноза вычисляются глубина проникновения конвективного перемешивания, температура и соленость воды. Эти элементы определяются из уравнений баланса тепла и солености в слое конвекции.

Если в какой-то момент τ_n толщина верхнего перемешанного слоя была H_n, а в следующий момент τ_{n+1} она изменилась до H_{n+1},

то теплозапасы слоя выразятся уравнением

$$c\int_0^{H_{n+1}} t_{n+1}\,dz = c\int_0^{H_n} t_n\,dz + c\int_{H_n}^{H_{n+1}} t_n\,dz + \\ + \frac{1}{\rho}\int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} Q\,d\tau + c\int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} k\frac{\partial t}{\partial z}\,d\tau + \frac{1}{\rho}A_t. \qquad (201)$$

Первый член правой части уравнения (201) характеризует начальный теплозапас в слое H_n, второй — изменение теплозапаса за счет вовлечения в конвекцию нового слоя воды, третий и четвертый члены — теплообмен с атмосферой и нижележащими слоями воды соответственно и пятый — адвекцию тепла течениями.

Аналогичным образом составляется уравнение баланса солей

$$\int_0^{H_{n+1}} S_{n+1}\,dz = \int_0^{H_n} S_n\,dz + \int_{H_n}^{H_{n+1}} S_n\,dz + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} S_n\frac{dh}{d\tau}\,d\tau + \\ + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} k\frac{\partial S}{\partial z}\,d\tau + \frac{1}{\rho}A_S. \qquad (202)$$

В уравнении (202) первый член правой части характеризует начальный запас солей в слое H_n, второй — увеличение солености за счет вовлечения в конвекцию нового слоя воды, третий член — увеличение солености в результате испарения некоторого слоя воды $\left(\frac{dh}{d\tau}<0\right)$ или уменьшение солености из-за притока пресной воды от таяния льда $\left(\frac{dh}{d\tau}>0\right)$, четвертый член — диффузию солей от нижележащих слоев воды и пятый — адвекцию солей течениями.

При прогнозе по данным о вертикальной стратификации температуры и солености в узлах сетки и метеорологическому прогнозу, на основании которого определяется теплообмен с атмосферой Q и адвекция, с помощью ЭВМ решаются эти уравнения и находится прогностическая температура и соленость слоя конвекции. Глубина распространения конвективного перемешивания находится как уровень, на котором плотность воды конвективного слоя становится не больше плотности нижележащих слоев воды.

Дата ледообразования определяется по моменту времени, когда прогностическая температура поверхностного слоя воды становится равной температуре замерзания.

Вычисленные даты картируются и по ним проводятся изолинии либо абсолютных сроков ледообразования, либо их аномалий (рис. 84).

Естественно, точность рассмотренных выше методов прогноза сроков ледообразования существенно зависит от точности долгосрочного прогноза температуры воздуха и барического поля.

2. Долгосрочные прогнозы сроков окончательного замерзания. Сроки окончательного замерзания определяются, по существу, теми

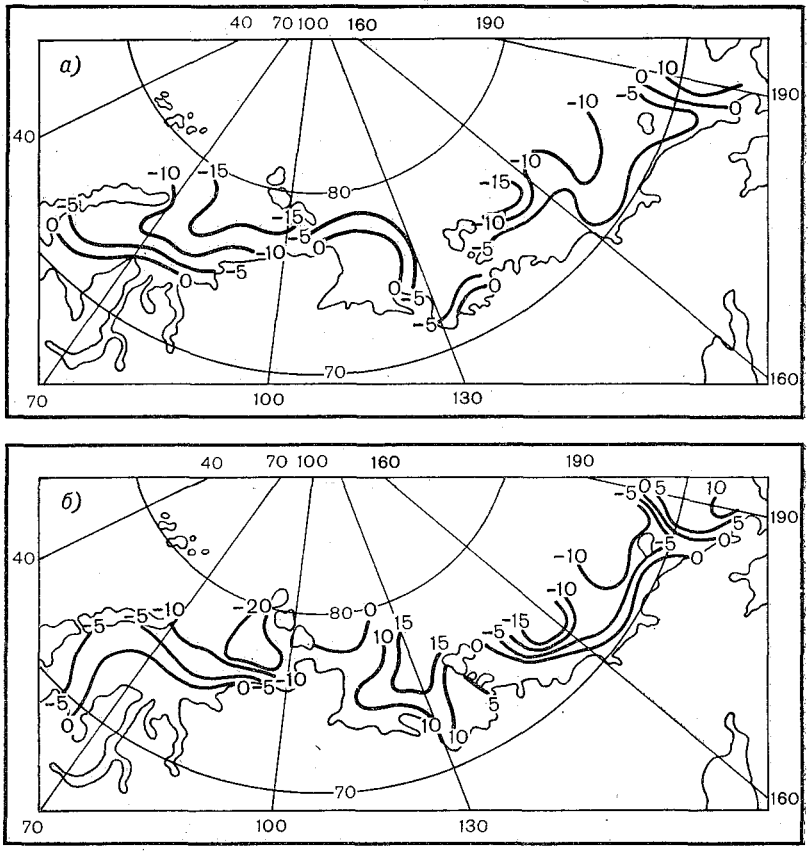


Рис. 84. Аномалии сроков устойчивого ледообразования на арктических морях по прогнозу (*а*) и по фактическим данным (*б*).

же факторами, что и сроки первого появления льда, а именно, теплосодержанием водных масс в поверхностном слое и интенсивностью охлаждения моря.

После появления льда при отрицательных температурах воздуха море продолжает охлаждаться. Это влечет за собой дальнейшее развитие процессов ледообразования, в результате которых и появляются плавучие льды. Увеличение сплоченности этих льдов приводит к полному замерзанию.

В этот период, как известно, большую роль играет ветер, особенно его направление. Наибольшая скорость охлаждения наблю-

дается при ветрах с берега, приносящих обычно массы более холодного воздуха, что способствует интенсивной теплоотдаче, а следовательно, и интенсивному увеличению количества плавучих льдов. Ветер с моря может при прочих равных условиях способствовать увеличению количества плавучих льдов за счет приноса льда из других районов. В момент, непосредственно предшествующий или сопутствующий ледоставу, ветер любого направления будет задерживать наступление замерзания, способствуя выходу на поверхность глубинных вод с более высокими температурами.

В тихую погоду охлажденная поверхность моря быстро сковывается неподвижным льдом. Ледяной покров в первоначальной стадии неоднократно взламывается в результате усиления ветра, подъема уровня, приливных явлений. Поэтому обычно прогнозируется последняя фаза установления неподвижного льда, т. е. срок окончательного замерзания. Под влиянием отрицательных температур воздуха толщина льда быстро увеличивается, лед становится прочным и удерживается до самой весны.

Для долгосрочного прогноза сроков окончательного замерзания необходима исчерпывающая информация о скорости, продолжительности и направлении ветра, об изменении температуры воздуха, а также необходим достаточно надежный прогноз всех этих характеристик с определенной заблаговременностью. Сроки полного замерзания зависят, кроме того, от количества плавучих льдов в открытой части моря и от выпадения осадков (в виде снега) на водную поверхность. Интенсивный снегопад при наличии плавучих льдов может создать благоприятные условия для ледостава, особенно при отрицательных температурах воздуха.

Для определения сроков окончательного замерзания на морях с сезонным ледовым режимом используются зависимости вида

$$D_{зм}=f(Q,\ y), \tag{203}$$

где Q — теплозапас в море, y — скорость охлаждения моря.

В прогностические зависимости часто вводят сроки первого появления льда

$$D_{зм}=f(D_{пп},\ Q,\ y), \tag{204}$$

которые в некотором отношении определяют величину Q. Другими словами, чем раньше появится первый лед, тем раньше при прочих равных условиях можно ожидать полного замерзания.

Иногда для долгосрочных прогнозов осенних ледовых явлений используются различные признаки, подмеченные наблюдателями и исследователями. Например, учитываются волны холода, переломы в погоде на осень и предзимье, годы-аналоги, подобранные по различным определяющим факторам, сроки перехода температуры воздуха через определенные значения. Все эти характеристики рассматриваются применительно к местным условиям.

Разумное сочетание в прогностической практике всех имеющихся средств для прогноза может дать хорошие результаты.

§ 3. ПРОГНОЗЫ ЗИМНИХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

1. Прогнозы нарастания толщины льда. Известно, что основными факторами, под влиянием которых происходит рост льда, являются температура воздуха, ветер, толщина и плотность снежного покрова на льду, а также теплосодержание моря. Причем наибольшее значение имеет температура воздуха в холодный период года (сумма градусо-дней мороза). Естественно, что этот интегральный фактор будет по-разному воздействовать на ледяной покров в зависимости от его исходного состояния. Чем лед тоньше, тем быстрее, при прочих равных условиях, будет происходить нарастание льда, и наоборот. Таким образом, наиболее простой вид прогностической зависимости сводится к следующему:

$$H_n = f\left[H_{n-1},\ \sum_{n-1}^{n}(-t_a)\right], \tag{205}$$

где H_n — прогнозируемая толщина льда на момент n, H_{n-1} — толщина льда в момент составления прогноза $(n-1)$, $\sum_{n-1}^{n}(-t_a)$ — сумма отрицательных температур воздуха (ожидаемая) от момента составления прогноза $(n-1)$ до момента его осуществления n.

Такие зависимости долгое время были основными и широко использовались в практике прогнозов. Для количественного выражения первые формулы были получены Н. Н. Зубовым и Д. Б. Карелиным для условий арктических морей. Общий вид этих зависимостей следующий:

$$H^n = k\,[H_0 \Sigma(-t_a)]^m + A. \tag{206}$$

Здесь показатели степени n и m, а также коэффициенты k и A меняются в зависимости от местных условий, H_0 — начальная толщина льда.

Пользуясь наблюденными данными, Н. Н. Зубов рассчитал значения искомых показателей и коэффициентов, составил расчетные формулы, а по ним построил графики, по которым легко вычислять ожидаемое приращение льда ΔH, зная толщину льда H_0 в день составления прогноза и ожидаемую сумму отрицательных температур воздуха от дня составления прогноза до дня, на который составляется прогноз (рис. 85).

При краткосрочных прогнозах нарастание толщины льда можно рассчитать по таблице, также составленной Зубовым (табл. 28).

Так как сумма отрицательных температур воздуха во всех эмпирических формулах рассчитывается по метеорологическому прогнозу, то точность таких расчетов полностью зависит от точности последнего.

В случае отсутствия надежного прогноза температуры воздуха в прогностическую формулу можно подставлять среднюю многолетнюю сумму отрицательных температур воздуха, вычисленную для данного периода времени. Эти расчеты будут более точными, если учитывать средние значения температуры воздуха для случаев суровой или теплой зимы.

Таблица 28

Приращение толщины льда в зависимости от начальной толщины льда и ожидаемой суммы отрицательных температур воздуха

H_0	$\Sigma(-t_a)$ °C							
	—5	—10	—15	—20	—25	—30	—35	—40
0	0,8	1,6	2,4	3,2	3,8	4,7	5,5	6,3
10	0,6	1,1	1,7	2,3	2,9	3,4	4,0	4,6
20	0,4	0,9	1,3	1,8	2,2	2,5	3,1	3,5
30	0,4	0,7	1,1	1,5	1,8	2,2	2,6	3,0
40	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	2,2	2,6	3,0
50	0,3	0,5	0,8	1,1	1,3	1,8	2,1	2,4
75	0,2	0,4	0,6	0,8	1,2	1,4	1,6	1,8
100	0,2	0,3	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3
150	0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
200	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7

В дальнейшем многочисленными исследователями было показано, что, кроме температуры воздуха, на толщину льда оказывают влияние и другие факторы, среди которых наиболее важными являются: высота и плотность снежного покрова на льду (рис. 86), кроме этого, большую роль играют соленость и температура подледной воды, скорость подледного течения, скорость ветра, радиационный баланс, физические свойства льда и глубина моря.

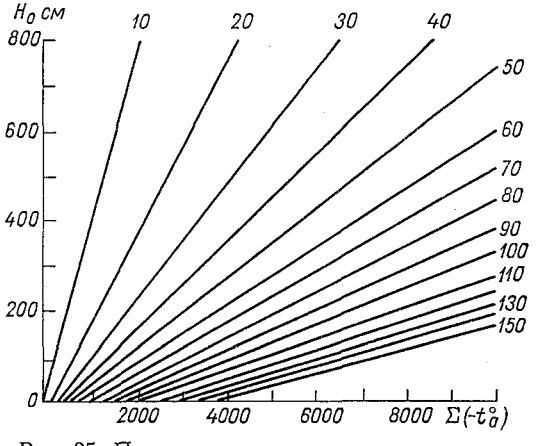


Рис. 85. Прирост льда в зависимости от числа градусо-дней мороза.

Интересно отметить, что большинство теоретических формул, полученных в результате учета большого количества влияющих факторов, в своем конечном упрощенном виде близки к эмпирическим формулам. Так, в исследованиях Ю. П. Доронина довольно подробно рассмотрены условия нарастания толщины льда. После некоторых упрощений им получено соотношение, напоминающее по виду эмпирические формулы Зубова:

$$H_{(\tau)} = -\left(\frac{Q_в}{2LP} + \frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}}\delta\right) + \sqrt{\left(\frac{Q_в\tau}{2LP} + \frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}}\delta^2 + H_0\right)^2 + \frac{2\lambda_л}{LP}\Sigma(\theta - t_a) - \frac{2Q\tau}{LP}\left(H_0 + \frac{\lambda_л}{\lambda_{сн}}\delta\right)}, \quad (207)$$

где $Q_в$ — поток тепла из воды ко льду, L, $\lambda_л$, P — удельная теплота плавления, теплопроводность и плотность льда соответственно, $\lambda_{сн}$ и δ — теплопроводность и толщина снега на льду; θ — температура замерзания, τ — время, в течение которого толщина льда меняется от H_0 до $H(\tau)$, t_a — температура воздуха, осредненная за период τ.

Формула (207) имеет то преимущество, что в ней учитывается высота снежного покрова и поток тепла от воды. Эта формула позволяет рассчитывать толщину ледяного покрова от момента его образования до любого момента времени по известным сумме градусо-дней мороза до дня, на который составляется прогноз, потоку тепла от воды, средней толщине снежного покрова и его плотности для данного периода.

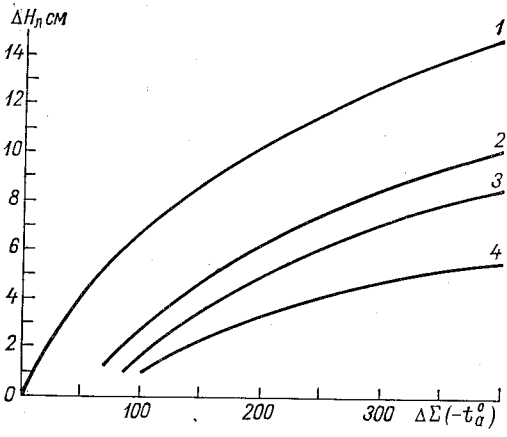


Рис. 86. Зависимость приращения толщины льда $\Delta H_л$ от приращения суммы холода $\Delta\Sigma(-t_a)$ при различных высоте снежного покрова $H_{сн}$ и начальной толщине льда $H_л$. *1)* $H_{сн}<10$ см, $H_л<60$ см; *2)* $H_{сн}=10\div20$ см, $H_л<60$ см; *3)* $H_{сн}>20$ см, $H_л<60$ см; *4)* $H_{сн}>20$ см, $H_л>60$ см.

При прогнозе нарастания льда в открытой части моря формула (207) используется совместно с модифицированной системой приведенных уравнений (201)—(202). Входящий в уравнение (201) поток тепла Q заменяется на $Q_в$ и становится искомой величиной, а температура воды определяется лишь по солености как температура замерзания. В уравнении баланса солей (202) вместо осолонения за счет испарения влаги или распределения при таянии льда учитывается осолонение в результате выделения солей при росте толщины льда. Тогда третий член правой части уравнения (202) принимает следующий вид:

$$\int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \left(\frac{P}{\rho} S - S_л\right) \frac{dH}{d\tau}\, d\tau,$$

где $S_л$ — соленость льда (‰). Отношение плотности льда P к плотности воды ρ выведено для учета изменения объема воды в результате ее кристаллизации.

Применение этого способа прогноза дает возможность предвычислить толщину льда в узлах сетки по всему морю с учетом тепла, которое еще осталось от летнего прогрева в толще воды или принесено течениями.

Для приближенных расчетов толщины льда, когда приток тепла от воды отсутствует, можно воспользоваться и другой формулой

$$\Delta H = \frac{a \sum (-t_a)}{H_0 + \frac{b\delta}{\rho_0^2}}, \qquad (208)$$

где ΔH — прирост льда от дня ко дню, $\sum(-t_a)$ — сумма отрицательных температур воздуха, ожидаемая от дня прогноза до данного дня, H_0 — толщина льда в день прогноза, δ — средняя толщина снежного покрова, ρ_0 — плотность снега, a и b — постоянные коэффициенты.

2. Прогноз скорости и направления дрейфа льда. Известно, что непрерывно дрейфующий лед при определенных условиях может оказывать разрушающее действие на портовые сооружения, а также представлять опасность для судоходства. Поэтому предсказание скорости и направления дрейфа льда имеет большое практическое значение. Этим, очевидно, объясняется большое количество работ теоретического и эмпирического характера, посвященных данному вопросу. Во многих работах делаются попытки выявить факторы, определяющие скорость и направления дрейфа льда, а также найти прогностические зависимости.

Первые работы по изучению дрейфа льда принадлежат Нансену, который во время дрейфа судна «Фрам» в 1893—1896 гг. получил обширный материал наблюдений над ветром и дрейфом льдов, в основном над большими глубинами Северного Ледовитого океана. Анализ этих данных показал, что скорость дрейфа льда зависит от скорости ветра. Дрейфующий лед отклоняется вправо от направления ветра. Дальнейшие исследования Свердрупа расширили представление о дрейфе льдов. Его наблюдения проводились над мелководной материковой отмелью на судне «Мод». Анализируя результаты дрейфа, он получил приближенные эмпирические соотношения между скоростью ветра и скоростью дрейфа, а также привел в своих работах некоторые суждения теоретического характера.

Несколько позже, начиная с 30-х годов, появились многочисленные наблюдения за дрейфом льда в Северном Ледовитом океане и морях советской Арктики. Среди них центральное место принадлежит исследованиям, посвященным анализу дрейфа станции «Северный полюс-1» и л/п «Седов».

Советские ученые широко использовали эти наблюдения за дрейфом льда в самых разнообразных условиях и установили ряд важных закономерностей в изменении скорости и направления дрейфа льда в зависимости от работы ветра и общей барической обстановки. Наиболее интересные исследования провели В. В. Шулейкин и Н. Н. Зубов.

В. В. Шулейкин построил гидродинамическую теорию дрейфа льда, которая и до настоящего времени представляет известный интерес. Основное внимание он уделяет учету тангенциального

давления ветра на лед, трения между льдом и водой и силе Кориолиса.

Сопоставив результаты наблюдений станции «Северный полюс-1» с выводами теории дрейфа льда, Шулейкин показал, что в основном наблюдения согласовываются с теоретическими данными, однако в некоторых случаях имелись и значительные расхождения.

Другое направление имели работы Н. Н. Зубова. Изучая условия дрейфа льда по данным л/п «Седов», Зубов установил два важных правила для расчета направления и скорости дрейфа льда, которые сводятся к следующему: 1) чисто ветровой дрейф сплоченных льдов направлен по изобарам, оставляя область повышенного давления справа, и 2) абсолютная величина скорости дрейфа льда меняется в зависимости от скорости ветра по линейному закону или иначе она пропорциональна градиенту атмосферного давления.

В реальных условиях в силу ряда причин фактический дрейф льдов может значительно отклоняться от изобарического как в ту, так и в другую сторону. Этими причинами являются: силы трения между льдинами, рельеф дна и берегов, неравномерность сплоченности льдов на пути дрейфа, толщина дрейфующего льда и др. Однако влияние всех этих факторов не опровергает теорию изобарического дрейфа, а вызывает необходимость учета всех факторов в каждом конкретном случае.

Так, например, из результатов многолетних наблюдений следует, что в зависимости от скорости ветра и толщины дрейфующего льда угол отклонения дрейфующего льда от изобары составляет:

Скорость ветра, м/с	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Угол отклонения (град) при толщине льда										
250 см . . .	+50	+44	+32	+20	+13	+6	+2	−2	−4	−6
150 см . . .	+52	+28	+12	+4	−2	−6	−9	−11	−12	−14

Знаком плюс в таблице обозначено отклонение дрейфа льда вправо от изобары в сторону повышенного давления, а знаком минус — отклонение дрейфа влево от изобары. Из таблицы видно, что с увеличением ветра угол отклонения от изобары уменьшается, а с увеличением толщины дрейфующего льда угол возрастает (рис. 87).

Скорость дрейфа льда (в километрах за месяц, декаду или сутки) по Зубову можно рассчитать по формуле

$$C = A\frac{\partial p}{\partial x}, \qquad (209)$$

где $\frac{\partial p}{\partial x}$ — градиент давления воздуха в мбар/км, A — изобарический коэффициент.

Из данных наблюдений следует, что скорость дрейфа при одном и том же барическом градиенте меняется в зависимости от толщины дрейфующего льда. С увеличением толщины льда скорость дрейфа уменьшается, а следовательно, уменьшается и коэффициент A.

Д. Б. Карелин по данным для арктических морей получил следующую зависимость скорости дрейфа льда от скорости ветра, градиента давления и толщины дрейфующего льда:

Градиент давления, мбар/км	0,003	0,006	0,010	0,023	0,016	0,019	0,022	0,025	0,032
Скорость ветра, м/с	1	2	3	4	5	6	7	8	10
Скорость дрейфа льда (км/сут) при толщине									
250 см . . .	0,6	2,4	4,8	7,3	9,5	12	14	17	21
150 см . . .	1,6	3,3	6,7	8,0	10	12	15	17	21

Изобарический коэффициент A изменяется в основном (примерно на один порядок) в зависимости от направления изобар (рис. 88). Кроме того, на изменение A оказывают влияние физико-географические условия, сплоченность и торосистость плавучих льдов, скорость и направление течений, а также близость береговой черты и глубина.

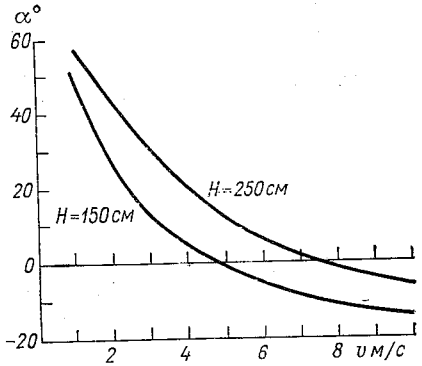


Рис. 87. Изменение угла отклонения дрейфа льда от изобары при различных скорости ветра и толщине дрейфующего льда.

Таким образом, учитывая особенности дрейфа в реальных условиях, можно подобрать соответствующие изобарические коэффициенты и рассчитать ожидаемое перемещение льда. При наличии постоянных течений для суммарного дрейфа следует учитывать скорость и направление течений. Накладывая вектор ветрового дрейфа, т. е. дрейфа по изобарам, на векторы течений, можно получить по правилу параллелограмма результирующую движения двух сил.

При сравнении данных перемещения кромки льда на Охотском море, рассчитанных К. И. Кудрявой, с наблюденными данными получены хорошие результаты.

З. М. Гудкович, прослеживая дрейф станции СП-2 в течение 1950—1954 гг., определил ее путь, который выразился почти замкнутой циркуляцией по часовой стрелке. Этот расчетный путь хорошо согласуется с данными наблюдений. Полезно заметить, что роль течения существенна в дрейфе льдов только за длительные периоды, за короткие же отрезки времени скорость чисто ветрового дрейфа в несколько раз превышает скорость дрейфа, вызванного течениями.

В табл. 29, составленной Гудковичем по данным дрейфа станции СП-2, показана роль течения в суммарном дрейфе за различные периоды осреднения. Как видно из таблицы, при увеличении периода осреднения роль течения существенно возрастает.

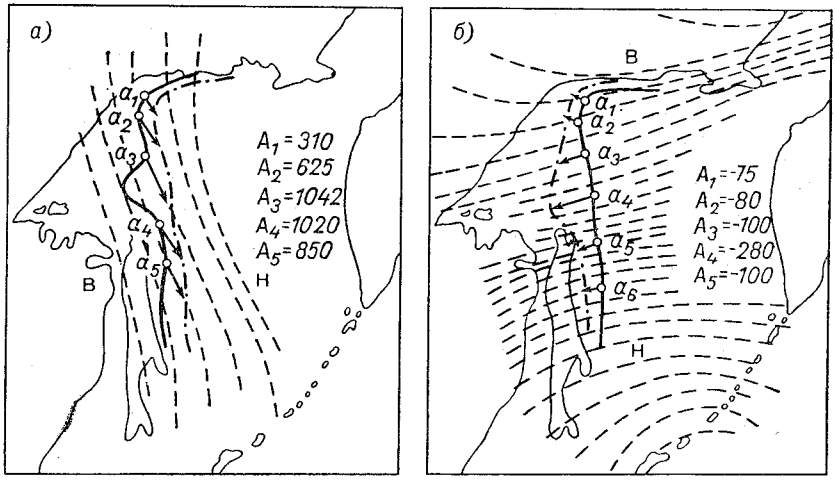


Рис. 88. Изменение изобарического коэффициента A_i в зависимости от конфигурации изобар (*а* и *б*) в Охотском море. [72].

a_i — характерные точки, в которых производился расчет, стрелки — скорость и направление перемещения кромки льдов.

Таблица 29

Роль течения в суммарном дрейфе станции СП-2

Период осреднения	Скорость результирующего ветра, м/с	Скорость ветрового дрейфа, см/с	Роль течения, %
Максимальный за сутки	10	20,0	5
Средний			
за сутки	3,30	6,6	15
за декаду	2,38	4,8	20
за месяц	1,18	2,4	33
за год	0,53	1,1	52

Многообразие факторов, влияющих на дрейф льда показывает, что создание единой прогностической схемы для расчета скорости и направления дрейфа льда встречает большие трудности. Однако в ААНИИ составлена расчетная схема перераспределения льда в арктических морях в навигационный период. В основу этой схемы положен, в первую очередь, учет сил, возникающих вследствие взаимодействия льдин при дрейфе ледяного покрова. Решение этого

вопроса представляет наибольшие трудности, так как непосредственные измерения сил, возникающих вследствие взаимодействия льдин, не производятся. В модели эти силы рассчитываются различными косвенными способами. Затем учитывается воздействие на лед ветра и общей барической обстановки путем использования следующих формул:

$$u=A\left(-\frac{\partial p}{\partial y}+\beta\frac{\partial p}{\partial x}\right);\qquad v=A\left(\frac{\partial p}{\partial x}+\beta\frac{\partial p}{\partial y}\right),\tag{210}$$

где β — тангенс угла отклонения дрейфа льда от направления изобар, p — давление воздуха, u, v — компоненты скорости дрейфа льда, A — изобарический коэффициент дрейфа, который может быть выражен эмпирической формулой

$$A=a\Gamma_0+k,\tag{211}$$

где $\Gamma_0=\frac{\partial p}{\partial x}$ — градиент атмосферного давления (в мбар/км), a и k — эмпирические параметры.

Для вычисления изменения сплоченности льда, можно воспользоваться уравнением вида

$$\frac{\partial n}{\partial t}=-\left(\frac{\partial nu}{\partial x}+\frac{\partial nv}{\partial y}\right),\tag{212}$$

численное решение которого не представляет трудностей при заданных u и v.

Последние три уравнения вполне определяют дрейф льда и его перераспределение в открытой части моря.

Сравнение данных расчета с данными наблюдений в целом дает удовлетворительные результаты. Это показывает, что предложенная физическая модель дрейфа ледяного покрова в основном правильно отражает реальные условия дрейфа

В последнее время в работах Ю. П. Доронина, Д. Л. Лайхтмана, Л. А. Тимохова и др., кроме воздействия различных сил на дрейф льда, учитывается также взаимодействие отдельных льдин между собой, находящихся не только в поступательном движении, но и во вращательном. Это взаимодействие имеет свои особенности при разной сплоченности льда, а также при разной его толщине.

Не ограничиваясь учетом только динамических факторов, Доронин сосредоточивает свое внимание на изучении влияния термических характеристик. Известно, что процессы таяния льда как сверху, так и вследствие теплообмена льдины с водой сбоку и и снизу приводят к существенному изменению сплоченности льда, а последнее влияет на дрейф льда.

На учете всех перечисленных факторов Доронин создал схему расчета сплоченности и перераспределения льдов, которые в свою очередь оказывают большое влияние на скорость дрейфа льда. Эти последние исследования являются новым вкладом в теорию дрейфа льда.

3. Долгосрочные прогнозы ледовитости. Одним из главных показателей ледовых условий морей является ледовитость, которая выражается в квадратных километрах или в процентах от общей площади моря. В некоторых случаях при подсчете ледовитости берется не вся площадь моря, а лишь та ее часть, где образуются плавучие льды. Например, для Японского моря за 100% принимается площадь в пределах условных границ от параллели 46° (широта пролива Лаперуза) до пролива Невельского; для Каспийского моря за общую берется площадь к северу от линии Махачкала — Форт Шевченко, т. е. только северная его часть.

В понятие ледовитости не входит сплоченность льдов и их толщина. Несмотря на это, ледовитость достаточно объективно характеризует количество льда в море. Первые попытки прогноза ледовитости были предприняты для арктических морей. Прогнозирование ледовитости по неарктическим морям стало особенно важным после открытия круглогодичной навигации в некоторых крупных портах, когда возникла необходимость плавания и проводки судов в замерзающие порты с преодолением больших пространств, занятых льдами.

В настоящее время прогнозы ледовитости составляются с разной заблаговременностью.

В основе метода прогноза ледовитости лежит учет тепловых и динамических факторов. Для количественной оценки этих факторов используются гидрологические и метеорологические поля и, в частности, приземные и высотные синоптические карты и карты поверхностной температуры воды в морях и океанах.

Для предсказания ледовитости широко используются уравнения вида:

$$S=f(p,\ t_a,\ t_w), \tag{213}$$

где p, t_a и t_w — характеристики атмосферного давления, температуры воздуха и воды.

Замечена также связь между ледовитостью моря и другими элементами ледового режима, такими, как толщина льда и положение кромки (рис. 89 и 90).

Исходными данными при разработке методов прогнозов ледовитости являются карты ледовой авиаразведки. В последнее время все большее значение приобретают снимки льдов, получаемые с метеорологических искусственных спутников Земли.

Прогнозы ледовитости, основанные на преемственности гидрометеорологических процессов. В основе методов прогнозов ледовитости, использующих в качестве аргументирующих факторов данные о циркуляции атмосферы и ее температурных характеристиках, лежит, как уже ранее отмечалось, идея преемственности синоптических процессов от одного сезона к другому. Изучению устойчивости атмосферной циркуляции и ее возможных преобразований посвящено много работ. Так, в ГМЦ была установлена зависимость между ледовитостью Баренцева моря и интегральной кривой индексов циркуляции Белинского по нескольким районам.

При этом оказалось, что росту интенсивности атмосферной циркуляции над океаном соответствует уменьшение ледовитости Баренцева моря, и наоборот.

Использование для прогноза ледовитости Каспийского моря индексов Белинского, представленных в виде коэффициентов разложения по полиномам Чебышева, показало, что по меридиональным или широтным потокам воздуха можно рассчитать как среднюю за зиму ледовитость, так и ледовитость за отдельные месяцы. Для предсказания ледовитости в целом на предстоящую зиму

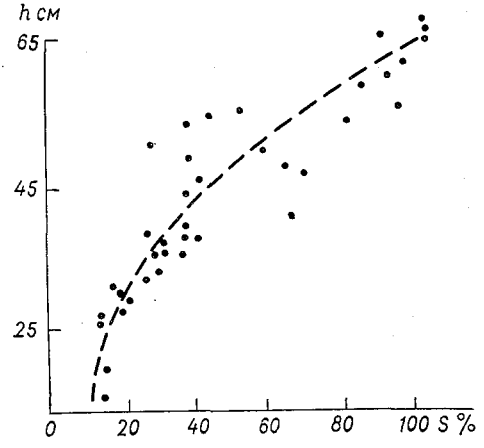


Рис. 89. Связь толщины льда с ледовитостью в Балтийском море.

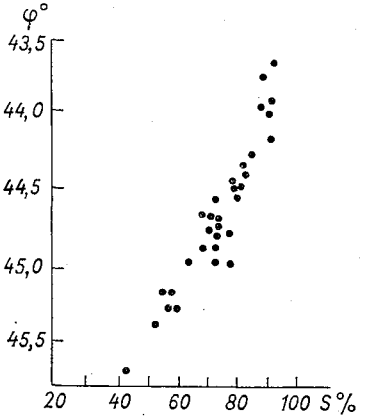


Рис. 90. Связь среднемесячного положения кромки льда φ со среднемесячной ледовитостью S в Северном Каспии в феврале.

в уравнения включаются коэффициенты разложения индексов циркуляции за сентябрь и октябрь, благодаря чему значительно увеличивается заблаговременность прогнозов. Соответственно уравнение для прогноза ледовитости в декабре включает исходные данные за октябрь, ноябрь и т. д.

Полученные зависимости характеризуются высокими коэффициентами корреляции и обеспеченностью метода около 80%.

В прогностические уравнения ледовитости во многих случаях входят факторы, характеризующие как динамическое, так и термическое состояние атмосферы. Так, при изучении ледовитости Гренландского, Баренцева и Карского морей А. И. Каракаш установил, что она зависит от температуры воздуха, теплоотдачи моря, интенсивности атмосферной циркуляции, температуры вод Нордкапского течения и, наконец, ледовитости истекшего года.

Широкое использование данных о температуре воздуха имеет очевидный физический смысл, так как температура является лучшим показателем теплового состояния атмосферы в период формирования ледяного покрова, а значит и общей ледовитости моря.

Используя показатели атмосферного давления и температуры воздуха, можно составлять прогнозы осенью на начало зимы и дальше непосредственно на каждый последующий месяц. Для некоторых морей, где ледовая инерция велика, представляется целесообразным учитывать фактическую ледовитость за предшествующие один-два месяца. При этом необходимо иметь в виду, что в различные сезоны ледовая инерция проявляется по-разному. Например, на Каспийском море, как показала С. И. Кан, устойчивость ледовитости от декабря к январю определяется весьма высоким коэффициентом корреляции (примерно 0,85), а в последующие месяцы инерционная связь невысока. В то же время на Охотском море лишь весной, когда начинается разрушение льдов, инерционные связи ослабевают, в течение же всей зимы они довольно тесные.

В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая определили наличие высокой ледовой инерции на Белом море, особенно в период с марта по май (см. § 5 гл. II).

Таким образом, эти исследования показывают, что ледовитость определяется совокупным влиянием как атмосферных, так и океанических процессов. Поэтому при создании методов прогноза ледовитости использовались данные также и по температуре за период, предшествующий появлению льда в море. В качестве показателя теплонакопления моря использовались данные о температуре воды в прибрежных пунктах и на гидрологических разрезах.

В последние годы появилась возможность использовать в ледовых прогнозах данные кораблей погоды, стоящих в стационарных точках в открытом океане и ведущих наблюдения в течение длительного периода времени.

Так, по материалам наблюдений, выполняемых с кораблей погоды в Атлантическом океане регулярно с 1948 г., удалось получить зависимости для предсказаний ледовитости для Балтийского и южных морей (рис. 91).

Между температурными условиями в северо-западной части Тихого океана в области полярного фронта в августе существует связь с ледовитостью Охотского моря в следующую зиму. Наблюдения показали, что положительная аномалия летнего теплозапаса в океане способствует усилению циклонической деятельности над океаном в холодном полугодии, т. е. преобладанию меридиональной циркуляции (и выносу тепла с океана), а отрицательная аномалия — ослаблению циклоничности и усилению зональной циркуляции (стоку холодного воздуха с материка). В первом случае усиливаются тепловые контрасты в системе материк—океан, во втором — ослабевают. Температура воды в этом случае осреднялась по большому району.

Могут быть рассмотрены также поля температуры воды в аналитическом виде, с тем чтобы можно было представить распределение температур по площади выбранного района и основные потоки. Предпринятое с этой целью разложение полей температуры воды в ряды по полиномам Чебышева дало возможность использо-

вать не только среднюю температуру (первый коэффициент разложения), но и некоторые другие элементарные поля для предсказания зимних ледовых условий.

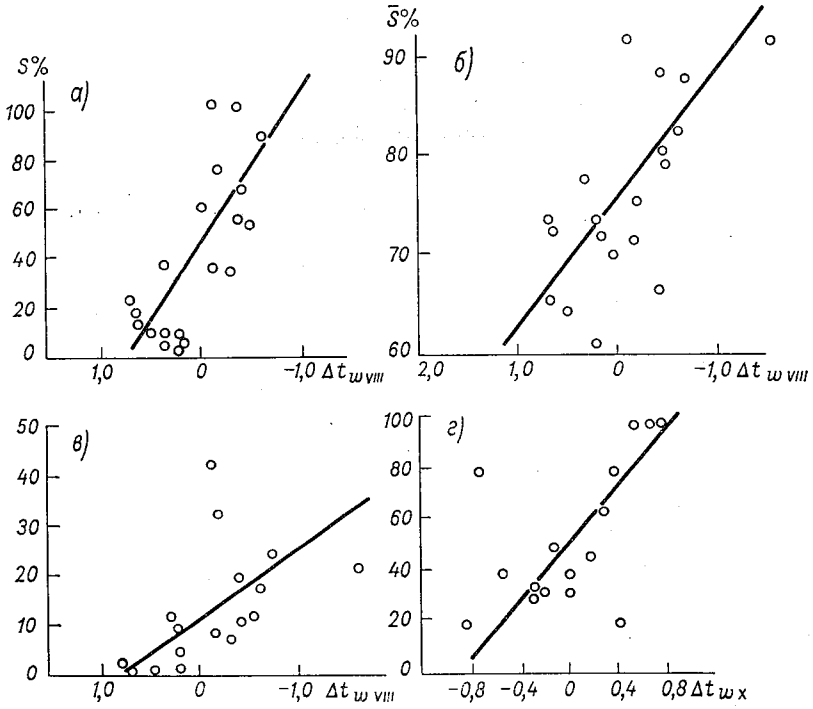


Рис. 91. Зависимость между аномалиями температуры воды в Атлантическом океане и средней ледовитостью в январе на Азовском (*а*), Каспийском (*б*), Черном (*в*) морях и в Финском заливе (*г*).

Подобного рода зависимости основаны на том, что океан и атмосфера находятся в постоянном динамическом и термическом взаимодействии. При этом крупномасштабные аномалии температуры деятельного слоя океана являются длительно действующими факторами, вызывающими аналогичные аномалии в атмосфере.

§ 4. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ВЕСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

1. Физические основы прогнозов сроков ледоразрушения. В задачу весеннего ледового прогноза входит предсказание сроков вскрытия неподвижного льда, сроков исчезновения тяжелых плавучих льдов сплоченностью 4 балла и сроков окончательного очищения моря ото льда.

Основными факторами, определяющими время наступления весенних ледовых фаз, являются количество льда, образовавшегося

за зиму (ледонакопление), и интенсивность его разрушения (таяние) весной.

Таким образом, общую прогностическую зависимость можно представить формулой

$$D=f(x,\ y), \tag{214}$$

где D — сроки наступления отдельных ледовых фаз, x — показатель массы льда, образовавшегося за зиму в море, y — фактор, определяющий интенсивность таяния льда весной.

Этот общий вид связи для прогноза сроков наступления весенних ледовых фаз является основным как для арктических, так и для неарктических морей. Значения определяющих факторов различны не только для каждого моря, но и для каждого района одного и того же моря.

При разработке конкретных прогностических схем факторы x и y представляются в виде количественных характеристик. Так, запас льдов в море часто выражается максимальной толщиной льда, измеренной в конце зимы. При отсутствии таких данных вместо толщины льда используются суммы отрицательных температур воздуха за осенне-зимний период. В некоторых случаях показателем запаса льда в море может служить количество плавучих льдов в конце зимы, а также положение кромки неподвижного льда. Следует заметить, что в каждом случае нужно предварительно решить вопрос, какой из этих показателей наиболее целесообразно в данном случае использовать как фактор-предсказатель.

В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая при составлении метода прогноза наступления сроков весенних ледовых явлений для Белого моря использовали в качестве показателя запаса льда в море сплоченность плавучих льдов в марте.

Е. М. Саускан для Каспийского, Азовского и Черного морей использовала сумму отрицательных температур воздуха.

В арктических морях, как показали исследования Н. А. Волкова, В. М. Иванова, А. А. Кириллова и др., вместо толщины льда использовались суммы отрицательных температур воздуха, вычисленные за разные промежутки времени.

Второй предсказатель — интенсивность стаивания льда — обусловливается различными факторами: тепловыми, динамическими и механическими. К тепловым факторам относятся: радиационный баланс, тепло, поступающее от воды, испарение, теплообмен с атмосферой и осадки. К динамическим факторам, в первую очередь, относятся ветер и атмосферное давление. Механические факторы следует рассматривать как производные динамических воздействий. К ним относятся: колебания уровня, течение и волнение. Так как элементы, из которых складывается тепловой баланс, не всегда определяются достаточно надежно, то количество тепла, поступающее от прямой и рассеянной радиации, теплообмен с воздухом, конденсация водяных паров на поверхности льда заменяются одним интегральным фактором. Этот фактор представляет собой сумму положительных температур воздуха, которая пропорцио-

нальна притоку тепла к поверхности льда. Таким образом, определяется общая физико-статистическая модель для прогноза сроков ледоразрушения на всех морях.

Полезно отметить, что не всегда удается каждый из аргументирующих факторов выразить каким-нибудь одним показателем. Иногда приходится учитывать еще дополнительные показатели, а значит и дополнительные члены уравнений, увеличивая число предикторов.

Однако современная техника и наличие ЭВМ дает возможность выполнять эти довольно сложные вычисления.

2. Схема долгосрочных прогнозов вскрытия неподвижного льда и окончательного очищения моря ото льда. Первым этапом разработки методики прогноза является детальное изучение характера изменчивости процессов ледоразрушения в данных конкретных условиях. Изучается общая гидрометеорологическая обстановка в период формирования, развития и разрушения ледовых явлений на отдельных станциях или в отдельных районах. Выполняется это на основании натурных наблюдений по достаточно длинным многолетним рядам. Затем методом типизации выделяются группы лет с легкими, суровыми и нормальными ледовыми условиями.

Для каждой группы лет изучаются те условия, которые привели к позднему, близкому к норме или раннему ледоразрушению. Наиболее простой вид прогностического уравнения для сроков вскрытия и окончательного очищения ото льда можно представить в виде

$$D_{\text{о. о}} = f\left(H_{\max},\ \Delta t_{a\frac{\text{V}+\text{VI}}{2}}\right), \tag{215}$$

где $H_{\max}$ измеряется в конце зимы (31 марта), $\Delta t_{a\frac{\text{V}+\text{VI}}{2}}$ аномалии температуры воздуха за $\frac{\text{V}+\text{VI}}{2}$. Обычно этот фактор, выражающий интенсивность таяния, берется из прогноза (рис. 92). На рисунке цифры около точек указывают годы и соответствующие им аномалии температуры воздуха.

В соответствии с ранее рассмотренной физико-статистической моделью прогноза сроков ледоразрушения составляются прогностические уравнения отдельно для каждой ледовой фазы с заданной заблаговременностью. Причем, выделив факторы-предсказатели, следует предварительно определить степень влияния каждого фактора на прогнозируемую дату и фактор, которому принадлежит ведущая роль в процессах ледоразрушения. Кроме того, необходимо установить, какова точность определения этих факторов. Прогнозируемые данные могут быть использованы в прогностической зависимости только в том случае, если обеспечивается их высокая надежность. Таковы в основном подготовительные работы при составлении прогностических зависимостей для сроков ледоразрушения.

Схемы прогностических моделей можно составлять различными путями.

Во-первых, структура прогностических зависимостей может содержать только предикторы предшествующего периода и только местного характера. Такая схема во многом удобна для практического использования. Тимонов и Кудрявая предложили составлять прогноз сроков окончательного очищения Белого моря по следующей схеме:

$$\Delta D_{0.\,0} = f(\Delta t_{\text{III}},\ \Delta I_{\text{III}}), \tag{216}$$

где $\Delta D_{0.\,0}$ — аномалии сроков окончательного очищения ото льда,

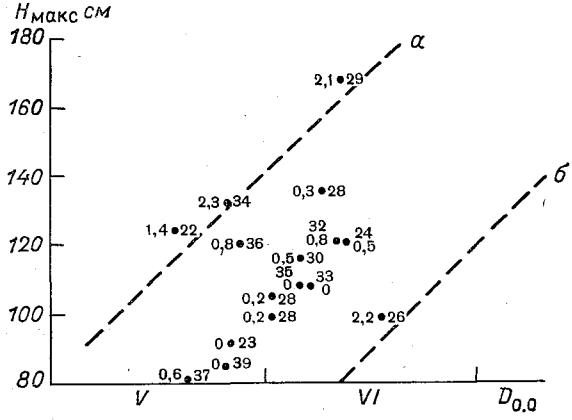


Рис. 92. Зависимость между сроками окончательного очищения ото льда и влияющими факторами.

а) $\Delta t_a \frac{\text{V} + \text{VI}}{2}$ равны $+2°$ С, *б*) $\Delta t_a \frac{\text{V} + \text{VI}}{2}$ равны $-2°$ С.

Δt_{III}, ΔI_{III} — аномалии температуры воздуха и сплоченности плавучих льдов в марте.

Так как очищение Белого моря ото льда происходит в среднем в конце мая, то рассматриваемая зависимость имеет заблаговременность около двух месяцев. При этом прогноз составляется полностью по наблюденным данным.

Полезно отметить, что предварительно как для моря в целом, так и для отдельных районов проверялось влияние каждого определяющего фактора, т. е. рассматривались зависимости вида:

$$\Delta D_{0.\,0} = f(\Delta t_i)$$

и

$$\Delta D_{0.\,0} = f(\Delta I_i)$$

и только после этого строились многофакторные связи.

Так как очищение Белого моря ото льда происходит в конце мая, то, естественно, была произведена попытка учесть температурные

характеристики в апреле и мае, т. е. была найдена зависимость вида:

$$\Delta D_{\text{о. о}} = f(\Delta I_{\text{III}}, \Delta t_{\text{IV}}, \Delta t_{\text{V}}). \quad (217)$$

Эта зависимость имеет очень высокий коэффициент корреляции ($R=0{,}94$) и высокую обеспеченность, равную 95%.

Однако в таком виде уравнение теряет прогностическую ценность, так как воспользоваться им можно только в том случае, если имеется достаточно надежный долгосрочный прогноз температуры воздуха на апрель и май. Низкая оправдываемость таких прогнозов заставляет искать другие пути. В частности, была найдена зависимость между температурой воздуха в апреле и мае и интенсивностью переноса воздушных масс над морем в марте. На основании использования этой связи были найдены уравнения, в которых учитывается температура воздуха в мае в неявном виде, без метеорологического прогноза.

В результате получается вторая схема прогноза, которая сводится к уравнению

$$\Delta D = f(\Delta I_{\text{IV}}, \Delta t_{\text{IV}}, \Delta v_{\text{III}}), \quad (218)$$

где Δv_{III} — аномалия проекции вектора переноса воздушных масс в марте.

По схеме (218) можно в конце марта (при наличии прогноза температуры воздуха на апрель) составлять прогнозы сроков очищения моря ото льда с 1,5—2-месячной заблаговременностью как для моря в целом, так и по отдельным районам.

В некоторых случаях для прогноза таяния льда удобно использовать метод Ю. П. Доронина. По этому методу сначала определяется дата начала устойчивого таяния, которая находится как момент времени, когда температура снежно-ледяной поверхности становится равной 0° С. Приближенно она вычисляется по упрощенной формуле

$$t_0(\tau) = \frac{1}{1{,}92a + \frac{\lambda_c}{\delta}}[R(\tau) + a(t_э) - 10{,}7)]. \quad (219)$$

В формуле (219) основными аргументами являются радиационный баланс R и эквивалентная температура $t_э$. Параметр a зависит от скорости ветра v (м/с),

$$a = \frac{5 \cdot 10^{-4} v}{\ln(1 + 1{,}8 \cdot 10^{3} v)}. \quad (220)$$

С момента начала таяния уменьшение толщины льда за N суток вычисляется по формуле

$$\Delta H = 0{,}0139 \sum_{i=1}^{N} R_i + 0{,}12 \sum_{i=1}^{N} (1 + 0{,}81 f_i)\varphi t_i - 1 \cdot 13 \sum_{i=1}^{N} (1 - f_i)\varphi - \delta \frac{\rho_{\text{сн}}}{P}, \quad (221)$$

где R_i — радиационный баланс за i-тые сутки, t_i и f_i — температура и влажность воздуха в течение суток, $\varphi = 0{,}4 + 0{,}48\ v$. Послед-

ний член формулы учитывает расход тепла на таяние снега плотностью $\rho_{сн}$, вследствие чего ΔH уменьшается.

Рассмотренные схемы составления прогнозов сроков ледоразрушения могут быть применимы для всех ледовых фаз весеннего периода. По этим же схемам можно составлять прогноз сроков начала навигации. Естественно, влияющие факторы в каждом конкретном случае будут иметь различный вес.

Разумеется, пути создания методики долгосрочных весенних ледовых прогнозов не исчерпываются рассмотренными выше схемами. Можно исследовать с прогностической точки зрения еще целый ряд факторов, оказывающих влияние на ледовые условия моря. Достаточно упомянуть хотя бы весь комплекс радиационных процессов, учет которых поможет будущему развитию методики ледовых прогнозов. Некоторое значение для северных морей имеют данные по температуре воды на Кольском меридиане, уже использовавшиеся ранее А. И. Каракашем. Известную пользу могут принести данные о вскрытии верховьев рек бассейна моря. Может оказаться полезной связь наступления весенних ледовых фаз на других морях и озерах. И наконец, особенно большой эффект может дать учет зимнего выноса или приноса льда из других районов.

В Гидрометцентре для прогноза ледовых явлений для неарктических морей используется метод Каракаша. В основу метода положен учет термического и динамического взаимодействия атмосферы и гидросферы в период, предшествующий и сопутствующий ледовым явлениям. В качестве показателей состояния атмосферы и гидросферы используется атмосферное давление, температура воздуха, воды и уровень моря. Корреляционный и спектральный анализ позволил обнаружить в ходе гидрометеорологических элементов полугодовые, годовые, 2—2,5 и 5-годовые циклы. Анализ изменений составляющих теплового баланса показывает, что более интенсивно теплообмен между океаном и атмосферой протекает зимой. Следовательно, аномалии гидрологических характеристик формируются зимой и определяют их характер в следующем году, что может служить основой для разработки метода прогноза ледовитости на следующую зиму по текущей. Связь между атмосферным давлением в январе текущего года и средней температурой с января по апрель следующего года оказалась тесной. Показанная возможность прогнозирования температуры воздуха с такой большой заблаговременностью является важным этапом в разработке метода ледовых прогнозов.

Каракашем проведен статистический анализ данных наблюдений за ледовитостью на различных морях. Показано, что изменения ледовитости во времени подчиняются закону, близкому к нормальному.

Обстоятельное исследование ледовых условий на всех неарктических морях СССР и обусловливающих факторов позволило установить важные в прогностическом отношении положения. При составлении долгосрочных прогнозов следует учитывать влияние подстилающей поверхности океана. Определяющие факторы нужно

рассматривать за холодный период и на больших пространствах. Выявлена большая роль ледовой инерции. Это позволяет по средней за зиму ледовитости вычислять среднюю за каждый месяц величину ледовитости. Соответствие между знаком аномалии ледовитости на разных морях свидетельствует о том, что формирование крупных аномалий происходит под влиянием общих макропроцессов. Обнаруженная связь между положением кромки льда и ледовитостью дает возможность прогнозировать положение кромки, если известно ее положение в прошлом году и будущая ледовитость. Установлена связь между толщиной льда и ледовитостью, которая используется для прогнозов (долгосрочных) толщины льда. Уравнения для предсказания ледовитости: $S_{\Gamma} = f(B_{i,j}, t_a, t_w)$, где S_{Γ} — среднемесячная ледовитость; t_w, t_a — среднемесячная температура воды и воздуха; $B_{i,j}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления по естественным составляющим. Таким образом были построены прогностические уравнения для всех неарктических морей. Зная ледовитость того или иного моря, можно определить положение кромки, толщины льда, протяженность ледовой трассы, продолжительность ледового периода. Изложенный метод прогноза ледовых условий применяется в оперативной работе Гидрометцентра и дает высокую обеспеченность.

Литература: [13, 31, 37, 42, 45, 50, 58, 61, 62, 73, 102, 133].

Глава XIII. ОСОБЕННОСТИ НАУЧНО-ОПЕРАТИВНОГО ОБСЛУЖИВАНИЯ И ЛЕДОВЫХ ПРОГНОЗОВ ДЛЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

§ 1. НАУЧНО-ОПЕРАТИВНОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ ЛЕТНЕЙ НАВИГАЦИИ В АРКТИКЕ

В различных районах Мирового океана в настоящее время широко используются рекомендации гидрометеорологической службы для обеспечения безопасности мореплавания и выбора наивыгоднейших маршрутов плавания. Однако ни на одной трассе Мирового океана нет такой тесной связи между судоходством и гидрометеорологической службой, как в морях советской Арктики.

Подготовка к арктической навигации начинается с разработки плана грузоперевозок, который обычно составляется в середине зимы. Необходимым условием составления плана грузоперевозок по трассе Северного морского пути является правильный учет ожидаемых ледовых условий. По этой причине содержание долгосрочных ледовых прогнозов определяется навигационным значением тех характеристик ледового режима, изменчивость которых наиболее существенно влияет на плавание судов. Так, например, предсказание заприпайных полыней и разрежений позволяет значительно продлить на отдельных участках трассы навигационный период, что дает крупный экономический эффект.

В районах, занятых припаем, для определения сроков и оптимальных условий форсирования льда необходимо заранее знать сроки начала разрушения неподвижного льда и интенсивность таяния его. Долгосрочный прогноз положения и площади ледяных массивов позволяет наиболее целесообразно распределить ледоколы и наметить маршруты плавания судов. Для осеннего периода очень важно выделить районы сосредоточения старых льдов и сроки ледообразования на открытых ото льда акваториях моря.

В прогнозах и навигационных рекомендациях обычно указывается:

1) ледовитость арктических морей и площади ледяных массивов;

2) сроки разрушения припая на оперативно важных участках трассы, где припай лимитирует начало массовой проводки судов, или сроки ослабления припая до состояния, при котором возможно пробить канал;

3) распределение льда в морях (положение кромки льда и основных ледяных массивов);

4) сроки начала устойчивого ледообразования и время намерзания льдов до толщины, лимитирующей проводку судов (10, 25 и 50 см);

5) сроки возможного начала и конца плавания судов на отдельных участках трассы, наиболее благоприятные маршруты и периоды плавания.

§ 2. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Формирование ледяного покрова происходит под воздействием трех основных процессов:

1) образования и нарастания льда, в результате чего происходит его накопление;

2) дрейфа льдов, обусловливающего ледообмен (принос и вынос), а также их разрежение, сплочение и торошение;

3) таяния ледяного покрова, в результате которого происходит уменьшение толщины и сплоченности льда и в конечном итоге очищение морей ото льдов.

Ледообразование в арктических морях начинается в конце сентября — начале ноября. Начало ледообразования в рассматриваемом районе зависит от максимального теплосодержания моря, показателем которого для многих районов является ледовитость, плотностной стратификации вод и интенсивности осеннего выхолаживания, посредством турбулентного теплообмена, испарения и эффективного излучения.

Суммарная теплоотдача открытой водной поверхности в сентябре обычно составляет 3,0—4; 5 ккал/(см^2·мес.), а в октябре 7—9 ккал/(см^2·мес.).

Образование ледяного покрова существенно изменяет характер процессов теплообмена моря с атмосферой: сокращаются потери тепла на турбулентный теплообмен и испарение и резко возрастает

роль эффективного излучения. Потери тепла компенсируются главным образом теплом, выделяемым за счет кристаллизации при нарастании льда, а в ряде районов и за счет тепла глубинных вод.

Дрейф ледяного покрова, обусловливающий перераспределение и торошение льдов, оказывает существенное влияние на формирование ледяного покрова в течение всего года. В соответствии с физико-географическими особенностями арктические моря разделены на две группы: в первой зимой преобладает вынос льда, во второй — принос или чередование приноса и выноса. В первую группу входят моря Карское, Лаптевых и отчасти Баренцево, во вторую — Восточно-Сибирское и Чукотское.

Для морей восточного сектора Арктики весьма существенным фактором является межгодовая изменчивость количества многолетних льдов. Средняя площадь двухлетних и старых льдов в пределах восточного сектора в конце зимы, по данным Н. А. Волкова и З. М. Гудковича, превышает 200 тыс. км^2, что в 15 раз превышает площадь таких льдов в западных морях.

Вследствие выносного дрейфа к концу зимы в арктических морях происходит «омоложение» льдов, в некоторых районах за припаем возникают зоны молодых льдов. В результате объем льда в морях Карском и Лаптевых уменьшается в среднем на 25—30%. Это обстоятельство используется в ледовых прогнозах: чем больше площадь молодых льдов в конце зимы, тем меньше ледовитость в навигационный период при прочих равных условиях. Роль дрейфа велика и в период разрушения льда, когда в западных арктических морях преобладает принос льдов, в восточных — вынос.

Все указанные особенности дрейфа нужно иметь в виду при разработке методики ледовых прогнозов. Так, например, для морей восточного сектора Арктики очень важно предвидеть крупные аномалии дрейфа летом.

Существенным процессом, формирующим ледовую обстановку в арктических морях в навигационный период, является таяние.

Основным источником энергии в тепловом разрушении ледяного покрова является приток тепла от Солнца. Суммарная солнечная радиация и эффективное излучение не имеют в Арктике существенных межгодовых различий, однако суммарная радиация значительно меняется от месяца к месяцу. Изменчивость радиационного тепла, идущего на таяние, почти полностью определяется изменчивостью отражательной способности ледяного покрова. Таким образом, различия в сроках начала таяния указывают на то, что количество солнечной радиации, поглощенное ледяным покровом, в период максимума наступления солнечной радиации, весьма заметно меняется от года к году. Если таяние начинается в ранние сроки, то в связи с уменьшением альбедо, поглощение льдом радиационного тепла идет более интенсивно и создаются условия для быстрого уничтожения льда. Если же таяние начинается в более поздние сроки, в период спада суммарной радиации, то в связи с замедленным уменьшением альбедо поглощение льдом радиационного тепла идет менее интенсивно.

По оценкам ААНИИ количество суммарной радиации, которое поглощается ледяным покровом при поздних сроках начала таяния, примерно вдвое меньше, чем при ранних, а различия в величинах стаивания могут достигать 80 см.

Большое значение в процессе таяния имеют разрежения льдов и полыньи. Коротковолновая радиация поглощается чистой водой в 2—4 раза больше, чем ледяным покровом. Часть поглощенного водой тепла идет на таяние ледяного покрова с боков, что приводит к уменьшению сплоченности льдов.

Эффективность теплового разрушения льда зависит, кроме вышеуказанных факторов, от толщины, сплоченности и заснеженности ледяного покрова к началу таяния. Изменение сплоченности к началу таяния на 1 балл может привести к изменению сроков очищения примерно на две декады.

При благоприятных условиях в южных районах арктических морей полное уничтожение однолетних льдов в результате таяния может произойти к середине июля, а при неблагоприятных — значительные массы остаточных льдов сплоченностью 7—10 баллов и толщиной 1,0—1,5 м сохраняются до начала нового ледообразования.

Таким образом, изучение процессов нарастания, перераспределения и таяния льдов, а также установление их зависимости от гидрометеорологических условий дает физическую основу для разработки методов ледовых прогнозов.

§ 3. ЛЕДОВЫЙ БАЛАНС

Из общих физических соображений следует, что для разработки долгосрочного прогноза ледовитости или количества льда в том или ином море необходимо использовать данные ледового баланса. Уравнение ледового баланса можно записать в следующем виде:

$$Q = Q_{\text{теп}} + Q_{\text{дин}}, \qquad (222)$$

где $Q_{\text{теп}}$ — тепловая составляющая ледового баланса, $Q_{\text{дин}}$ — динамическая составляющая ледового баланса.

Гидрометеорологические процессы, вызывающие изменения количества льда, можно по характеру воздействия подразделить на тепловые и динамические. Под действием тепловых процессов происходит увеличение или уменьшение массы льда путем фазовых преобразований воды, а также изменения его теплосодержания. Суммарный эффект притока и оттока тепла через верхнюю и нижнюю границы ледяного покрова выражается уравнением теплового баланса.

Динамические процессы обычно приводят к перераспределению массы льда в результате его сплочения, разрежения, сжатия и торошения, а также к увеличению или уменьшению количества льда за счет его приноса или выноса.

В тепловой составляющей уравнения ледового баланса различают три основных потока тепла: радиационный, турбулентный и

адвективный. Следует отметить, что методика расчета адвективных процессов разработана значительно слабее, чем радиационных и турбулентных. Это создает определенные трудности при использовании уравнения ледового баланса в прогнозах.

Зная начальное распределение толщины льда, его сплоченность, торосистость и поле скоростей дрейфа, можно предвычислить скорость изменения количества льда в каждом районе моря. Роль отдельных составляющих динамической части ледового баланса существенно зависит от толщины и сплоченности льда, дивергенции скорости дрейфа, компонентов скорости потока. Эти характеристики зависят от метеорологических условий и могут существенно изменяться в пространстве. Наибольшее значение в прикромочных районах имеет дрейф льда. Дивергенция дрейфа наиболее четко выражена у берегов при нажимном дрейфе. Первая попытка рассчитать ледовый баланс была сделана Д. Б. Карелиным для моря Лаптевых.

Несмотря на ориентировочный характер расчета ледового баланса моря Лаптевых работа Карелина и до настоящего времени представляет большой методический интерес. В табл. 30 приведены основные результаты данного исследования.

По данным о ледовом балансе моря Лаптевых для средних многолетних условий, приведенным в табл. 30, можно судить об удельном весе различных влияющих факторов. Большинство современных методов ледовых прогнозов строится на учете главных факторов, следовательно, задачей первостепенной важности является выявление этих главных факторов.

Таблица 30

Вклад различных составляющих уравнения ледового баланса для моря Лаптевых

Составляющие уравнения ледового баланса	Объем льда		Составляющие уравнения ледового баланса	Объем льда	
	км³	%		км³	%
Приходная часть			Расходная часть		
1. Образуется в течение зимы ровный лед	940	65,0	1. Тает под действием солнечной радиации	430	29
2. Остаток от предыдущего года	185	13,0	2. Выносится течением в Арктический бассейн	300	21
3. Образуется дополнительно за счет выноса льда	155	10,5	3. Выносится ветровым дрейфом	225	16
4. Образуется дополнительно за счет торошения	120	8,0	4. Тает под действием притока тепла из атмосферы	210	14
5. Приносится из Карского моря через пролив Вилькицкого	45	3,0	5. Переходит на следующий год	185	13
6. Приносится реками	5	0,5	6. Тает под действием притока тепла со стоком рек	100	7
Сумма	1450	100	Сумма	1450	100

Рассмотрим отдельные элементы уравнения ледового баланса применительно к задаче долгосрочного прогноза ледовитости. В приходной части решающую роль играет образующийся вследствие замерзания воды ровный лед. Как известно, толщину при-

пайного льда к концу холодного периода года можно прогнозировать с высокой обеспеченностью.

Для дрейфующего льда формулы нарастания припайного льда не всегда приемлемы. Карелин показал, что нарастание дрейфующего льда происходит на 4% медленнее, чем припайного. Он предложил для его определения в море Лаптевых эмпирическую формулу следующего вида:

$$\Delta h_{л}=0{,}93\sum(-t_a^{0{,}606}), \qquad (223)$$

где $\sum(-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза.

Как видно из табл. 30, общее количество льда в море увеличивается вследствие процессов торошения. Торошение в арктических морях происходит под влиянием как приливных явлений, так и ветровых условий. В море Лаптевых высота торосов, образующихся за счет приливных явлений, не превышает 2,5 м, а под влиянием ветра торосы могут достигать высоты более 5 м. Если количество торосов, образованных приливными силами, можно считать мало меняющимися от года к году, то количество торосов, возникших под воздействием ветра, значительно колеблется в зависимости от характера ветрового режима. Здесь важную роль играют и скорость ветра и частота смены его направления. Наиболее благоприятны для торосообразования сильные ветры, часто меняющие свое направление.

Количество льда в арктических морях зимой увеличивается еще и вследствие выноса льдов в Северный Ледовитый океан, когда образуются пространства чистой воды, которые затем быстро покрываются ровным льдом. О колебаниях количества льда, образовавшегося на освободившихся пространствах, ориентировочно можно судить по барическим градиентам, определяющим ветровой вынос льдов.

Определить количество льда, образующегося в море в результате ледообмена с соседними районами, нетрудно, если хорошо известны элементы постоянных течений и ветровые условия. Как показали многочисленные наблюдения, колебания количества льда во времени в результате его приноса и выноса из соседних морей и Центральной Арктики могут быть весьма значительными.

Количество речного льда в первом приближении можно считать постоянным, хотя оно может несколько меняться в зависимости от толщины речного льда.

В расходной части уравнения ледового баланса на первом месте стоит таяние льда под действием суммарной солнечной радиации. Согласно исследованиям ГГО и ААНИИ, межгодовые колебания солнечной радиации в среднем составляют 10—15% от средней многолетней ее величины, однако величина радиационного баланса от года к году может меняться значительно больше.

По данным ряда авторов, количество льда, переносимого течениями, более или менее постоянно, а количество льда, выносимого из моря Лаптевых за счет ветрового дрейфа, значительно колеблется от года к году. Наиболее ценные сведения для изучения этих колебаний дают автоматические радиобуи и радиовехи, установленные на дрейфующих льдах. Количество выносимого под влия-

нием ветра льда можно определить также по картам изобар с помощью изобарического метода расчета дрейфа, предложенного Н. Н. Зубовым. Этот косвенный метод хотя и дает результаты менее точные по сравнению с непосредственными измерениями дрейфа льда, все же оказывается ценным для ледовых прогнозов.

Таяние льда за счет турбулентного теплообмена с атмосферой и теплового стока рек, рассчитывается довольно надежно. Величина турбулентного теплообмена подстилающей поверхности с нижними слоями атмосферы существенно меняется от года к году, поэтому возникает необходимость предсказывать характеристики тепло- и влагообмена с атмосферой.

В настоящее время составление прогнозов ледовитости на основе расчетов элементов ледового баланса встречает на практике значительные трудности. Однако дальнейшее накопление материалов наблюдений, совершенствование методов расчета и использование современной вычислительной техники, позволит преодолеть эти трудности и в дальнейшем разрабатывать прогнозы ледовитости этим путем, логически и физически наиболее обоснованным.

Для общей характеристики ледовых условий в море очень часто используется такой показатель, как ледовитость моря или отдельных его районов. Основная масса наблюдений за ледовыми характеристиками в арктических морях приходится на июль—сентябрь, а в последние годы и на первую декаду октября.

Для сезонного хода ледовитости арктических морей характерно более или менее постепенное ее уменьшение от конца июня — начала июля до середины сентября. Начало уменьшения ледовитости в Баренцевом море приходится на начало мая. Юго-восточная часть Баренцева моря свободна ото льда с июля по ноябрь, в то время как в его северо-восточной части льды сохраняются обычно все лето. К концу сентября полностью освобождается ото льда только юго-западная часть Карского моря, восточная часть моря Лаптевых и Чукотское море к этому моменту очищаются примерно на $^3/_4$, северо-восточная часть Карского моря, западная часть моря Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского моря очищаются приблизительно на половину, а восточная часть Восточно-Сибирского моря — в среднем только на $^1/_4$.

Скорость сезонного уменьшения ледовитости для рассматриваемых районов примерно одинакова. Скорость изменения ледовитости в различные годы неодинакова. При неблагоприятных условиях в различные годы даже летом может происходить увеличение ледовитости. Максимальная скорость очищения приходится в основном на третью декаду июля — первую декаду августа.

Важной особенностью ледового режима арктических морей является ледовая инерция, под которой понимают устойчивость сохранения аномалии ледовитости в течение летнего сезона. Вероятность сохранения знака ледовой аномалии для различных районов арктических морей неодинакова. При этом чем больше аномалия ледовитости в начале мая, тем больше и вероятность сохранения ее знака в последующие месяцы.

Наибольшей устойчивостью обладают аномалии ледовитости в северо-восточной части Карского моря, а также в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море, где расположены основные ледяные массивы. Если в этих районах аномалия ледовитости в начале июля составляет 20%, то до конца летней навигации вероятность сохранения знака аномалии близка к 100%. Можно сказать, что аномалия ледовитости формирует гидрометеорологические условия, которые оказывают заметное влияние на весь ход последующих ледовых процессов. Из анализа ледовых условий за отдельные годы установлено, что случаи, когда первоначально сформировавшаяся аномалия ледовитости меняет свой знак на обратный к концу лета, отмечаются крайне редко.

Знаки аномалии чаще совпадают в соседних районах смежных морей и имеется тенденция к «оппозиции» западного и восточного секторов Арктики. Оппозиция особенно заметно проявляется в августе. Кроме того, выявлена закономерность в смещении аномалий ледовитости из Врангелевского района в Новосибирский за 1 год, в западную часть моря Лаптевых за 2 года, в Карское море за 4 года, а через 1 год появляется аномалия противоположного знака опять во Врангелевском районе.

Выявлением циклических колебаний в ледовитости арктических морей занимались очень многие исследователи, особенно следует отметить работы В. Ю. Визе, Н. А. Волкова, Е. Г. Ковалева, Б. А. Слепцова-Шевлевича и др. В результате разложения кривых многолетних колебаний ледовитости Волков и Слепцов-Шевлевич выявили двухлетние, семилетние и фоновые циклы.

Циклические колебания имеют вид стоячей волны, узел которой расположен в Восточно-Сибирском море. К западу от этого района максимум волны ледовитости обычно приходится на четные годы, а минимум — на нечетные, а в Чукотском море — все наоборот. Возможно это обстоятельство и объясняет известную «оппозицию» между западными и восточными морями Арктики.

В отличие от двухлетней волны семилетняя волна не является стоячей: она постепенно смещается с востока на запад, проходя все советские арктические моря за 3—4 года. Семилетние колебания многие авторы объясняют влиянием «полюсного прилива».

Большой научный интерес всегда представляли фоновые изменения ледовитости, или так называемый тренд в колебаниях ледовитости. На рис. 93 представлены эти крупные изменения ледовитости за длительные отрезки времени. Существенные фоновые изменения ледовитости отмечались в Баренцевом и Карском морях. В течение 20 и 30-х годов ледовитость здесь постепенно уменьшалась. В 40-х годах ледовитость западных морей достигла минимума, после чего началось увеличение ледовитости, которое продолжается и по настоящее время. В той или иной степени «потепление Арктики» затронуло все арктические моря, однако хорошо выраженное похолодание в последние десятилетия на западе к началу 70-х годов еще не проявилось в восточном секторе Арктики.

Как было показано выше, ледовитость является следствием большого количества взаимосвязанных процессов различного временного и пространственного масштабов. Общая принципиальная схема долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей, составленная в зависимости от определяющих факторов имеет вид:

$$V_л = f(x, y, z), \qquad (224)$$

где $V_л$ — ледовитость, x, y, z — показатели, учитывающие соответственно процессы предшествующего года, накопление льдов и процессы таяния и дрейфа льда в весенне-летние месяцы.

При разработке долгосрочных прогнозов ледовитости в морях западного и восточного секторов Арктики установлено, что роль этих факторов неодинакова в различных районах. Так, например, в западном секторе в межгодовых изменениях ледовитости основную роль играют процессы периода накопления льдов зимой. Для морей Восточно-Сибирского и Чукотского первостепенное значение приобретают таяние и дрейф льда в весенне-летние месяцы.

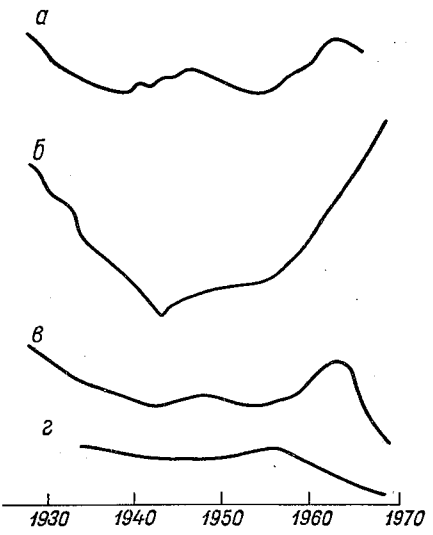


Рис. 93. Многолетний ход фоновой составляющей ледовитости.

а — Баренцево море (июль—сентябрь), *б* — Карское море (август), *в* — Восточно-Сибирское море (август), *г* — Чукотское море (август).

Исследованиями В. М. Иванова, А. А. Кириллова, Е. Г. Ковалева, Т. И. Санцевич и др. установлена вполне определенная связь между типами атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму и ледовитостью арктических морей. При преобладании восточной формы циркуляции в осенне-зимний период можно ожидать в летние месяцы развитие процессов, способствующих формированию пониженной ледовитости. Данная прогностическая связь и аналогичные связи нашли широкое применение в оперативной работе ААНИИ.

Имеется также большое количество работ, в которых подчеркивается существенная роль так называемых внешних сил в межгодовых колебаниях суммарной ледовитости всех арктических морей. Первая попытка разработать методику прогнозов ледовитости арктических морей с использованием этих сил принадлежит В. Ю. Визе. Несколько позднее под руководством И. В. Максимова был разработан метод сверхдолгосрочного прогноза ледовитости Баренцева моря на основе учета космо-геофизических факторов.

Представляет интерес совместный учет космо-геофизических факторов и факторов, характеризующих особенности циркуляции атмосферы и океана. В ААНИИ Е. И. Чаплыгин и А. В. Янес попытались осуществить такой подход для разработки методики прогноза ледовитости моря Лаптевых. В предлагаемом ими методе прогностическая зависимость записывается в форме

$$V_л = f(x, z), \tag{225}$$

где x — численная характеристика показателя крупномасштабных изменений системы океан—атмосфера, z — численная характеристика воздействия космо-геофизических сил. В качестве показателя крупномасштабных изменений системы океан—атмосфера этими авторами принят годовой объем атлантических вод, втекающих через пролив между Шпицбергеном и Гренландией.

Из космо-геофизических сил в данном методе учитывается влияние колебаний (нутаций) оси вращения Земли.

Гипотеза о механизме передачи влияния колебаний оси вращения Земли на гидрометеорологические процессы была высказана В. В. Шулейкиным, И. В. Максимовым, Э. И. Саруханяном и др. Согласно взглядам Максимова, изменение положения оси вращения Земли приводит к возникновению 6—7-летних циклов колебания уровня океана. Можно полагать, что это в свою очередь приводит к изменению океанической циркуляции, а следовательно, и циркуляции атмосферы. Для подтверждения данной гипотезы были выполнены статистические сопоставления на конкретном материале по морю Лаптевых. Учитывая большую инерцию в изменчивости ледовых явлений, сопоставления в зависимости: $V_л = f(x, z)$ производились со сдвигом в несколько лет.

Максимальные значения коэффициентов корреляции сопоставляемых величин, сглаженных по 3-летиям, получены при сдвиге 3—4 года ($r_{Vx} = -0{,}55$; $r_{Vz} = -0{,}74$; $R = 0{,}65—0{,}97$).

Приведенные величины свидетельствуют о возможности использования рассматриваемых показателей для сверхдолгосрочного прогноза ледовитости моря Лаптевых.

Итак, определив количество атлантических вод, втекающих в Арктику на разрезе Шпицберген — кромка льдов в Гренландском море, и проекцию радиуса-вектора отстояния Северного полюса относительно среднего полюса эпохи на ось y, можно на три года вперед вычислить ледовитость моря Лаптевых.

В ААНИИ проводилась оперативная проверка этого метода. В начале января в течение трех лет составлялся прогноз на первую половину навигации (заблаговременность 7—8 месяцев). Оправдываемость прогнозов в эти годы была следующей:

Год	1-й	2-й	3-й
Количество уравнений	12	36	34
Оправдываемость, %	83	92	88

Полученные величины оправдываемости свидетельствуют об удовлетворительных результатах данного метода сверхдолгосрочных прогнозов ледовитости.

Успех в прогнозе ледовитости в значительной мере связан с эффективностью предсказателей, характеризующих те или иные особенности циркуляции атмосферы. В связи с этим в ААНИИ при разработке метода долгосрочного прогноза суммарной ледовитости арктических морей для выделения эффективных предсказателей был использован и дискриминантный анализ.

Дискриминантный анализ, созданный для целей классификации событий и объектов, является методом выделения наиболее эффективных признаков, присущих тому или иному классу. Его основу составляет задача нахождения способа разделения пространства векторов-предикторов на области, соответствующие различным классам предсказываемого явления. При использовании дискриминантного анализа должна быть заранее задана классификация прогнозируемого процесса, в соответствии с которой разбивается на классы и вся совокупность полей гидрометеорологического элемента, выбранного в качестве предсказателя. Необходимо отметить, что выбор векторов предсказателей выходит за пределы возможностей метода и должен вытекать из физической модели процесса.

Применение дискриминантного анализа для прогноза ледовитости показало перспективность такого подхода к поиску оптимальных предсказателей. В связи с этим можно ожидать, что в будущем он будет широко использоваться при разработке методики физико-статистических прогнозов.

§ 4. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СРОКОВ ОКОНЧАТЕЛЬНОГО РАЗРУШЕНИЯ ПРИПАЯ

Важными элементами ледового режима арктических морей, которые необходимо прогнозировать, следует считать сроки взлома и окончательного разрушения припая. На сроки взлома и окончательного разрушения припая в арктических морях оказывают большое влияние как термические, так и механические факторы. Основными факторами, определяющими сроки взлома припая, являются толщина льда на конец зимы, начало таяния снежного покрова на льду, интенсивность стаивания льда сверху, скорость и направление ветра, а также приливные колебания уровня.

Методы прогнозов сроков взлома припая сводятся в основном к прогнозу времени, когда припай окажется достаточно подготовленным к взлому под воздействием динамических усилий.

Рассмотрим некоторые приемы прогноза и расчета сроков взлома припая.

Пользуясь методом барических шаблонов, В. Ю. Визе полагал, что характер ледовой обстановки арктических морей нужно рассматривать как следствие интенсивности циркуляции атмосферы. Сопоставив карты среднемесячного и сезонного атмосферного давления для Северного Ледовитого океана и арктических морей с характеристиками ледовых явлений для экстремальных

лет, Визе заметил некоторые различия в ледовых условиях. Так, например, из сопоставления карт среднего давления со сроками вскрытия припая в проливе Маточкин Шар следует, что в годы с ранними сроками вскрытия полярный антициклон в марте—мае развит слабо, а в годы с поздними сроками он развит сильно и занимает почти весь Северный Ледовитый океан. В качестве показателя развития антициклона использовалась площадь, ограниченная изобарой 1020 мб.

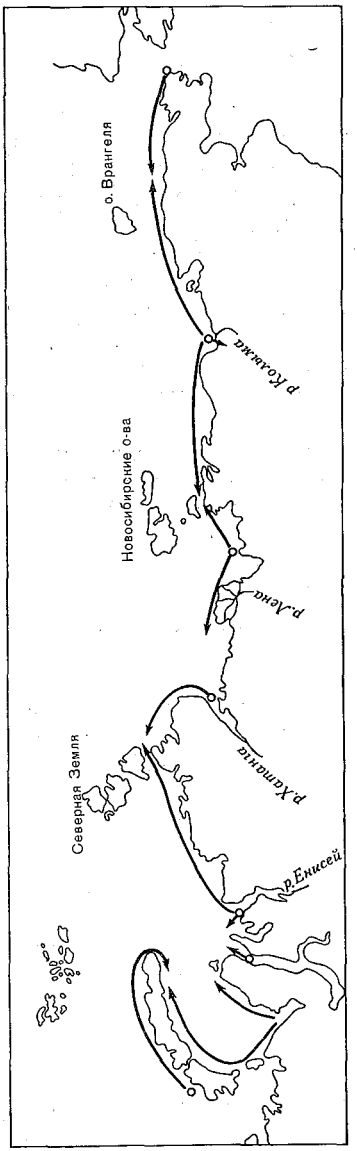


Рис. 94. Распространение волн вскрытия в окраинных арктических морях.

Объяснение этой связи следует искать, с одной стороны, в устойчивости аномалий полярного антициклона и, с другой стороны, в том, что антициклон, увеличиваясь по площади, оттесняет к югу траектории циклонов. При слабом развитии полярного антициклона траектории циклонов, идущих с Атлантики, проходят несколько севернее, а это значит, что больше тепла поступает в арктические моря.

Другим барическим шаблоном может быть состояние исландского минимума. Анализ барических шаблонов за январь—март показывает, что большая и малая ледовитость Карского моря определяется главным образом состоянием исландской депрессии. В годы большой ледовитости исландский минимум занимает свое обычное положение с центром в районе о. Исландия, тогда как в годы малой ледовитости наблюдается вторичный минимум атмосферного давления над Баренцевым морем. При этом центр исландского минимума располагается несколько севернее и, следовательно, в январе—марте траектории циклонов имеют более северное положение, что обусловливает адвекцию тепла в атмосфере над Карским морем.

В качестве численного показателя главной особенности барического рельефа Визе использовал разность давления между точ-

ками с координатами 75° с. ш., 30° в. д. и 60° с. ш., 20° в. д. За показатель положения траектории циклонов принималось давление в точке с координатами 80° с. ш. и 180° в. д. Используя третий влияющий фактор — температуру воздуха на о. Диксон в октябре—декабре, он получил достаточно тесные связи (коэффициент корреляции около 0,80), позволяющие прогнозировать сроки вскрытия припая.

Метод барических шаблонов следует применять только в тех случаях, когда влияние местных условий невелико. Необходимым условием успешности применения этого метода является достаточно большая амплитуда колебаний прогнозируемого элемента.

Д. Б. Карелин для арктических морей выявил центры вскрытия припая, т. е. районы, где вскрытие начинается раньше всего и откуда оно распространяется по определенным направлениям в виде волны (рис. 94). Зная время начала распространения волны вскрытия и ее скорость, можно определить дату вскрытия в том или ином районе моря, особенно для тех участков побережья Арктики, где нет длительных рядов наблюдений.

Существенным недостатком такой методики прогноза является непостоянство скорости распространения «волны вскрытия». Если удастся выявить причины колебаний скорости распространения этих волн, то появится возможность использовать этот прием в оперативной практике.

Рассмотренные выше методы и приемы долгосрочного прогноза дат вскрытия припая не могут дать точных результатов, так как в основу их положено влияние на припай среднего состояния метеорологических и гидрологических элементов. В работе Ю. В. Тарбеева сделана попытка рассмотреть механизм воздействия атмосферных процессов на припай в весенне-летний период для морей со слабо выраженными приливными явлениями. С этой целью Тарбеев проанализировал температурные и ветровые условия за восьмидневный период, предшествующий окончательному разрушению припая, зафиксированному на 32 полярных станциях. В 76% всех рассмотренных случаев окончательное разрушение припая совпало с периодами четко выраженного увеличения скорости ветра на 4 м/с и более. Получена и зависимость числа случаев окончательного разрушения припая от продолжительности действия ветра, разрушающего припай:

Продолжительность действия ветра, часы . .	<6	6	12	18	24	30	36	42	48	54
Число случаев	174	94	41	51	27	13	18	6	2	2

По результатам наблюдений на 25 полярных станциях была подсчитана повторяемость различных скоростей ветра в момент окончательного разрушения припая (табл. 31).

При скорости ветра менее 4 м/с не зарегистрированы случаи разрушения припая. Данные табл. 31 позволяют считать ветер одной из основных причин разрушения припая. Разрушение припая происходит при ветрах разных направлений, но чаще всего

под воздействием отжимных ветров, т. е. ветров, которые вызывают в ледяном покрове напряжения на разрыв. Это хорошо согласуется с механическими свойствами льда, ибо предельное

Таблица 31

Повторяемость различных скоростей ветра

Скорость ветра, м/с	Повторяемость	
	число случаев	%
4	29	8
6—8	136	35
10—12	172	44
14—18	48	12
18	5	1

сопротивление льда на разрыв в шесть раз меньше предельного сопротивления на сжатие. Наблюдения показывают, что окончательное разрушение припая происходит при самых различных толщинах льда. Между толщиной льда и силой ветра, под действием которого разрушается припай, намечается определенная зависимость. Таким образом, характеристики ветра и толщину льда можно принять за основные факторы и допустить, что в момент окончательного разрушения припая величина предельного сопротивления льда становится равной касательным напряжениям, которые возникают во льду под действием ветра.

Для подсчета величины касательного трения между воздухом, водой и льдом широко используется зависимость вида

$$F = k_{л}\rho v^2, \tag{226}$$

где F — тангенциальная сила трения, v — скорость ветра, $k_{л} = 3{,}1 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент трения между воздухом и льдом.

Если принять условия закрепления припая в берегах для данного района меняющимися от года к году незначительно и считать ρ и $k_{л}$ постоянными, то сила трения определяется скоростью ветра. Но сила трения воздуха о припай в момент его разрушения равна предельной сопротивляемости льда. Это дает возможность судить по скорости ветра о сопротивляемости льда.

Общая сопротивляемость ледяного покрова может быть выражена формулой

$$F_{сопр} = \int_0^h \varepsilon_{сопр}\, dh_{л}, \tag{227}$$

где $F_{сопр}$ — сопротивляемость всей толщи льда, $\varepsilon_{сопр}$ — предельное сопротивление столбика льда высотой 1 см, dh — высота элементарного столбика льда.

Приравнивая правые части формул (226) и (227) получим

$$k_{л}\rho v^2_{р.\,п} = \int_0^h \varepsilon_{сопр}\, dh_{л}, \qquad (228)$$

где $v_{р.п}$ — скорость ветра, при которой произошло разрушение припая.

Для различных районов арктических морей были построены графики связи между толщиной припая в момент его разрушения

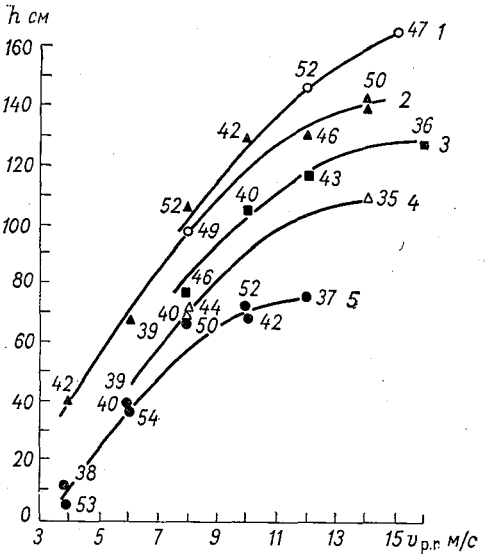


Рис. 95. График связи толщины льда h со скоростью ветра $v_{р.п}$, разрушающего припай.

1 — пролив Санникова, *2* — м. Челюскина, *3* — м. Биллингса, *4* — м. Шмидта, *5* — м. Стерлигова.

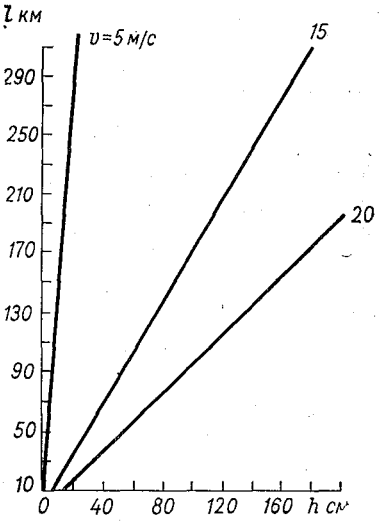


Рис. 96. График связи ширины припая l, толщины льда h и скорости ветра v.

и $v_{р.п}$ (рис. 95). Этот график позволяет на любой период весенних месяцев определить, какой силы должен быть ветер, чтобы припай данной толщины разрушился. Для увеличения заблаговременности прогноза разрушения припая необходим прогноз скорости ветра.

Важное практическое значение имеет также вопрос о необходимой продолжительности действия ветра для взлома припая. Анализ ледовых условий показал, что продолжительность действия ветра критических скоростей определяется размерами (шириной) припая. При малых размерах припая требуется меньшая продолжительность действия ветра, чем при больших размерах.

Интересна попытка Тарбеева получить зависимость ширины припая от толщины льда и скорости ветра на основе формулы:

$$l_{\max}=\frac{\varepsilon_{\max}h_{л}}{k_{л}\rho v^{2}}, \qquad (229)$$

где $l_{\max}$ — устойчивая ширина припая (максимально возможная для максимальных значений $h_{л}$).

Задаваясь различными $h_{л}$ и v, можно получить значения максимально возможной ширины припая.

На рис. 96 представлена зависимость ширины припая от скорости ветра и толщины льда. Эти графики показывают, что ширина припая, помимо чисто местных условий, зависит от характера преобладающих ветров, их скорости и от толщины припая. При нажимных ветрах ширина припая в 4—5 раз больше, чем при отжимных.

Как отмечалось, разрушению припая способствуют тепловые факторы (солнечная радиация, теплообмен с нижележащими слоями воды и атмосферой) и механические (ветер, течения, колебания уровня и приливы). Припай взламывается как при очень низких величинах t_{a} (—20°, —30° С), так и при сравнительно высоких положительных значениях t_{a}. Толщина льда при взломе обычно составляет 1,0—1,5 м. Взлом припая равновероятен при ветрах всех румбов, он происходит при высоких и низких положениях уровней. Однако из наблюдений установлено, что, например, у Чукотского побережья более половины всех случаев взломов припая происходит в даты, близкие к датам новолуния и полнолуния.

В. А. Спичкин отмечает, что нельзя считать решающим фактором во взломе припая только ветер, ибо напряжения в припае, возникающие в результате воздействия тангенциальной силы ветра, не могут привести к разломам в зимний период. Выполненные Спичкиным расчеты статических воздействий ветра, течений, колебаний уровня и приливов показали, что ни один из основных механических факторов не создает в припае критических напряжений, приводящих к взлому. Им была сделана попытка учесть динамические воздействия механических факторов в виде колебаний в припае. Как известно, при совпадении частот вынужденных колебаний с частотой одного из обертонов свободных колебаний наступает явление резонанса. Резонанс характеризуется резким увеличением амплитуды вынужденных колебаний, так что сравнительно небольшие силы могут вызвать в припае чрезмерно большие напряжения. «Конструкция» припая, представляющая собой огромную пластину, должна обладать хорошо выраженными свободными продольными и поперечными колебаниями. Спичкин предполагает, что воздействие приливов будет способствовать возникновению поперечных колебаний в припае, а влияние ветра — продольных.

Для того чтобы установить реальность возникновения резонанса, необходимо, чтобы отношение частот свободных колебаний

ν_0 и вынужденных ν равнялось единице. Для расчета свободных колебаний припая использовались формулы Ю. А. Шиманского. Было показано, что припай шириной до 5—10 км следует считать наиболее устойчивым. Если припай имеет ширину более 40 км, то при определенных соотношениях его ширины и толщины вполне возможно наступление резонанса.

Резонансные напряжения при поперечных колебаниях (действие приливов) вычислялись по формуле:

$$f=(0{,}18lh_{л}h_{пр})^{-\frac{1}{2}}, \qquad (230)$$

где f — прочность льда в кг/см^2, l — ширина припая в километрах, $h_{л}$ — толщина льда в сантиметрах, $h_{пр}$ — высота прилива в сантиметрах.

Из наблюденных данных следует, что резонансные напряжения при определенных соотношениях l и $h_{пр}$ могут превзойти предел прочности льда даже при большой толщине льда (200—300 см) и вызвать разрушение припая.

§ 5. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЬДА

Весьма сложным для прогнозирования элементов режима арктических морей является распределение льда. Одним из основных факторов, от которого зависит распределение льдов в море в летние месяцы, является характер атмосферной циркуляции в течение навигации. Однако в зависимости от местных особенностей гидрометеорологического режима отдельных арктических морей генеральное распределение льдов в них в той или иной мере определяется и предшествующими процессами, происходящими в гидросфере и атмосфере.

Рассмотрим условия, при которых формируются скопления сплоченных льдов, так называемых ледяных массивов. Как известно, начиная с 30-х годов морские операции в Арктическом бассейне сопровождаются детальной и систематической авиаразведкой льдов. В феврале—мае проводится изучение ледового режима Арктического бассейна в несколько этапов, что дает возможность проследить изменение ледовой обстановки в течение весенних месяцев. Непосредственно перед началом морских операций проводится преднавигационная разведка льдов. В период навигации выполняется систематическая и достаточно детальная оперативная разведка трассы Севморпути. По окончании навигации осуществляется авиаразведка льдов с целью определения последовательности замерзания морей. В настоящее время данные о состоянии и распределении льдов в Арктическом бассейне получают также с помощью спутников.

Накопившийся в результате авиаразведок довольно обширный материал позволяет составить схему ледовых процессов в арктических морях. В зимнюю часть года эти моря покрываются почти сплошным ледяным покровом. Однако вследствие подвижности большей части ледяного покрова в отдельных районах даже

зимой образуются временные или постоянные полыньи. Очищение моря ото льдов происходит в значительной мере в результате таяния.

В течение лета большая часть арктических морей полностью освобождается от ледяного покрова, причем, как правило, площадь моря, очистившаяся ото льда, остается свободной вплоть до начала нового ледообразования.

Процессами очищения ото льдов и определяется, в сущности, ледовая обстановка на трассе в навигационный период. Если очищение происходит быстро и основные узловые районы трассы очищаются рано, то ледовая обстановка складывается благоприятно. Если же очищение отдельных районов, важных в навигационном отношении, задерживается, то ледовая обстановка может оказаться тяжелой.

Установлено, что очищение ото льдов происходит не одновременно по всей площади моря; вначале оно начинается в очагах таяния и затем распространяется в другие районы. Очагами таяния могут быть полыньи, возникшие к началу интенсивного таяния главным образом за кромкой припая. Оказывается, что, если такие полыньи достигают критических размеров, то они приобретают устойчивость и в дальнейшем расширяют свои границы за счет большого поглощения тепла.

Однако следует помнить, что основной причиной первоначального образования полыней является ветровой дрейф льдов. В весенние месяцы во многих районах преобладает дрейф с северной составляющей, что и приводит к образованию полыней за кромкой припая.

Открытые площади чистой воды в полынье успевают поглотить такое количество солнечной энергии, что нагоняемые сюда ветром льды сравнительно быстро тают. Очаги таяния, постепенно расширяясь, сливаются друг с другом, в результате чего массы льда оказываются расчлененными на отдельные крупные ледяные массивы. Характерно, что указанные мощные очаги таяния располагаются в определенных географических районах, в которых конфигурация берега или кромки припая в сочетании с преобладающими направлениями дрейфа льда благоприятствует образованию полыней. Следовательно, разделение плавучих льдов на отдельные ледяные массивы связано с географическим распределением очагов таяния льда. Ледяные массивы несколько смещаются, меняют свою конфигурацию, но при этом остаются в пределах определенного географического района (рис. 97).

Внутри массивов, несмотря на то что они сохраняют свой внешний контур и местоположение, непрерывно происходят значительные перемещения льда. Сплоченность льдов в массиве в летние месяцы, как правило, убывает очень медленно. Замечено, что в центре массива лед постоянно сплачивается за счет составляющей течения, направленной к центру массива.

М. М. Сомов подразделил ледяные массивы по происхождению на остаточные и отроги пакового льда из Центральной Арк-

тики. В свою очередь остаточные массивы он тоже разделил на две группы: массивы, образовавшиеся из плавучих льдов (Новоземельский и Врангелевский), и массивы, образовавшиеся из взломанного припая (Североземельский, Янский, Новосибирский).

Отроги арктического льда (Таймырский и Айонский) образуются и в дальнейшем сохраняются в основном за счет многолетних льдов Центральной Арктики. Площади этих массивов определяются, во-первых, таянием льдов в пределах массива и особенно у южных кромок, за счет чего границы массивов отступают к северу; во-вторых, поступлением льдов из Арктического бассейна. В зависимости от того, какой процесс доминирует, и будет

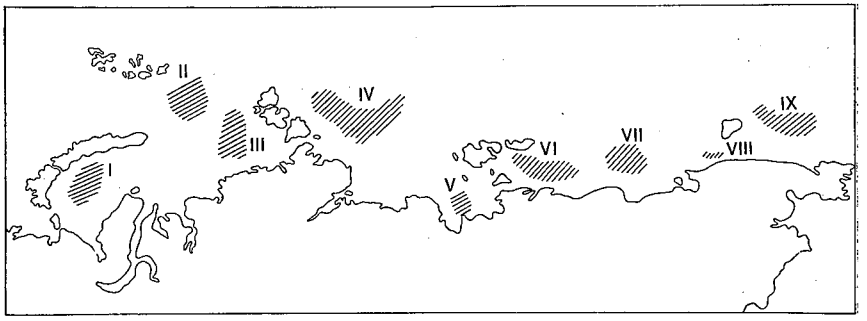


Рис. 97. Схема расположения ледяных массивов в арктических морях СССР (по М. М. Сомову).

I — Новоземельский, *II* — Карский (северный), *III* — Североземельский, *IV* — Таймырский, *V* — Янский, *VI* — Новосибирский, *VII* — Айонский, *VIII* — Врангелевский, *IX* — Чукотский.

наблюдаться тот или иной тип положения массива. Остаточные массивы, как правило, уничтожаются в течение навигации в процессе таяния.

Итак, распределение льдов в Арктических морях в навигационный период во многом зависит от характера весеннего дрейфа, создающего за припаем первичные полыньи, которые превращаются в очаги таяния. Кроме того, большую роль играют очаги таяния в устьях рек. Ледовая обстановка навигационного периода в основном определяется особенностями положения и мощностью ледяных массивов в летние месяцы.

В методике долгосрочного прогноза положения и мощности массивов (средней толщины, возраста льда и торосистости) учитывается их происхождение. В методике прогноза площади массивов из припайного льда необходимо учитывать количество зимнего и весеннего льда. Прогнозы массивов другой группы базируются в основном на учете осенних и остаточных льдов, наблюдавшихся в море к началу нового годового цикла.

При составлении долгосрочных прогнозов положения каждого массива использовались в основном метод типизации и расчеты характеристик таяния льда.

Поскольку распределение льдов в летние месяцы в основном определяется синхронными процессами, то в долгосрочных прогнозах

распределения льда роль метеорологического прогноза более значительна, чем при прогнозе других ледовых характеристик.

Таким образом, макрораспределение льда в море зависит от ветра, течений, таяния льда, очертаний берегов, рельефа дна и других факторов. Однако наибольшая роль в изменениях сплоченности льдов принадлежит ветровым потокам над акваторией моря и прилегающими к нему районами. В связи с этим закономерности дрейфа льдов должны являться основой методики долгосрочного прогноза перераспределения льдов.

Простота расчета дрейфа льда по методу Н. Н. Зубова способствовала его широкому внедрению в оперативную практику составления долгосрочных прогнозов распределения льда. Однако на практике изобарические коэффициенты и углы отклонения дрейфа льда от изобар определяются в зависимости от направления дрейфа для заданных районов арктических морей.

§ 6. МЕТОДЫ ПРОГНОЗА СРОКОВ ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ В НАУЧНО-ОПЕРАТИВНЫХ ГРУППАХ

Процессы ледообразования в арктических морях во многом аналогичны явлениям, развивающимся в неарктических морях, о которых достаточно подробно сказано в предыдущей главе. Вместе с тем имеется некоторая специфика в процессах ледообразования арктических морей. Она заключается в том, что к моменту нового ледообразования очень часто в этих морях имеются старые льды и значительно большая роль в процессах ледообразования здесь принадлежит плотностной стратификации вод.

Из конкретных способов прогноза сроков ледообразования в арктических морях рассмотрим два оригинальных метода, разработанных в ААНИИ: метод Б. А. Крутских и численный метод Ю. П. Доронина и А. В. Сметанниковой. Оба метода являются основными в оперативной работе по составлению прогнозов сроков ледообразования.

Метод прогноза ледообразования, разработанный Б. А. Крутских. В основе метода прогноза сроков ледообразования Крутских лежит гипотеза о том, что главной причиной изменчивости сроков ледообразования в арктических морях во времени и пространстве являются межгодовые различия в распределении и количестве льда к началу периода охлаждения. Крутских обратил внимание на принцип избирательности процесса замерзания, который состоит в том, что ледообразование в районах с однородными гидрологическими условиями теплообмена происходит практически одновременно.

Автором были выделены следующие три типа районов:

1) мелководные, а также, подверженные влиянию стока рек;
2) глубоководные с большим влиянием адвекции;
3) безадвективные глубоководные.

Распределение льда в арктических морях обусловливает особенности теплообмена моря с атмосферой и различие теплозапаса вод.

Статистическая связь между стандартными отклонениями сплоченности льда и временем замерзания характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,82. Все многообразие гидрологических условий теплообмена в зависимости от распределения льда было разбито на четыре группы:

1) сплоченный лед;
2) редкий лед;
3) прикромочная зона;
4) чистая вода.

Для прогнозов непосредственно использовались средние групповые сроки ледообразования для каждого узла сеточной области рассматриваемых арктических морей. С этой целью были получены карты средних сроков ледообразования для каждой группы. Эти четыре типовые карты изохрон положены в основу прогноза. Необходимым условием составления прогноза по данному методу является известное распределение льда к началу периода охлаждения моря.

На характер изохрон ледообразования в арктических морях оказывают влияние климатические и географические факторы. Однако непосредственный учет этих факторов в уравнениях регрессии для расчета сроков ледообразования приведет к значительному увеличению числа аргументов. Для того чтобы косвенно учесть их влияние, Крутских получил зависимость средних многолетних сроков ледообразования $\overline{D}_{\text{пп}}$ от широты места φ, глубины моря h и вероятности наличия льда осенью P:

$$\overline{D}_{\text{пп}} = k_1\varphi + k_2 h + k_3 P + c, \qquad (231)$$

где k_1, k_2, k_3 и c — эмпирические коэффициенты.

Следовательно, средние многолетние сроки можно ввести в качестве одного из аргументов в уравнение регрессии для расчета времени ледообразования. Это позволит учесть роль постоянных факторов в избирательном процессе замерзания морей.

Следующим аргументом в уравнение регрессии вводилась сплоченность остаточного льда к началу периода охлаждения.

К гидрологическим условиям теплообмена моря с атмосферой следует отнести расстояние до кромки льда и толщину деятельного слоя в узлах сетки. Таким образом, для составления прогнозов сроков ледообразования необходимо иметь средние многолетние сроки ледообразования, сплоченность остаточного льда к началу периода охлаждения, расстояние до кромки льда и толщину деятельного слоя.

Обеспеченность уравнений регрессии по каждому типу, в том числе и при проверке на независимом материале лет наблюдений, оказалась равной 80%. Важным преимуществом этого метода является возможность составления прогнозов сроков ледообразования в научно-оперативных группах непосредственно в Арктическом бассейне.

Численный метод прогноза осенних ледовых явлений. Существующие эмпирические и полуэмпирические методы прогноза

гидрологических элементов в большинстве случаев далеко не полностью вскрывают механизм развития процессов в морях и океанах. Следовательно, они не всегда точно учитывают факторы, определяющие прогнозируемый элемент. В этом отношении применение методов, представляющих физические процессы в виде аналитических уравнений, может иметь определенное преимущество. Несмотря на некоторую схематизацию при формулировке задачи численного метода прогноза, оказывается возможным учесть многообразие взаимодействующих факторов, получить количественные соотношения между ними и выявить наиболее существенные из них.

В основу численного метода, разработанного в ААНИИ Ю. П. Дорониным и А. В. Сметанниковой, положено предположение Н. Н. Зубова об определяющей роли конвективного перемешивания в верхних слоях моря при формировании осеннего термического и ледового режимов. При этом полагается, что конвекция возникает в результате уплотнения верхних слоев воды либо за счет выхолаживания, либо за счет осолонения при испарении воды и ледообразования, либо иногда за счет адвекции более плотных вод. Могут встретиться и такие случаи, когда все факторы будут действовать одновременно.

В зависимости от глубины проникновения конвекции в теплообмене с атмосферой участвует бóльшая или меньшая масса воды. Это определяет скорость изменения температуры воды и сроки ледообразования.

Вычисление прогностического элемента производится в узлах регулярной географической сетки на некоторой акватории моря. При этом предполагается, что величины необходимых метеорологических элементов в узлах сетки известны.

Слой конвективного перемешивания принимается однородным по вертикали как по солености, так и по температуре воды. До тех пор пока конвекция отсутствует, толщина верхнего гомогенного слоя определяется волновым перемешиванием, а изменение температуры воды и солености описывается обычными уравнениями диффузии.

Основные уравнения рассматриваемого метода следующие:

$$\frac{\partial}{\partial t}(c\rho H_{\text{г}} t_w) = Q_{\text{т.о}} + \lambda \left.\frac{\partial t_w}{\partial z}\right|_{z=H} + Q_{\text{а.т}},$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho H_{\text{г}} S) = -SE + k\rho \left.\frac{\partial S}{\partial z}\right|_{z=H} + Q_{\text{а. с}}, \qquad (232)$$

где c — теплоемкость воды, ρ — плотность воды, λ — теплопроводность, $H_{\text{г}}$ — толщина гомогенного слоя, k — коэффициент турбулентной диффузии, $Q_{\text{т. о}}$ — теплообмен с атмосферой, E — разность между притоком талой воды на единицу площади и испарением, $Q_{\text{а. т}}$ и $Q_{\text{а. с}}$ — адвекция тепла и солей в слое $H_{\text{г}}$.

Величина $H_г$ определяется из условия

$$p(H_г \leqslant p(H_г + \varepsilon)).$$

В качестве граничных условий принимается уравнение баланса тепла поверхности моря и гомогенного слоя

$$\frac{\partial t_0}{\partial z} = \frac{1}{\lambda}\left[c\rho h \frac{\partial t_0}{\partial \zeta} + \sum Q\right]. \qquad (233)$$

В качестве второго граничного условия удобно принять затухание изменений температуры на большой глубине. За начальное распределение температуры воды принимается некоторый известный ее профиль $\varphi(z)$, вычисляемый с учетом скорости течений.

Большое влияние на осенние гидрологические процессы в Арктическом бассейне оказывают старые льды. Во-первых, их таяние приводит к распреснению поверхностного слоя воды, что сказывается на интенсивности перемешивания и переноса тепла и солей в вертикальном направлении. Во-вторых, часть тепла, поступающего в воду, расходуется на таяние льда, что приводит к меньшему прогреву воды.

Решение уравнений (232) может быть проведено численным методом с помощью ЭВМ. Считается, что метеорологические факторы (температура воздуха и давление) известны за весь интервал времени, для которого производится расчет. Одни метеорологические элементы прогнозируются, другие используются в виде средних многолетних величин. Это допущение, вероятно, несколько упрощает реальную картину.

Итак, для расчета сроков ледообразования в арктических морях нужны следующие исходные данные:

1) температура воды и соленость, полученные из глубоководных наблюдений за август;

2) характер распределения старых льдов по акватории;

3) прогностические значения температуры воздуха и атмосферного давления на осенние месяцы;

4) средние многолетние значения (нормы) остальных метеорологических элементов, включая и радиационный баланс.

Известно, что прогностические величины метеоэлементов имеют существенные погрешности, а некоторые из них в настоящее время вообще не прогнозируются. Очень важной задачей было выяснение влияния погрешностей метеорологического прогноза на определение сроков ледообразования в арктических морях. Задаваясь величинами изменчивости каждого метеоэлемента, рассчитывались изменения сроков ледообразования.

На рис. 98 представлены зависимости сроков ледообразования от различных гидрометеорологических характеристик. Из рис. 98 *а* следует, что если наблюдаются положительные аномалии температуры воздуха, то требуется бóльшая точность в определении температуры воздуха. Сроки ледообразования существенно изменяются в зависимости от радиационного баланса и скорости

ветра (рис. 98 *б* и *в*). Зависимость сроков ледообразования от адвекции солей менее существенна (рис. 98 *г*).

А. В. Сметанникова рассчитала среднемноголетние сроки первого появления льда в различных по гидрологическому режиму районах Карского моря (табл. 32).

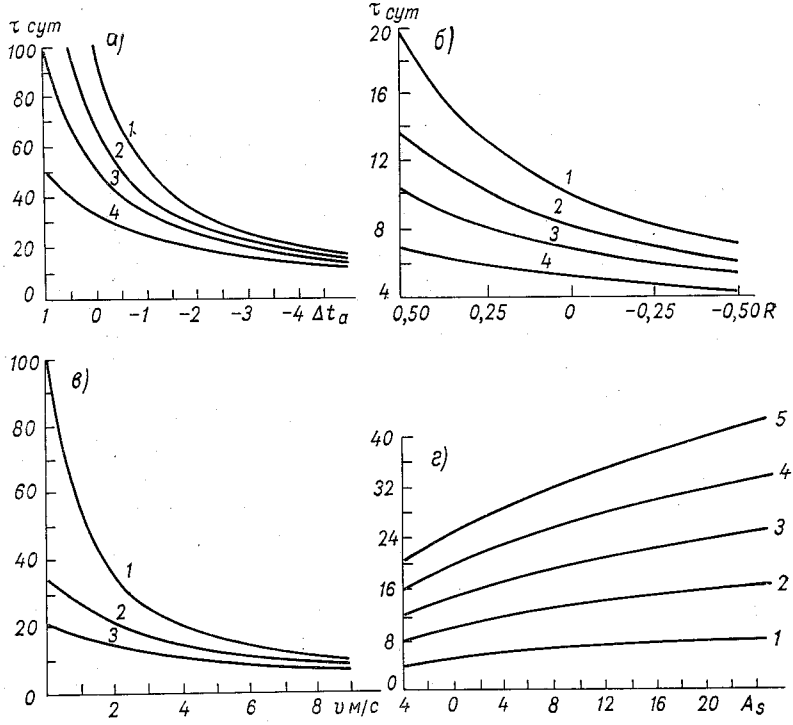


Рис. 98. Зависимость сроков ледообразования от аномалий температуры воздуха Δt_a (*а*), радиационного баланса R (*б*), скорости ветра v (*в*) и адвекции солей A_s (*г*).

Таблица 32

Фактические и рассчитанные среднемноголетние сроки первого появления льда по отдельным районам Карского моря

Район	$D_{расч}$	$D_{факт}$	Δ сутки	$\frac{\Delta}{A}$ %
1	23 X	23 X	—5	7
2	7 XI	3 XI	4	10
3	5 X	8 X	—3	6
4	4 X	7 X	—3	8
5	25 XI	4 X	—9	12

За период с 1934 по 1963 г. Сметанникова рассчитала сроки ледообразования для каждого года. Они вычислялись при изменениях каждого анализируемого фактора в пределах его колебаний, характерных для выбранного района. При этом остальные элементы полагались постоянными и равными их среднемноголетним значениям. Проверка метода расчета элементов осенне-зим-

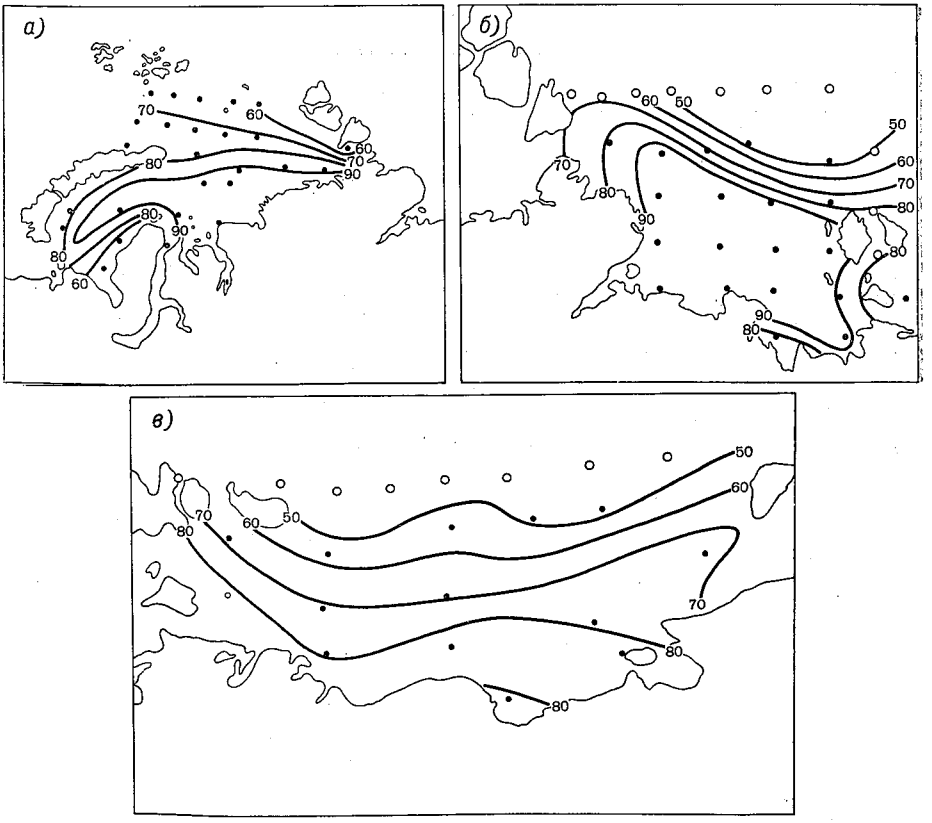


Рис. 99. Обеспеченность метода расчета сроков устойчивого ледообразования (%).
а — Карское море, *б* — море Лаптевых, *в* — Восточно-Сибирское море.

него гидрологического режима проводилась для Карского моря, моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 99). Обеспеченность невыхода ошибки за $\pm 1/5$ амплитуды составила 80—90%.

Наибольшие расхождения между сравниваемыми сроками отмечались на северной границе сеточной области. В этих районах из-за тяжелых ледовых условий гидрологические наблюдения выполняются не каждый год, поэтому ошибка возможна и за счет довольно грубой интерполяции фактических данных. Кроме того, в граничных узлах недостаточно точно учитывается адвекция

тепла и солей из внешних областей, что также вносит погрешность в результаты расчета. Существенную роль играет дрейф остаточного льда в летне-осенний период, который в данной схеме расчета учитывался приближенно.

В рассмотренном выше численном методе оказывается возможным определять на любой момент времени толщину слоя распространения конвекции, температуру и соленость воды, а также толщину льда в зависимости от начального состояния водной массы и хода атмосферных процессов. Использование зависимости температуры замерзания воды от ее солености позволяет определять дату образования льда.

§ 7. НАВИГАЦИОННЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Состояние ледяного покрова и уровень технических возможностей кораблей регламентируют сроки основных этапов навигации и определяют выбор наиболее оптимальных путей.

С началом устойчивого ледообразования обычно прекращают плавание суда со слабыми корпусами. Даты достижения молодым льдом толщин 5—10 см являются критерием для окончания самостоятельного плавания судов ледового класса (УЛ и УЛА), а при толщинах 20—25 см заканчивается проводка транспортных судов с помощью ледоколов типа «Красин» и «Сибирь». Атомоход «Ленин» и мощные ледоколы типа «Москва» осуществляют проводку судов ледового класса при толщине молодого льда 60—80 см и выше.

Для оценки условий плавания в осенние месяцы и определения сроков окончания навигации большое значение имеет сплоченность остаточных льдов и интенсивность формирования морозей.

Основным препятствием для плавания судов в весенний период являются сплоченные однолетние и старые льды, а на отдельных участках — припай. До появления мощных ледоколов навигация на Северном морском пути начиналась после того, как лед разрежался до 8—9 баллов и происходил естественный взлом припая. Современные ледоколы в состоянии форсировать припай на две недели раньше сроков естественного взлома. Однако для решения вопроса о целесообразности прокладки канала в припайном льду необходимо знать наиболее вероятные сроки естественного взлома его в данном районе. Для определения сроков начала прокладки канала в припайных льдах очень важно рассчитать сроки начала таяния льда, от которых зависит скорость дальнейшего уменьшения толщины льда и его ослабление. Толщина припая, его прочность и торосистость определяют время прокладки канала и скорость движения судов в нем. Итак, сроки естественного взлома припая, толщина льда, его торосистость и разрушенность играют решающую роль при определении сроков возможного начала навигации.

Сведения об ожидаемой ледовитости и положении ледяных массивов позволяют судить о характере условий плавания в дрейфующих льдах и протяженности ледовых трасс. При большой ледовитости увеличивается протяженность пути кораблей в сплоченных льдах и уменьшается скорость их движения. Однако возможность проводки судов на том или ином участке трассы определяется не столько количеством льда в море, сколько его распределением. Иногда при малой ледовитости моря сплоченные льды, блокируя проливы или располагаясь непосредственно на судоходных трассах, вызывают существенные затруднения при движении караванов судов.

Таким образом, большая изменчивость основных элементов ледового режима арктических морей обусловливает большое разнообразие ледовых условий плавания на отдельных участках и значительный диапазон сроков начала и окончания навигации.

Использование среднемноголетних данных не может быть достаточным условием при планировании морских операций. Большая природная изменчивость состояния льдов в арктических морях вызывает необходимость планирования плавания судов на основе учета долгосрочного ледового прогноза.

Планы морских операций ежегодно разрабатываются в марте на основе прогностических навигационных рекомендаций.

Навигационные рекомендации включают в себя: сроки возможного начала и окончания плавания судов на отдельных участках Северного морского пути с ледоколами и без ледоколов, наиболее рациональные пути следования караванов, сроки искусственного взлома припая ледоколами, наиболее благоприятные периоды для завоза грузов на труднодоступные по ледовым условиям полярные станции, гарантийные сроки окончания массовой проводки судов на лимитирующих участках Северного морского пути, сроки вывода последних судов из Арктического бассейна и т. д. Поскольку сроки возможного начала и окончания навигации зависят не только от состояния ледяного покрова и количества льдов, но и от технических средств, преодолевающих эти льды, прогностические рекомендации даются отдельно для различного типа судов.

Прогностические навигационные рекомендации базируются на долгосрочном прогнозе большого количества элементов ледового режима. Некоторые навигационные рекомендации составляются на основании качественного учета всего комплекса фактических и ожидаемых гидрометеорологических условий. При составлении навигационных рекомендаций также учитываются режимные особенности того или иного района Арктического бассейна с привлечением известных влияющих факторов, не вошедших в прогноз. Прогнозы показателей, включенных в навигационные рекомендации, на первую половину навигации составляются в марте и уточняются в мае и июне, а прогнозы на вторую половину навигации составляются в августе и уточняются в начале сентября.

До 1950 г. оправдываемость навигационных рекомендаций составляла 68%, а в 1960—1970 гг. она возросла уже до 84% при обеспеченности нормы, равной 55%.

Н. А. Волков произвел сравнение характеристик эффективности планирования начала и окончания навигации с использованием навигационных рекомендаций и с использованием средних многолетних сроков. Эффективность планирования арктических навигаций по прогнозу, составленному в ААНИИ, для начала навигации равна 185 суткам, а для окончания — 181 суткам. Выигрыш планирования по прогнозу по сравнению с планированием по нормам за десятилетие составил 366 суток, что по продолжительности равно примерно трем арктическим навигациям.

Литература: [31, 33, 34, 44, 45, 51, 63, 65, 72, 84, 86, 115, 117, 118, 125].

Глава XIV. ДОЛГОСРОЧНЫЕ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ УРОВНЯ МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ)

§ 1. МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЗАМКНУТЫХ МОРЕЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОТРАСЛИ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Сезонные и многолетние колебания уровня для большинства районов Мирового океана сравнительно невелики и практического значения не имеют. Исключение из этого положения составляют Каспийское и Аральское моря, а также некоторые другие замкнутые водоемы.

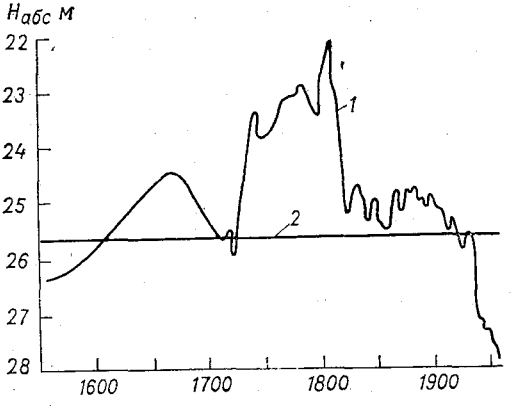


Рис. 100. Многолетний ход уровня Каспийского моря (*1*) и среднемноголетний уровень за 1937—1956 гг. (*2*), (по Л. С. Бергу).

О межгодовых колебаниях уровня Каспийского моря, начиная с 1550 года, можно судить по графику хода годовых величин уровня, составленному Л. С. Бергом (рис. 100). Регулярные наблюдения над колебаниями уровня Каспийского моря начались в 1837 году, когда в Бакинской бухте впервые был установлен футшток. В 1884 г. А. И. Воейков сделал первую попытку изучения водного баланса Каспийского моря. В дальнейшем изучением режима Каспийского моря занимались крупнейшие ученые нашей страны Н. М. Книпович, Б. А. Аполлов, Г. Р. Брегман и др.

Особенно тщательные исследования, связанные с режимом уровня Каспийского моря, были произведены в ГГИ специальной группой ученых, работавшей под руководством Б. Д. Зайкова.

В связи с резким понижением уровня Каспийского моря за период с 1929 по 1945 г. (на 1,5 м) начались его систематические исследования по следующим направлениям:

1) установление причин снижения уровня;
2) прогноз водного режима;
3) определение оптимального уровня;
4) разработка мероприятий по поддержке уровня.

К 1970 г. уровень Каспийского моря понизился уже на 2,5 м по сравнению со среднегодовой его величиной в 1929 г. Это катастрофическое падение уровня отрицательно отразилось почти на всех отраслях народного хозяйства, связанных с этим морем.

Основой в разрешении многих проблем народного хозяйства в этом районе является ответ на вопрос, каков будет ход дальнейших изменений уровня Каспийского моря. По существу от решения этой прогностической задачи зависит и разработка практических мероприятий по ослаблению катастрофических последствий.

Большинство отраслей народного хозяйства, связанных в той или иной степени с Каспийским морем, нуждается в сведениях об оптимальном уровне моря. Если в ближайшие годы начнется интенсивное повышение уровня, это также может вызвать ряд затруднений, ибо в последние десятилетия народнохозяйственные организации приспособились к низкому стоянию уровня.

§ 2. ПРИЧИНЫ КОЛЕБАНИЙ СЕЗОННЫХ И ГОДОВЫХ ВЕЛИЧИН УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Одной из важных задач в проблеме Каспийского моря является выяснение причин столь значительного падения уровня моря. В настоящее время межгодовые изменения уровня замкнутых водоемов многие исследователи объясняют с помощью климатической гипотезы, базирующейся на колебаниях климата в бассейнах тех или иных водоемов. Кроме того, нельзя отрицать и некоторое влияние тектонических движений дна Каспийского моря на многолетние изменения уровня, однако роль этого фактора невелика.

В последние годы существенное влияние на многолетние колебания уровня наших южных морей оказывает хозяйственная деятельность человека. Сюда относятся прежде всего заполнение новых водохранилищ на р. Волге, безвозвратное изъятие воды рек на орошение полей и другие хозяйственные нужды.

Остановимся более подробно на климатической гипотезе, в основном объясняющей колебания уровня Каспийского моря.

Согласно этой гипотезе, колебания уровня происходят в результате изменчивости приходной и расходной частей уравнения водного баланса за конкретные годы в зависимости от колебаний

циркуляции атмосферы в бассейне Каспийского моря. Уравнение водного баланса Каспийского моря имеет следующий вид:

$$\frac{V_{\text{пов}}}{S}+\frac{V_{\text{подз}}}{S}-\frac{V_{\text{КБГ}}}{S}-(E-O_{\text{з}})=\Delta h, \qquad (234)$$

где $V_{\text{пов}}$ — сток всех рек, впадающих в Каспийское море, S — площадь моря, $V_{\text{подз}}$ — подземный сток, $V_{\text{КБГ}}$ — сток воды в залив Кара-Богаз-Гол, E — испарение с поверхности зеркала моря, $O_{\text{з}}$ — количество атмосферных осадков, выпадающих на зеркало Каспийского моря, Δh — приращение уровня моря за время t.

Получены следующие среднемноголетние величины компонентов уравнения водного баланса для ряда наблюдений с 1878 по 1964 г.

Компонент . . .	$\frac{V_{\text{пов}}}{S}$	$\frac{V_{\text{подз}}}{S}$	$\frac{V_{\text{КБГ}}}{S}$	$E-O_{\text{з}}$
Значение, мм/год	794	14	43	800

Из приведенных данных следует, что за рассматриваемый ряд лет приходная часть уравнения водного баланса за год составляет 808 мм, а расходная — 843 мм.

Наибольший интерес представляют данные по водному балансу и уровню Каспийского моря за отдельные годы, из которых видно, что превышения расходной части над приходной особенно отчетливо прослеживались с 1933 по 1940 г. Сведения об уровне моря в эти же годы свидетельствуют о резком его понижении. Резкое уменьшение поверхностного стока в Каспийское море в 30-х годах текущего столетия объясняется преобладанием зимой в эти годы антициклонической циркуляции в бассейне водосбора Волги. При таком характере циркуляции в бассейне Волги и других рек выпадает очень мало твердых осадков, определяющих в основном приток воды в Каспийское море.

После детального изучения компонентов водного баланса и особенно их межгодовой изменчивости появилась возможность выявить причины многолетних колебаний уровня Каспийского моря.

§ 3. МЕТОД ПРОГНОЗА ОСЕННЕГО ХОДА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Метод прогноза уровня Каспийского моря на год вперед был разработан Г. П. Калининым. В основу этого метода положены детальные исследования водного баланса, выполненные Б. Д. Зайковым и другими учеными. Испарение с поверхности Каспийского моря от года к году меняется в сравнительно небольших пределах и поэтому в первом приближении может считаться неизменным. Также предполагается постоянным и количество атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на зеркало моря (однако это весьма грубое приближение). Приток подземного

стока оценивается некоторыми исследователями всего лишь в 14 мм слоя, распластанного по всей поверхности моря.

Таким образом, основной переменной величиной, входящей в баланс вод Каспийского моря, является речной сток, который по средним многолетним данным составляет слой 80 см. Более половины годового поверхностного стока поступает в Каспийское море в весенне-летний период. Калинин установил связь между весенне-летним подъемом уровня моря и весенним стоком р. Волги, зафиксированным на створе у г. Волгограда. Затем были построены связи между осадками в бассейне р. Волги за период с сентября по март и весенне-летним подъемом уровня. Поскольку потери вод осенью и весной во многом зависят от температуры воздуха в эти периоды, в качестве следующей переменной были введены суммы среднемесячных температур воздуха за октябрь—ноябрь и за весенний месяц — март. Прогностическое уравнение для максимального подъема уровня имеет следующий вид:

$$\Delta h = aO_{\text{в}}^{\text{IX}-\text{III}} + bt_a^{\text{X}-\text{XI, III}}, \qquad (235)$$

где Δh — приращение уровня от февраля к июлю, $O_{\text{в}}^{\text{IX}-\text{III}}$ — атмосферные осадки в бассейне Волги за период сентябрь—март, $t_a^{\text{X}-\text{XI, III}}$ — среднемесячные температуры воздуха за октябрь—ноябрь и март в бассейне Волги.

Г. П. Калинин построил связь между годовым изменением уровня и величиной весенне-летнего подъема. Годовым изменением уровня моря в данном случае названа разность между минимальными уровнями моря в двух смежных годах. Пользуясь этой зависимостью и зная прогноз весенне-летнего подъема уровня моря, можно предсказать минимальный уровень моря в следующем году.

Таким образом, на основе вышеуказанных двух связей представляется возможным предсказать уровень моря на год вперед. Так как уровень моря от февральско-мартовского минимума до летнего максимума и от него до следующего минимума будущего года меняется плавно, то нетрудно проинтерполировать уровень на каждый месяц. Для этого нужно знать фактический уровень в текущем году в феврале—марте, предсказанный максимальный уровень в июле и предсказанный минимальный уровень на март будущего года.

Прогнозы уровня Каспийского моря по методу, предложенному Калининым, начали составляться с 1938 г., однако в 60-е годы в Гидрометцентре были внесены некоторые уточнения в данную методику. Это необходимо было сделать, так как в связи с хозяйственной деятельностью и зарегулированием стока Волги уменьшилась амплитуда годового хода уровня, а следовательно, и изменения его от месяца к месяцу.

В современных условиях регулирования стока основных рек, питающих Каспийское море, выяснение роли каждой составляющей

водного баланса и степени ее изменчивости приобретает большое значение при прогнозировании годового хода уровня. С апреля по июль, когда объем стока наибольший, колебания поверхностного притока вод играют решающую роль в ходе уровня. Поэтому точность прогноза уровня моря в период весенне-летнего подъема в значительной степени зависит от точности соблюдения графика планируемого режима попусков воды в нижних бьефах гидроэлектростанции. Так, например, изменение стока на 7 км^3 ведет к ошибке в прогнозе уровня на 2 см.

Интенсивность процессов влагооборота над морем (испарение минус осадки) оказывают заметное влияние на изменение уровня моря, особенно с августа по октябрь, а также в зимние месяцы. Следовательно, для уточнения прогноза годового хода уровня моря во втором полугодии необходимо предвычислять величину $(E—O_з)$.

О. И. Шереметевская получила зависимости для предвычисления аномалий внутреннего влагооборота между Каспийским морем и атмосферой:

$$\Delta (E-O_з)_{\text{VIII}-\text{X}}=f\left(t_w^{\text{VII}},\ \sum A_{ij},\ \sum Q_{\text{сп}}\right), \qquad (236)$$

где t_w^{VII} — среднемесячная температура воды по ст. Баку, Шевченко, Махач-Кала, Красноводск в июле, $\sum A_{ij}$ — коэффициент разложения в ряд поля атмосферного давления за соответствующие месяцы, $\sum Q_{\text{сп}}$ — коэффициенты разложения в ряд по полиномам Чебышева кривой спада уровня в июне—октябре.

Поскольку в условиях зарегулирования приток поверхностных вод в море определяется потребностями народного хозяйства, рассмотренный выше метод водного баланса единственно возможен для долгосрочного прогноза среднемесячных уровней.

§ 4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СИНОПТИКО-КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ПРОГНОЗА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Разработанный Л. А. Вительсом синоптико-климатологический метод долгосрочных гидрометеорологических прогнозов может быть весьма полезен при разработке методики прогноза уровня Каспия, ибо проверка эффективности указанного метода в гидрологических прогнозах дала положительные результаты. Этот метод, как, впрочем, и ряд других методов долгосрочного прогноза, основывается на наличии в атмосфере процессов большого пространственно-временного масштаба, закономерно развивающихся в течение нескольких сезонов или лет.

Применительно к проблеме колебаний уровня Каспия, зависящих в основном от изменчивости количества твердых атмосферных осадков в бассейне водосбора, метод Вительса можно сформулировать таким образом. Крупные аномалии осадков, охватывающие обширные районы, не возникают вдруг, а подготавливаются длительное время закономерно чередующимися

синоптическими процессами. Сопоставляя типовые характеристики процессов, обусловливающих противоположные по знаку и значительные по величине аномалии, можно выделить наиболее существенные различия в них, которые в дальнейшем и используются как прогностические признаки. Совокупность этих признаков образует прогностический балл, который служит циркуляционным аргументом при установлении связей с предсказываемым элементом.

Вторым аргументом при разработке методики прогнозов может являться тот или иной показатель режима моря.

Данный прием прогноза является вариантом метода аналогов. В качестве синоптических характеристик используются в основном цифровые данные синоптического каталога. Индексы применяются как весьма удобное техническое средство для количественной характеристики барико-циркуляционного режима.

Одним из важных моментов в разработках по методу Вительса является отбор случаев (дней, месяцев, сезонов, лет) с однотипными явлениями или аномалиями гидрометеорологического режима.

Ограниченное число лет, с которым обычно приходится иметь дело в морских прогнозах, не позволяет сильно дробить их на группы и подгруппы. Методика строится таким образом, чтобы выявить в каждой группе общие типовые особенности, для чего необходимо иметь в каждой из них достаточное число случаев (примерно около десяти).

После отбора однотипных случаев и выделения групп с большими аномалиями проводится исследование предшествующего развития процессов и устанавливаются такие моменты, при которых достаточно резко проявляется различие между ними. Эта операция служит для выявления прогностических признаков и имеет в методике основное значение. Вительс предложил выбирать только такие случаи, когда в каждой группе данный признак осуществляется на 70—80%, т. е. может считаться типовым для подавляющего числа входящих в группу лет. Из этого условия вытекает, что разность повторяемости положительной аномалии барико-циркуляционного режима должна быть порядка 40% и выше. Указанные значительно более жесткие критерии должны существенно уменьшить возможность случайного отбора прогностических признаков.

В качестве иллюстрации техники отбора признака рассмотрим аномалии барико-циркуляционного режима в мае перед большим и малым летним стоком рек в Каспийское море.

В табл. 33 приведены знаки аномалий циркуляции атмосферы для восьми районов синоптического каталога Вительса.

В сопоставляемых группах лет с большим и малым стоком содержится по 10 лет в каждой. Подсчет процентов повторяемости положительной аномалии в каждой группе по восьми синоптическим районам позволяет выделить в соответствии с условиями отбора четыре прогностических признака по районам 2, 4, 5 и 7.

Рассматривая май как наиболее показательный месяц, можно ограничиться тремя самыми лучшими признаками, исключив район 2.

Таблица 33

Аномалии барико-циркуляционного режима в мае перед летом с большим и малым стоком в Каспийское море

Год	Район								Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4	5	6	7	8
Большой сток									Малый сток								
1900	+	−	+	+	−	−	−	+	1901	+	−	−	+	−	+	+	+
1902	−	+	+	−	+	−	−	−	1914	−	−	+	−	+	−	+	+
1904	−	−	+	−	−	+	−	−	1920	−	−	+	+	+	+	+	+
1907	+	+	−	−	−	+	+	+	1921	−	−	+	+	+	−	+	−
1908	−	−	−	−	−	+	−	−	1924	+	+	−	−	+	+	+	−
1909	+	−	−	−	−	−	−	+	1926	+	+	+	+	+	−	+	+
1918	−	−	−	−	−	−	−	−	1929	−	+	−	+	+	−	+	−
1922	−	−	+	−	−	+	−	−	1938	+	+	−	−	+	+	+	+
1927	+	−	−	−	−	+	+	+	1939	+	+	+	+	+	−	+	+
1928	+	+	−	+	−	−	−	−	1940	−	+	−	+	+	−	+	−
Число случаев (+)	5	3	4	2	1	5	2	4	Число случаев (+)	5	6	5	7	9	4	10	6
%	50	30	40	20	10	50	20	40	%	50	60	50	70	90	40	100	60

Л. А. Вительс считает, что важно не количество признаков, а их качество и взаимосвязь. Он установил следующие правила для выделения наиболее обоснованных признаков:

1. Вес признака с учетом вероятности случайного осуществления такого признака. Чем меньше эта вероятность, тем больше должен быть весовой коэффициент данного признака.

2. Анализ групповых карт. Те признаки, которые выбраны из контрастных групповых карт, указывающих на коренное различие макросиноптических процессов, имеют бóльшую значимость, чем единичные признаки.

3. Анализ и сопоставление барико-циркуляционных карт за все месяцы, входящие в сравниваемые группы лет. Такой анализ позволяет выделить признаки, характерные для данной группы не только по повторяемости аномалии в одном районе, но и по распределению аномалий на территории всего естественного синоптического района.

4. Учет величины аномалии. Далее все эти признаки соединяются в общий прогностический балл. Большие значения балла соответствуют положительным аномалиям предсказываемого элемента, малые — отрицательным. Средние значения балла свидетельствуют о том, что текущие процессы не аналогичны ни одной и ни другой крайней группе лет. В этом случае мала ве-

роятность экстремальных отклонений и можно предсказать норму.

Таким образом, отбор прогностических признаков может производиться различными способами с применением указанных выше критериев. При этом, помимо характеристик барико-циркуляционного режима, могут быть использованы другие показатели атмосферной циркуляции, например формы атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма, индексы циркуляции Н. А. Белинского и А. Л. Каца.

§ 5. МЕТОД ПРОГНОЗА СРЕДНЕГОДОВОГО УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА 5—6 ЛЕТ ВПЕРЕД

В связи с существенными изменениями уровня Каспийского моря многие народнохозяйственные организации обращаются в Гидрометслужбу с запросами о будущем ходе уровня в ближайшие годы и даже десятилетия. Первый метод сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря был предложен Н. А. Белинским и Г. П. Калининым, которые исследовали особенности атмосферных процессов, обусловливающих столь значительные изменения в ходе уровня Каспийского моря. Увеличение заблаговременности прогноза по сравнению с той, которая обеспечивается ранее рассмотренным методом Калинина, можно было получить только путем исследования атмосферных процессов крупного масштаба.

Увеличение заблаговременности прогноза, очевидно, может быть достигнуто путем учета предшествующего состояния или хода гидрометеорологических элементов в бассейне Каспийского моря. Для суждения о развитии атмосферных процессов на большой территории были использованы данные по распределению атмосферного давления в индексах Белинского. По пятибалльной шкале Белинского производилась ежедневная оценка атмосферных процессов за период 1900—1945 гг. Алгебраические суммы баллов, подсчитанные для каждого района отдельно, сопоставлялись с ходом гидрометеорологических элементов. При этом выяснилось, что изменения индексов атмосферной циркуляции в общем отражают характерные черты колебаний уровня Каспийского моря.

Количество осадков, выпадающих в бассейне Волги, связано с интенсивностью циклонической и антициклонической деятельности над материком. Большей циклонической деятельности над материком соответствует большее количество осадков, а большей антициклонической деятельности — меньшее количество осадков.

С 1930 по 1946 г. значительно возросла антициклоническая деятельность над материком. Естественным следствием этого процесса и явилось уменьшение осадков в бассейне Каспийского моря. Усиление циклонической деятельности в северных районах и над арктическими морями привело к повышению температуры воздуха в этих районах и как следствие этого ледовитость Арк-

тики несколько уменьшилась. Одной из главных причин изменения ледовитости арктических морей и колебания уровня Каспийского моря можно считать усиление циркуляции атмосферы, которое выражается в увеличении циклонической деятельности над океаном и антициклонической над материком. В многолетних изменениях циклонической и антициклонической деятельности были подмечены циклические колебания, которые происходят над материком и океаном с фазами, различающимися на 180°. Это означает, что когда над Атлантическим океаном развивается циклоническая деятельность, то в это же время над материком преобладает антициклоническая деятельность. В ходе атмосферных

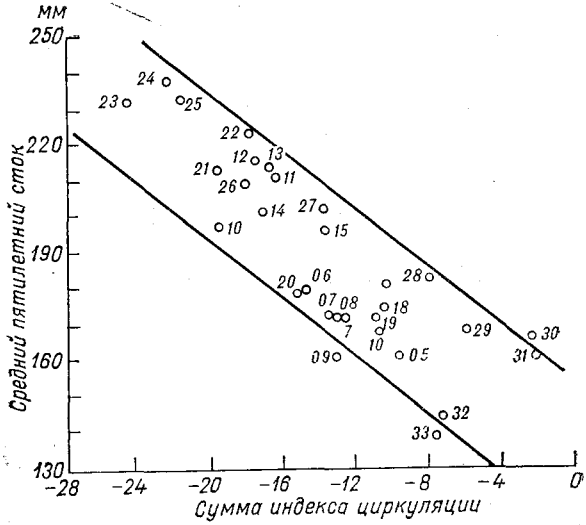


Рис. 101. Связь скользящих пятилетних сумм индекса атмосферной циркуляции Белинского со средним стоком Волги за пять последующих лет.

процессов был выделен цикл, имеющий среднюю продолжительность около 12 лет, а половина его и будет соответствовать 180°, т. е. как раз той величине, на которую колебания интенсивности циклонической и антициклонической деятельности над океаном опережают аналогичные колебания над материком.

На основании полученных данных Белинский и Калинин построили график связи скользящих пятилетних сумм индекса, характеризующего интенсивность циклонической и антициклонической деятельности в районе азорского максимума и средний сток Волги за пять последующих лет (рис. 101). Теснота связи между индексом циркуляции и стоком Волги в последующие пять лет характеризуется коэффициентом корреляции $0{,}84 \pm 0{,}05$. Но поскольку сток Волги связан с циркуляцией атмосферы, то и уровень Каспийского моря также связан с циркуляцией атмосферы.

При сравнении колебаний уровня с циркуляцией атмосферы необходимо иметь в виду характер связи уровня со стоком. При сохранении знака в величинах аномалий стока в течение значительного времени наблюдаются либо понижения уровня, либо повышения. Если предположить, что связь между индексом циркуляции и стоком Волги линейная, то в этом случае последовательное суммирование отклонений индекса циркуляции от нормы (соответствующей неизменному стоянию уровня) должно представлять величины, соответствующие ходу уровня Каспийского моря. Связь интегральных значений индекса циркуляции атмосферы в районе азорского максимума с уровнем Каспийского моря характеризуется коэффициентом корреляции $r=-0{,}95\pm0{,}02$. Прогностическое уравнение имеет следующий вид:

$$h_n=352-0{,}083\sum_{1900}^{n-6}(i_5+320), \qquad (237)$$

где h_n — уровень в прогнозируемом году n, i — индекс циркуляции в районе 5 по каталогу Вительса.

На зависимом ряде лет (1900—1945 гг.) были вычислены средние годовые величины уровня моря, причем средняя ошибка расчета составила 16 см.

В настоящее время Гидрометцентр СССР несколько усовершенствовал методику прогноза уровня большой заблаговременности и прежде всего учел в ней хозяйственную деятельность человека (заполнение водохранилищ, изъятие воды речного стока на орошение и другие нужды).

§ 6. МЕТОДЫ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ (ПЕРСПЕКТИВНЫХ) ПРОГНОЗОВ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В предыдущих параграфах отмечалось, что изменение уровенного режима Каспийского моря почти полностью обусловлено колебаниями циркуляции атмосферы.

Л. С. Берг и В. Ю. Визе показали, что колебания уровня Каспийского моря положительно коррелируются с изменениями ледовитости арктических морей. Тесная связь ледовитости арктических морей и уровня Каспийского моря обусловлена тем, что они в конечном счете являются функциями одной и той же величины — характера общей циркуляции атмосферы. Именно в колебаниях общей циркуляции атмосферы следует искать закономерности, определяющие уровень Каспийского моря.

В 1945 г. М. С. Эйгенсон отметил, что физической первопричиной потепления Арктического бассейна и современного изменения климата нашей планеты является вековое изменение солнечной активности, происходящее в XX веке. Современное вековое изменение солнечной активности вполне явственно обозначилось

в 1920-х годах и особенно резко стало проявляться начиная с 1930-х годов.

Катастрофическое падение уровня Каспия за последние десятилетия является, вероятно, частным случаем солнечнообусловленного векового циркуляционного колебания общепланетарного масштаба. При сопоставлении кривой колебания уровня Каспийского моря (см. рис. 100) и солнечной активности (рис. 102) обнаруживается, что солнечная активность была относительно низка в 1720—1770 гг., а уровень Каспийского моря в эти годы был очень высокий. В XIX в. это соответствие в какой-то мере было нарушено и прослеживалось не очень четко. Современный низкий уровень Каспийского моря совпал с эпохой максимума текущего

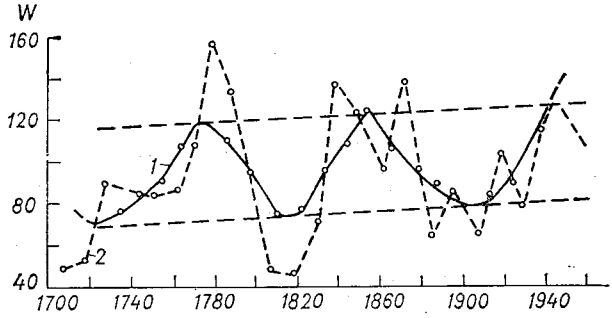


Рис. 102. Многовековое изменение солнечной активности, выраженное в относительных числах Вольфа *W*.

векового цикла солнечной активности. Как известно, солнечная активность многоциклична. Это означает, что ее колебания происходят не с одним, а со многими циклами. За последние два века солнечная активность в общем повышалась и не исключено, что это происходит в результате сверхвекового цикла.

В кривой межгодовых колебаний уровня имеются более мелкие второстепенные изменения. Если вековые и сверхвековые колебания уровня Каспийского моря отличаются большой амплитудой (2 м — вековые, 4—5 м — многовековые), то колебания уровня от года к году относительно малы по своим амплитудам.

Крупные вековые колебания уровня Каспийского моря в значительной степени солнечнообусловлены. Этот вывод открывает весьма интересные прогностические перспективы. Такое предвидение основано на прогнозе векового хода солнечной активности и установленной гелио-геофизической связи.

По прогнозу Эйгенсона к 1990—2000 гг. солнечная активность в вековом цикле должна достичь своего очередного минимума. Ввиду этого можно ожидать, что в 1970—2000 гг. вековой уровень Каспийского моря будет наиболее высоким. Однако в течение только последующих 15 лет безвозвратные потери речного стока составят по ориентировочным расчетам более 500 км^3 воды, что

в свою очередь должно привести к дальнейшему падению уровня моря.

В настоящее время многие авторы высказали свои соображения о будущем ходе уровня Каспийского моря.

Б. А. Аполлов сопоставлял 30-летние скользящие величины годового стока Волги и среднюю температуру воздуха Москвы за то же время и нашел тесную связь между ними, которая характеризуется высоким коэффициентом корреляции. В результате исследований Аполлов получил асинхронную связь между числами Вольфа и стоком Волги со сдвигом четыре года. Очевидно, температура воздуха на выбранных станциях оказалась достаточно репрезентативным индексом общей циркуляции атмосферы.

§ 7. РАСЧЕТ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В проблеме сверхдолгосрочных прогнозов уровня замкнутых водоемов большое место занимают воднобалансовые расчеты будущих уровней. В настоящее время косвенные гелиогеофизические связи не позволяют составить единого мнения о предстоящем уровне Каспийского моря на ближайшие десятилетия. Поэтому многие исследователи пошли по пути расчета будущих уровней Каспийского моря с использованием данных по водному балансу этого моря.

Н. А. Белинский и Г. П. Калинин произвели расчет изменения уровня Каспийского моря на 1956—1970 гг. на основе сведений по двум периодам в прошлом: 1) по наиболее неблагоприятному в отношении гидрометеорологических условий отрезку времени (1930—1944 гг.), когда падение уровня Каспийского моря составило около 2 м; 2) по многоводному периоду (1915—1929 гг.). Приведенные выше отрезки времени считались аналогами для предполагаемых в 1956—1970 гг. многоводных и маловодных лет. Были учтены возможные изъятия речного стока на хозяйственные нужды и заполнение новых водохранилищ. Расчет последующих изменений уровня Каспийского моря производился на основе учета всех составляющих водного баланса как для лет с благоприятными, так и неблагоприятными гидрометеорологическими условиями. По данным Белинского и Калинина, в случае наступления многоводного периода уровень Каспийского моря к 1970 г. должен был повыситься на 0,5 м, в случае же маловодного периода падение уровня может достигнуть 1,9 м при преобладающем понижении уровня с временными задержками.

Указанный диапазон колебаний уровня Каспийского моря характеризует сравнительно редкие сочетания гидрометеорологических условий. Белинский и Калинин полагали, что возможные колебания уровня Каспийского моря на 1956—1970 гг. ограничены повышением до 0,5 м и снижением до 2 м. Авторы сделали предположение, что вероятное падение уровня с 1956 по 1970 г.

следует оценивать величинами около 1 м. По данным наблюдений в Баку с 1956 по 1970 г. произошло повышение на 12 см.

В 1968 г. Г. П. Калинин, К. И. Смирнова и О. И. Шереметевская на основе расчетов водного баланса и анализа соотношений между основными элементами его вычислили будущие уровни Каспийского моря определенной обеспеченности до 2000 г.

Первоначально был произведен анализ многолетних изменений составляющих водного баланса. Уравнение водного баланса Каспийского моря записывается в виде:

$$\Delta h = \frac{V_{пов}}{S} - (E - O_з) - \frac{V_{КБГ}}{S} + \frac{V_{подз}}{S} \pm \Delta h_\sigma \pm \frac{V_{хоз}}{S}, \quad (238)$$

где Δh — приращение уровня моря за время t, $V_{пов}$, $V_{подз}$ и $V_{КБГ}$ — объемы поверхностного и подземного естественного притока и стока в залив Кара-Богаз-Гол, S — площадь моря, $(E—O_з)$ — разность толщины слоя воды, испарившейся с поверхности моря, и слоя атмосферных осадков, выпавших на поверхность и Δh_σ — изменения уровня, связанные с колебаниями плотности воды, $V_{хоз}$ — объем воды, используемой человеком на хозяйственные нужды.

Поверхностный приток воды в море — основная приходная статья баланса. Он рассчитан по данным измерений воды на замыкающих створах рек Волги, Куры, Аракса, Урала, Терека, Сулака и Самура.

Чтобы судить о колебаниях уровня моря в будущем на основании решения уравнения (238) необходимо располагать данными о том объеме поверхностного притока, который бы имел место в условиях естественного режима, и дополнительно учесть потери материкового стока на хозяйственные нужды.

Ориентировочные расчеты показали, что в результате хозяйственной деятельности человека из стока были изъяты следующие объемы воды:

Годы	1915—1944	1945—1960	1961—1965
$V_{хоз}$ км³	35	316	135

Таким образом, за период с 1915 по 1965 г. Каспийское море «недополучило» 486 км³ воды, что в переводе на слой дало бы приращение уровня около 1 м.

Для оценки величин поверхностного материкового стока 5%-ной и 95%-ной обеспеченности вычисляется коэффициент вариации среднегодового стока по формуле

$$c_v = \frac{\sigma}{V_{пов}}, \quad (239)$$

где σ — среднеквадратичное отклонение, $V_{пов}$ — средняя величина поверхностного стока.

Коэффициент вариации стока рек, осредненный за n лет, вычисляется по следующему соотношению:

$$c_{v_n}=\frac{c_v}{\sqrt{n}}. \qquad (240)$$

Используя закон нормального распределения величин, поверхностный сток 5%-ной и 95%-ной обеспеченности можно приближенно рассчитать по формуле

$$V_n=\overline{V}_{\text{пов}}+2c_{v_n}\overline{V}_{\text{пов}}. \qquad (241)$$

В результате расчета были получены величины годовых объемов материкового стока (табл. 34).

Таблица 34

Материковый сток различной обеспеченности для трех периодов осреднения (км³)

Период осреднения, число лет	Обеспеченность, %		
	5	50	95
15	340	314	288
25	332	312	292
35	330	313	296

Обычно в уравнении водного баланса большое внимание уделяют члену $(E-Q_з)$.

Для прогноза уровня Каспийского моря очень важно установить количественное соотношение между основными элементами водного баланса. Связь между объемом поверхностного стока и толщиной слоя испарения за вычетом слоя осадков на зеркало моря характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,79. Аналитическое выражение зависимости имеет вид

$$E-O_з=2{,}48V_{\text{пов}}-1541, \qquad (242)$$

где $(E-O_з)$ в мм/год, $V_{\text{пов}}$ — годовой объем поверхностного стока рек в км³.

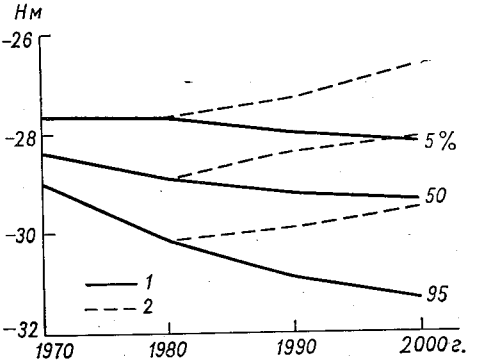


Рис. 103. Прогностические величины уровня Каспийского моря различной обеспеченности (5, 50 и 95%) без учета переброски части стока северных рек (*1*) и с учетом переброски стока северных рек в объеме 40 км³/год (*2*).

По формуле (242) при заданной величине поверхностного стока вод можно выбирать соответствующие ему величины разности между испарением и осадками.

Расчет будущего хода уровня Каспийского моря производился при учете изъятия следующих объемов воды: 45 км³/год в 1975 г., 65 км³/год в 1985 г. и 90—100 км³/год в 2000 г.

Второй вариант расчета будущего хода уровня выполнен с учетом влияния пополнения стока северных рек (40 км³/год). Расчет производился на ЭВМ, шаг расчета составлял один год (от 1 января предшествующего года до 1 января последующего).

Результаты расчета Калинина, Смирновой и Шереметевской представлены на рис. 103 .

Согласно этим прогнозам, при средних условиях стока к 2000 г. уровень Каспийского моря понизится на 110 см, при неблагоприятных условиях стока рек и осуществлении плана изъятий воды на хозяйственные нужды понижение может составить около 3 м и, наконец, при стоке 5%-ной обеспеченности уровень моря мало изменится.

Если будет осуществлен проект переброски части стока северных рек в Каспийское море, начиная с 1980 г., то уровень при средних условиях повысится на 20 см, при стоке 5%-ной обеспеченности он повысится на 150 см, а при 95%-ной обеспеченности уровень понизится на 130 см. При этом надо иметь в виду приближенность данных об изъятиях стока за счет хозяйственной деятельности человека. Различные варианты оценки этих изъятий приводят к расхождениям в уровнях примерно на 0,5 м.

Литература: [7, 8, 12, 16, 32, 47, 54, 55, 88, 89, 90, 95, 99, 100, 112, 113, 130].

Глава XV. РАСЧЕТ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ СОЛЕНОСТИ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ СССР

§ 1. СОЛЕНОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ

На величину солености вод в замкнутых морях, а также в морях, имеющих незначительный обмен с океаном, решающее влияние оказывает речной сток в эти моря. Влияние речных вод прослеживается на больших пространствах даже в открытых частях этих морей. Речные воды играют существенную роль в солевом балансе морей.

В последние десятилетия водохозяйственная деятельность человека в бассейнах рек существенно сказалась на величине и режиме речного стока в моря, что в свою очередь отражается и на их солевом балансе. Поскольку соленость воды моря, являясь интегральной характеристикой гидрохимического режима моря, в значительной степени определяет его биологическую продуктивность, то необходимость расчета и прогноза будущей солености воды в морях в связи с предстоящими изменениями речного стока в них, имеет большое практическое значение.

В настоящее время ведутся расчеты будущей солености вод Азовского, Аральского, Каспийского и Балтийского морей в целом и для отдельных их частей, например для Северного Каспия, устьевого взморья Аму-Дарьи, Дона, Кубани, Днепровского лимана и др.

§ 2. РАСЧЕТ СОЛЕНОСТИ ВОД МОРЯ ДЛЯ СТАЦИОНАРНЫХ УСЛОВИЙ

Основой расчета будущей солености морей является решение уравнений солевого и водного баланса. Для стационарного случая уравнение может быть представлено в следующем виде:

$$G_1+G_2+G_3+G_4-G_5-G_6-G_7-G_8-G_9=0. \qquad (243)$$

Здесь члены со знаком плюс (+) выражают приход солей: G_1 — с речными водами, G_2 — в результате солеобмена с соседними морями, G_3 — с грунтовыми водами, G_4 — из атмосферы; члены со знаком минус (—) выражают расход солей: G_5 — в результате солеобмена с соседними морями, G_6 — при выпадении солей в виде донных осадков, G_7 — при инфильтрации воды в грунт, G_8 — при выносе в атмосферу, G_9 — в отделившихся заливах и лиманах.

Для замкнутых морей (Каспийское, Аральское) величины $G_2=0$, $G_5=0$, так как солеобмен с соседними морями отсутствует, и в расходной части большое значение имеют потери солей в отделившихся заливах и лиманах. Для морей, имеющих водообмен с соседними морями (Азовское и Черное), величина солеобмена является важной компонентой солевого баланса. Как правило, потери солей при инфильтрации вод в грунт и приход солей с грунтовыми водами, а также вынос солей в атмосферу и приход из атмосферы играют значительно меньшую роль в балансе солей, чем основные составляющие. Поэтому при практических расчетах эти величины не учитывают. Тогда уравнение приобретает вид

$$G_1+G_2-G_5-G_9=0. \qquad (244)$$

Используя уравнение солевого равновесия, В. С. Самойленко определил изменения солености Азовского моря при изъятии части речного стока. После некоторых упрощений уравнение солевого баланса записывается в виде

$$S_0 f_{ст}=S_{00}V_{пов}+Sf_{прит}, \qquad (245)$$

где S_0 и S — средняя многолетняя соленость вод, вытекающих из Азовского моря и втекающих через проливы Керченский и Тонкий; S_{00} — соленость речных вод; $f_{прит}$ — годовой приток вод в Азовское море через проливы; $f_{ст}$ — суммарный сток азовских вод через проливы, $V_{пов}$ — суммарный годовой приток всех речных вод. Задаваясь значениями величины изъятия речного стока с учетом измененных величин водообмена через проливы,

Самойленко рассчитал не только окончательную среднюю соленость, которая установится при новых условиях равновесия, но и определил темпы перехода к новой солености.

На рис. 104 показан процесс осолонения вод Азовского моря. Кривые построены на основании расчетов по формуле:

$$S_{\lim} - S_n = (S_{\lim} - S_0)\, k_n, \qquad (246)$$

где k — коэффициент, который показывает, какая доля всего объема $V_м$ вод моря ежегодно сохраняется в нем за вычетом воды, уходящей через проливы; $(S_{\lim} - S_n)$ — разность между будущей соленостью и средней соленостью, которую море должно иметь по прошествии n лет со времени нарушения его водного и солевого баланса; $(S_{\lim} - S_0)$ — начальная разность между будущей соленостью и соленостью в настоящее время.

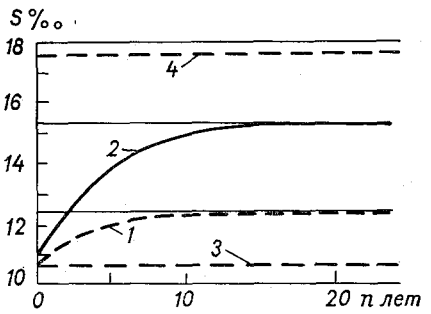


Рис. 104. Переход от современной к будущей солености вод Азовского моря (процесс осолонения), равной 12,3‰ (*1*), 15,3‰ (*2*) при начальной солености вод Азовского моря 10,6‰ (*3*) и Черного моря 17,7‰ (*4*).

В качестве второго примера рассмотрим расчет солености вод Азовского моря, произведенный А. А. Аксеновым без учета стока рек Дона и Кубани. Уравнение солевого баланса для Азовского моря записывается в виде

$$V_a S'_a + V'_a S'_a = V_ч S_ч + V_c S_c + V_{пов} S_{00}, \qquad (247)$$

где S'_a — определяемая соленость вод Азовского моря, V'_a — объем воды, вытекающей за год из Азовского моря в Черное, $V_ч$ и V_c — объемы поступающей за год в Азовское море черноморской и сивашской вод, $V_{пов}$ — ежегодный объем речного стока, $S_ч$ и S_c — средние солености черноморской и сивашской вод, S_{00} — соленость речных вод.

Подставив соответствующие значения величин, вычисляют будущее значение солености Азовского моря S'_a.

§ 3. РАСЧЕТ СОЛЕНОСТИ ДЛЯ НЕСТАЦИОНАРНЫХ УСЛОВИЙ

Для стационарных условий невязка уравнения солевого баланса, близкая к нулю, служит критерием достоверности расчетов. При таком подходе рассчитываются лишь средние многолетние характеристики будущей солености. В действительности, режим морей далек от установившегося, особенно в условиях зарегулированного стока. Дальнейшим развитием способа предвычисления будущей солености морей является расчет для неустановившегося режима водного и солевого баланса. Этот случай наиболее полно отвечает реальным условиям, позволяет проследить межгодовые изменения солености и установить экстре-

мумы. Решение задачи для неустановившегося режима дается в работах А. И. Симонова, Н. А. Родионова и других исследователей.

При решении столь сложной задачи, как расчет солености для неустановившихся условий, необходимо выяснить такие вопросы как возможность применения уравнения баланса солей для расчета среднегодовых величин солености, надежность расчета солености по величине речного стока, расчет будущего режима солености с учетом предполагаемого безвозвратного и постоянного изъятия части материкового стока и др.

Уравнение солевого баланса для нестационарных условий запишется в виде

$$dG = dG_1 + dG_2 - dG_5 - dG_9. \tag{248}$$

После подстановки в это уравнение значений солености $\left(S = \frac{G}{V}\right)$ и ряда преобразований получается следующее выражение для солености:

$$S = S_2 \exp\left[-\frac{V_{пов} + V_3 - V_6}{V + V_5 - nV_2}\right], \tag{249}$$

где S_2 — соленость соседнего водоема, $V_{пов}$ — приток речных вод, V_2 — приток из соседних морей, V_3 — приток вод с осадками, V_5 — отток в соседние моря, V_6 — потери воды при испарении.

Для условий Азовского моря это выражение имеет вид

$$S = S_ч \exp\left[-\frac{V_{пр}}{V + V_5 - nV_2}\right], \tag{250}$$

где $S_ч$ — соленость черноморской воды, $V_{пр}$ — пресный баланс моря.

Из уравнения (250) следует, что при возрастании речного стока соленость уменьшается по экспоненциальному закону.

Для замкнутого водоема

$$S = S_{V=0} e^{-\frac{V_{пр}}{V}},$$

где $S_{V=0}$ — соленость при пресном балансе, равном нулю. Если $V_{пр} \to 0$, то связь становится линейной.

На основе приведенных выше уравнений Симонов пришел к выводу, что для морей, объем которых превосходит значительно объем годового стока, зависимость солености от стока выражается экспоненциальным законом. Если же годовой приток речных вод сравним с объемом моря, то зависимость носит линейный характер

$$S = aV_{пов} + b, \tag{251}$$

a и b — постоянные коэффициенты, которые определяются для каждого водоема эмпирически.

Уравнение баланса солей для Азовского моря в случае неустановившихся условий имеет следующий вид:

$$\rho_а \Delta S V = \rho_ч S_ч V_ч + \rho_{00} S_{00} V_{пов} + \rho_с S_с V_с - \rho_а S_{а_к} V_а - \rho_а S_{ас_т} V_{ас}. \quad (252)$$

Здесь ΔS — изменение солености год от года, $S_ч$, S_{00}, $S_с$, $S_{а_к}$ $S_{ас_т}$ — среднегодовые значения солености воды соответственно черноморской, речной, сивашской, азовской в предпроливном Керченском районе и районе пролива Тонкий; $V_ч$, $V_{пов}$ и $V_с$, $V_а$ и $V_{ас}$ — соответственно среднегодовые значения притока в Азовское море черноморских, речных и сивашских вод, стока азовской воды в Черное море и Сиваш; $\rho_а$, $\rho_ч$, ρ_{00}, $\rho_с$ — плотности азовской, черноморской, речной и сивашской воды, V — объем моря.

Решение уравнения (252) относительно изменения солености позволило определить соленость данного года в зависимости от солености предшествующего года и величины водообмена за данный и предшествующий годы.

§ 4. РАСЧЕТ СОЛЕНОСТИ ПО ВЕЛИЧИНЕ РЕЧНОГО СТОКА

Как уже отмечалось выше, в морях с большим притоком материковых вод, соизмеримым с объемом моря, имеется возможность расчета солености по величине речного стока.

По эмпирическим связям вида (251) рассчитывалась будущая соленость Северного Каспия с учетом проектируемого водозабора. Если в течение тридцати пяти лет водозабор будет возрастать с 23 до 64 км^3, то средняя соленость воды Северного Каспия увеличится на 2,7‰ (11,3‰); в западной части — на 1,3‰ (10,3‰) и в восточной — на 4,4‰ (12,4‰).

При отыскании связей между соленостью воды Азовского моря и речным стоком было установлено, что эти связи надежны, когда за среднее годовое значение стока принимается осредненная за восемь лет величина. За этот период суммарный речной сток полностью обновляет объем вод Азовского моря. Следовательно, при выборе периода осреднения необходимо учитывать отношение объема вод моря к речному стоку.

На рис. 105 показана зависимость средних годовых величин солености воды Азовского моря от суммарного годового стока рек в море.

По данным межгодовой изменчивости величины хлора и пресного стока в Днепровский лиман Ю. Г. Слатинский построил кривые, характеризующие зависимость среднегодовой величины хлора в лимане от среднегодовой величины речного стока в лиман. Аналитически эта связь может быть представлена в виде уравнения

$$Cl = 0{,}560 - 0{,}0337 V_{пов},$$

где Cl — среднегодовая величина хлора в воде лимана, $V_{пов}$ — среднегодовой сток речных вод в лиман. Аналогичное уравнение

было получено для северо-западной части Черного моря. М. Н. Костяницын показал, что для Днепровско-Бугского лимана связи между соленостью вод и речным стоком линейны. Это свидетельствует о том, что величина речного стока близка к объему вод лимана. Линейность связи нарушается лишь при величине стока, превышающей 20 км³.

Исследования А. М. Алмазова подтвердили, что при стоке 20—25 км³ связь между соленостью центрального района Днепровского лимана становится нелинейной.

Многочисленные расчеты солености по величине речного стока показывают, что этот способ, несмотря на приближенный характер полученных соотношений, имеет практическое значение и может быть рекомендован для определения солености как целых морей, так и отдельных их частей.

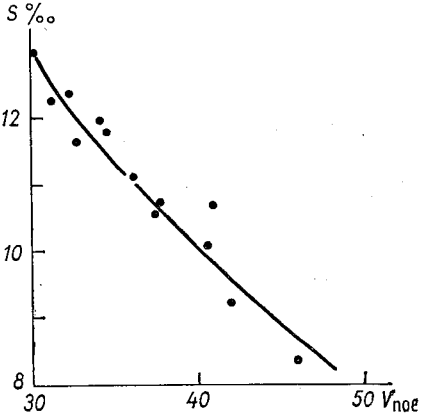


Рис. 105. Зависимость средних годовых величин солености вод Азовского моря от суммарного годового стока (км³/год).

Прогнозы будущей солености вод Азовского и Аральского морей, Северного Каспия указывают на существенное увеличение солености воды этих водоемов, что может вызвать значительные изменения их гидробиологического режима и рыбных запасов. В связи с этим уже имеется ряд проектов по сохранению сложившегося режима солености воды. Для Азовского моря, например, проект предусматривает регулирование водообмена через Керченский и Тонкий проливы, для Северного Каспия — переброску в Волгу части стока рек Печоры и Вычегды для компенсации безвозвратных изъятий из Волги.

Литература: [6, 21, 91, 96, 106, 107].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработка методов морских гидрологических прогнозов является результатом труда многих исследователей.

Морские гидрологические прогнозы широко используются в самых различных отраслях народного хозяйства. Однако они не всегда могут быть составлены с той точностью, которая предъявляется производственными и научно-исследовательскими организациями, заинтересованными в прогнозах. Поэтому, несмотря на достигнутые результаты в этой области, в ближайшее время необходимо провести целый ряд мероприятий по развитию и улучшению методов морских прогнозов. Так как морские гидрологические прогнозы являются одной из завершающих дисциплин океанологической специальности, то, естественно, совершенствование этого раздела океанологии будет определяться общим уровнем развития наук о Земле в целом.

Первым и, пожалуй, главным вопросом является улучшение и расширение наблюдений за элементами режима моря как в прибрежной зоне морей, так и особенно на океанах.

Известно, что на основании натурных наблюдений определяется характер изменчивости изучаемого явления вскрываются его особенности в конкретных физико-географических условиях, создаются основные физические гипотезы, разрабатываются прогностические зависимости. Все это невозможно выполнить без исчерпывающих доброкачественных сведений о текущем состоянии морей и океанов. Поэтому одной из главных задач будущего является постановка и проведение натурных наблюдений по заранее разработанным планам, современными приборами.

Для удовлетворения запросов практики и теории гидрометеорологические станции, обсерватории и специализированные экспедиции должны полностью перестроить свою работу так, чтобы получить в результате наблюдений представление о состоянии моря в широких пространственных и временны́х масштабах, добиваясь всякий раз непрерывности наблюдений над гидрометеорологическими элементами режима моря. Для этого следует шире внедрять в практику установки радиовех, радиобуев, автоматических самописцев, а также изыскивать и другие более совершенные средства.

Широкое развитие автоматики и телемеханики может обеспечить передачу сведений, фиксируемых приборами, по радио, телеграфу или телефону. Совершенно очевидно, что визуальные наблюдения должны быть полностью заменены наблюдениями с помощью современных приборов.

Большое будущее принадлежит наблюдениям, полученным с помощью искусственных спутников Земли. Точность и синхронность этих наблюдений, освещение больших территорий внесут существенные улучшения в вопросы изучения моря, а это в свою очередь должно привести к улучшению прогнозов.

Особое внимание необходимо уделить размещению гидрометстанций и гидрометпостов. Этот вопрос имеет чрезвычайно важное значение, его следует решать совместно с заинтересованными организациями.

Немаловажное значение имеет квалификация инженерно-технического персонала, в задачу которого входит не только наблюдение и обработка первичных данных и свободное владение всей автоматикой и вычислительной техникой, связанной с работой и управлением современными приборами, но и творческая работа в деле развития и совершенствования методов прогнозов.

Следующей важной задачей в вопросах повышения точности морских гидрологических прогнозов является улучшение методов составления прогнозов погоды. Необходимость строить прогнозы режима моря на прогнозах погоды является одним из слабых мест всей прогностической работы. Тем не менее при составлении гидрологических прогнозов в ближайшем будущем не представляется возможности полностью отказаться от использования метеорологического прогноза.

В настоящее время долгосрочные метеорологические прогнозы составляются недостаточно точно. Одновременно с разработкой методов метеорологических прогнозов должны разрабатываться и методы прогнозов гидрологических характеристик режима моря, без использования прогнозов погоды. Исследовательская работа по разработке методов морских гидрологических прогнозов в последние годы получила новое направление, которое сводится к нахождению связей между явлениями, происходящими в море и термодинамическими процессами, протекающими в атмосфере на больших пространственных территориях. Другими словами в основе всех исследований рассматривается взаимодействие атмосферы и океана.

Важной принципиальной особенностью всех современных исследований по взаимодействию атмосферы с океаном является переход к целостности изучения процессов, протекающих во взаимодействующих средах — водной и воздушной. Некоторые работы такого направления уже нашли отражение в печати и некоторые из них использованы в прогностических целях. Широкое использование этих работ для составления прогностических моделей является также одной из главных задач на ближайшее будущее. Следует заметить, что наравне с развитием физико-статистических

методов морских гидрологических прогнозов в последнее время успешно разрабатываются для этих же элементов режимы моря численные методы расчетов и прогнозов их с использованием электронной вычислительной техники.

Сочетание методов морских прогнозов, разрабатываемых по этим двум направлениям и при наличии исчерпывающей гидрометеорологической информации, должно привести к положительным результатам в деле улучшения морских гидрологических прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузяров З. К. Метод расчета полей волнения в северной части Атлантического океана. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 156, с. 3—30.
2. Абузяров З. К. Численный прогноз полей ветра и волнения. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 8, с. 92—106.
3. Абузяров З. К., Сиротов К. М. Рекомендуемые курсы плавания судов в океане. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 91 с.
4. Абузяров З. К. Метод оперативного прогноза волнения в северной части Атлантического океана. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 51—61.
5. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Л., Изд. ЛГУ, 1963.
6. Алмазов А. М. Гидрохимия устьевых областей рек. Киев, Изд. АН УССР, 1962. 253 с.
7. Антонов В. С. Проблема уровня Каспийского моря и сток северных рек. — Тр. ААНИИ, 1963, т. 253, с. 232—248.
8. Аполлов Б. А. Колебания уровня Каспийского моря. — Тр. ИОАН, 1956, т. 15.
9. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., Межведомственный геофизический комитет, 1963. 69 с.
10. Багров Н. А. Аналитическое представление полей. — Труды ЦИП, 1958, вып. 64, с. 3—25.
11. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Тр. ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
12. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебания уровня Каспийского моря. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 4, вып. 37, 21 с.
13. Изменчивость океанографических полей и глобальные наблюдения в океане. — Тр. ГОИН, 1974, вып. 119, 134 с.
14. Белинский Н. А. Синоптические условия ленинградских наводнений.— Тр. ГОИН, 1954, вып. 27.
15. Белинский Н. А. Морские гидрологические информации и прогнозы. М., Гидрометеоиздат, 1956. 254 с.
16. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Л., Гидрометеоиздат, 1957. 202 с.
17. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод изучения и расчетов непериодических течений в море.— «Метеорология и гидрология», 1960, № 3, с. 18—25.
18. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Установление зависимостей для расчетов и прогнозов непериодических течений, колебаний уровня и и распределения температуры воды по вертикали. — Методическое письмо ЦИП, № 1. М., Гидрометеоиздат, 1960. 35 с.
19. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод расчета температуры воды в верхнем слое в теплую часть года. — «Метеорология и гидрология», 1960, № 7, с. 14—21.

20. Белинский Н. А., Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Расчет распределения температуры воды по вертикали. — «Метеорология и гидрология», 1963, № 6, с. 18—24.
21. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометеоиздат, 1956. 251 с.
22. Бубликова Ю. И. Дрейф льда на судоходных трассах, прилегающих к острову Сахалин.— Тр. ЦИП, 1963, вып. 142, с. 21—24.
23. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956. 25 с.
24. Булгаков Н. П. Исследование конвекции и процесса осеннего охлаждения в море. — Тр. ИОАН, 1962, т. 10, с. 3—95.
25. Валерианова М. А., Кондратович К. В., Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы термических условий в Северном промысловом бассейне. — Тр. ПИНРО, 1973, вып. 34.
26. Вангенгейм Г. Я. Ледовитость Баренцева моря в связи с различными типами атмосферной циркуляции. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 5, вып. 12, с. 76—99.
27. Васильев К. П. Способ предвычисления течений в Керченском проливе. — Тр. ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 38—44.
28. Васильев К. П. Наивыгоднейшие пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от заданных гидрометеорологических условий. Л., Гидрометеоиздат, 1972. 132 с.
29. Визе В. Ю. О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море. — Изв. Центрального гидрометбюро, 1923, вып. 1.
30. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Изд. Главсевморпуть, 1940. 125 с.
31. Визе В. Ю. Основы методов долгосрочных ледовых прогнозов арктических морей. — Тр. АНИИ, 1944, т. 190. 274 с.
32. Вительс Л. А. Вопросы усовершенствования и практического применения синоптико-климатологического метода долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. — Тр. ГГО, 1961, вып. 111, с. 136—152.
33. Волков Н. А., Гудкович З. М. Состояние и перспективы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей.— «Океанология», 1967, т. 7, вып. 5, с. 792—800.
34. Волков Н. А. (и др.). Основные итоги и задачи разработки методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1970, вып. 36—37, с. 86—106.
35. Вольцингер Н. Е., Симуни Д. М. Численное интегрирование уравнений мелкой воды в целях прогноза ленинградских наводнений. — Тр. ГОИН, 1963, вып. 74, с. 33—44.
36. Вольцингер Н. Е., Лабзовский Н. А., Пясковский Р. В. Численный расчет подъемов уровня в Ленинграде. — Тр. ГОИН, 1964, вып. 81, с. 14—36.
37. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1962. 560 с.
38. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
39. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Установление зависимостей для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали.— Методическое письмо ЦИП, № 2, М., Гидрометеоиздат, 1964. 67 с.
40. Глаголева М. Г. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью естественных ортогональных составляющих. — Тр. ЦИП, 1965, вып. 142, с. 33—39.
41. Глаголева М. Г. О возможности прогноза распределения температуры воды по площади. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 75—85.
42. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном полярном бассейне. — Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в сев. части Атлантического океана». Вып. 3—4, Л., 1962.
43. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 159 с.

44. Доронин Ю. П., Сметанникова А. В. Метод расчета некоторых гидрологических элементов поверхностного слоя моря в осенний период. — Тр. ААНИИ, 1966, т. 277, с. 108—127.
45. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 299 с.
46. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры. Л., Гидрометеоиздат, 1959. 92 с.
47. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря. — Тр. НИУ ГУГМС, 1941, сер. 8, вып. 1.
48. Зверев А. А. Морские гидрологические прогнозы. Л., «Морской транспорт», 1961. 291 с.
49. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеоиздат, 1938. 451 с.
50. Зубов Н. Н. Льды Арктики. М., 1945. 352 с.
51. Зубов Н. Н. Избранные труды по океанологии. М., Гидрометеоиздат, 1955. 547 с.
52. Истошин Ю. В. Океанография. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 470 с.
53. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. Пищепромиздат, 1961. 216 с.
54. Калинин Г. П. Прогноз уровня Каспийского моря. — Тр. НИУ ГУГМС, 1941, сер. 8, вып. 1.
55. Калинин Г. П., Смирнова К. И., Шереметевская О. И. Водно-балансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря. — «Метеорология и гидрология», 1968, № 9, с. 45—52.
56. Кан С. И. Метод краткосрочного прогноза уровня северной части Каспийского моря.— Тр. ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 3—50.
57. Кан С. И. О расчете и прогнозе течений в Керченском проливе. — Тр. Океанографической комиссии, 1961, т. 11, с. 130—141.
58. Кан С. И. Метод прогноза осенних и весенних ледовых фаз, представленных аналитически в виде математических рядов. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 152—163.
59. Каракаш А. И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море.— Тр. ЦИП, 1957, вып. 57, с. 3—59.
60. Каракаш А. И. Некоторые особенности гидрологического режима экваториальной зоны Атлантического океана.— «Метеорология и гидрология», 1963, № 2, с. 22—26.
61. Каракаш А. И., Ющак Т. Ф. О долгосрочных ледовых прогнозах. — Тр. ЦИП, 1966, вып. 156, с. 89—98.
62. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 101—119.
63. Карелин Д. Б. Влияние атмосферных условий на ледовитость моря Лаптевых.— «Проблемы Арктики», 1943, № 3.
64. Кириллов И. Ф. Опыт применения численного метода для расчета сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря.— Тр. ГОИН, 1964, вып. 75, с. 43—48.
65. Кириллов А. А. Методика долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей и пути ее совершенствования.— «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 27, с. 65—73.
66. Китайгородский С. А., Филюшкин Б. Н. Слой температурного скачка в океане. — Тр. ИОАН, 1963, т. 16, с. 3—28.
67. Кац А. Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1954, № 6.
68. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течений в океане.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 9, с. 68—74.
69. Красюк В. С. О расчете полей ветра и волнения.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 21—28.
70. Красюк В. С. Расчет некоторых характеристик термической структуры верхнего слоя океана.— Научные труды Обнинского отдела ВГО, 1968, вып. 1, ч. 2, с. 51—59.
71. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 255 с.

72. Кудрявая К. И. Опыт расчета перемещения кромки плавучего льда.— МГГ, № 3, изд. ЛГУ, 1964.
73. Кудрявая К. И. Морские гидрологические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1951. 276 с.
74. Лабзовский Н. А. *Морские наводнения в устье р. Невы.* — Тр. ГОИН, 1966, вып. 79, с. 3—40.
75. Лайхтман Д. Л., Каган Б. А. Схема предвычисления гидрологических характеристик на поверхности моря.— «Метеорология и гидрология», 1965, № 5, с. 7—13.
76. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Л., Гидрометеоиздат, 1957. 139 с.
77. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 447 с.
78. Марютин Т. П. *Уравнения прогноза нагонных и сгонных уровней* в дельте Северной Двины.— Тр. ГГИ, 1941, сер. 5, вып. 1.
79. Методические указания, № 19. Составление прогнозов ветрового волнения и зыби для морей и океанов. Л., Гидрометеоиздат, 1961. 43 с.
80. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 156, с. 66—75.
81. Мустафин Н. В. Метод прогностического расчета непериодических колебаний уровня моря.— «Проблемы Арктики и Антарктики», 1969, вып. 32, с. 37—44.
82. Никифоров П. П. Методика краткосрочных прогнозов сроков появления льда и замерзания Таганрогского залива (Азовское море).— Тр. ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 3—16.
83. Никифоров Е. Г., Блинов Н. И., Барышева Г. Б., Кочетов С. В. Метод расчета полей среднемесячных и среднесезонных течений в окраинных арктических морях и прилежащей части арктического бассейна.— Тр. ААНИИ, 1970, т. 293, с. 17—48.
84. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам *гидрометеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 64 с.*
85. Николаев Ю. В. Численные методы обработки и анализа океанологической информации. Л., изд. ЛГМИ, 1973. 75 с.
86. Панов В. В., Шпайхер А. О. Влияние атлантических вод на некоторые черты гидрологического режима Арктического бассейна и сопредельных морей.— «Океанология», 1963, т. 3, вып. 4, с. 579—590.
87. Пасторс А. А. Ледовитость Рижского залива. Изд. УГМС ЛатвССР, 1965. 26 с.
88. Проблемы Каспийского моря. Изд. АН АзССР, Баку, 1963.
89. *Проблемы Каспийского моря.* Изд. АН СССР, 1960.
90. Проблемы Каспийского моря.— Тр. Океанографической комиссии, 1959, т. 5. 434 с.
91. Рогов М. М., Ходкин С. С., Ревина С. К. Гидрология устьевой области Амударьи. М., Гидрометеоиздат, 1968. 267 с.
92. Рыбак Б. Х. Упрощенный способ вычисления правой части линейного алгебраического уравнения.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 156, с. 121—126.
93. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем. М., Гидрометеоиздат, 1960. 153 с.
94. Руководство по расчету параметров ветровых волн. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 138 с.
95. Рутковская В. А. К вопросу о сверхдолгосрочном прогнозировании уровня Каспия с учетом солнечного фактора.— Тр. ИОАН, 1960, т. 37, с. 65—72.
96. Самойленко В. С. Ближайшее будущее Азовского моря.— Тр. ГОИН, 1947, вып. 3 (15), с. 43—99.
97. Самров В. П. Расчет течений в реальном океане.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 1, с. 69—79.
98. Саркисян А. С. Основы теории и расчет океанических течений.— Л., Гидрометеоиздат, 1966. 121 с.

99. Саруханов Г. П. Схема переброски стока рек Печоры и Вычегды в бассейн Волги.— В кн.: Проблемы Каспийского моря. Баку, Изд. АН АзССР, 1963.
100. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги. Опыт геофизического анализа. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 166 с.
101. Саускан Е. М. Метод уточнения весенних ледовых прогнозов для южных морей.— Тр. ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 62—73.
102. Саускан Е. М. Расчет сроков появления льда в открытой части Охотского моря.— Тр. ЦИП, 1958, вып. 76, с. 81—89.
103. Саускан Е. М. Изменчивость течений в Атлантическом океане и возможность их расчета.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 21—31.
104. Серяков Е. И., Стрела В. В. Об использовании динамико-статистического метода в долгосрочных прогнозах термики моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 93—100.
105. Серяков Е. И. (и др.). Разработка методов долгосрочного прогнозирования и составление оперативных прогнозов температуры воды в Баренцевом и Норвежском морях (Материалы отчетной сессии Ученого Совета ПИНРО по результатам исследований 1968 г.).— «Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна», 1970, вып. 16 (ч. 1).
106. Симонов А. И., Родионов Н. А., Затучная Б. М. Расчет будущей солености Азовского моря и Северного Каспия.— «Метеорология и гидрология», 1966, № 4, с. 19—25.
107. Симонов А. И. Гидрология и гидрохимия устьевого взморья в морях без приливов. М., Гидрометеоиздат, 1969. 229 с.
108. Сиротов К. М., Сетт Л. С. Кривизна воздушных потоков и ветровые волны в океане.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 29—33.
109. Скриптунов Н. А. Возможность расчета течений подо льдом на устьевом взморье Невы.— Тр. ГОИН, 1964, вып. 78, с. 22—28.
110. Скриптунова Л. И. Об использовании естественных составляющих для прогноза температуры воды в океане.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 48—52.
111. Смирнова К. И. Влияние непериодических течений на изменения температуры воды.— Тр. ЦИП, 1966, вып. 156, с. 39—46.
112. Смирнова К. И., Шереметевская О. И. Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 49—73.
113. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Тр. Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 94. 123 с.
114. Соколов А. Л. и Горбунов Ю. А. Некоторые принципы методики краткосрочных прогнозов распределения льдов.— «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 27, с. 74—81.
115. Сомов М. М. Ледяные массивы морей Северной Арктики.— «Докл. ГОИН», 1945, № 39.
116. Соскин И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых течений.— Тр. ГОИН, 1962, вып. 70, с. 3—27.
117. Спичкин В. А. О механизме взлома припая.— Тр. ААНИИ, 1961, т. 256, с. 12—27.
118. Тарбеев Ю. В. Роль ветра в процессах разрушения припая.— Тр. Океанографической комиссии, 1960, т. 7, с. 116—126.
119. Тимонов В. В., Кудрявая К. И. Ледовые прогнозы на Белом море.— Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 5, вып. 12.
120. Тютнев Я. А. Метод краткосрочных прогнозов появления льда на морях.— Тр. ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 51—61.
121. Тютнев Я. А. К методике краткосрочных прогнозов замерзания прибрежных районов морей.— Тр. ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 17—26.
122. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря.— «Метеорология и гидрология», 1961, № 2, с. 36—40.
123. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. М., Изд. АН СССР, 1960. 127 с.

124. Цикунов В. А. и Смирнова Р. В. К вопросу о предвычислении температуры воды и глубины перемешивания в период охлаждения моря.— Тр. ГОИН, 1963, вып. 74, с. 87—101.
125. Чаплыгин Е. И. Янес А. В. К методике долгосрочных океанографических прогнозов.— «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 25, с. 21—34.
126. Численные методы расчета штормовых нагонов. Сборник переводных статей. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 223 с.
127. Шереметевская О. И. Расчет распределения температуры воды и определение положения кромки льда в осенний период на Северном Каспии.— Тр. Океанографической комиссии, 1961, с. 11, с. 150—157.
128. Шереметевская О. И. Прогнозы непериодических изменений уровня Каспийского моря.— «Метеорология и гидрология», 1964, № 9, с. 33—36.
129. Шереметевская О. И. О межсуточной изменчивости температуры поверхностного слоя воды и потоков тепла и возможность их прогноза в Тихом океане.— Тр. Гидрометцентра, 1971, вып. 83.
130. Шлямин Б. М. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Изв. ВГО, 1962, № 1, с. 26—33.
131. Штокман В. Б. Избранные труды по физике моря. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 335 с.
132. Шулейкин В. В. Физические основы прогноза ветровых волн в океане.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 5, с. 710—724.
133. Шулейкин В. В. Физика моря. М., Изд. АН СССР, 1968. 1083 с.
134. Яковлев В. Н. Расчет кромки льда в Охотском море.— Тр. ЦИП, 1965, вып. 146, с. 98—106.
135. Яковлев В. Н., Федосеев А. Ф. Метод краткосрочного прогноза косвенных показателей динамики вод на шельфе северо-западной Африки.— «Рыбное хозяйство», 1968, № 3, с. 26—31.
136. Adem J. On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere—ocean—continent system.— Month. Weath. Rev., 1964, v. 92, N 3.
137. Jacob. Numerical calculation of the mean monthly temperature of the sea surface.— Journ. Geophys. Res., v. 72, N 6.

Ксения Ивановна Кудрявая
Евгений Ильич Серяков
Лариса Ивановна Скриптунова

МОРСКИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор Л. И. Штанникова
Переплет И. Н. Кошаровского
Худож. редактор В. В. Костырев
Технич. редактор М. И. Брайнина
Корректоры: Г. С. Макарова,
Л. И. Хромова

Сдано в набор 24/IV 1974 г. Подписано к печати 6/IX 1974 г. М-06444. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 21,44. Тираж 2300 экз. Индекс ОЛ-101. Заказ № 289. Цена 1 руб. Гидрометеоиздат.
199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8
Союзполиграфпрома
при Государственном комитете
Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

Гидрометеоиздат готовит к выпуску в 1975 году монографии по океанологии:

Андреева И. Б. **Физические основы распространения звука в океане.** 1 р. 70 к.

Гринспен Г. **Теория вращающихся жидкостей.** Пер. с англ. 2 р. 80 к.

Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. **Морские льды.** 2 р. 20 к.

Маклаков А. Ф., Снежинский В. А., Чернов Б. С. **Океанографические приборы.** 3 р. 20 к.

Некрасов А. В. **Приливы в окраинных морях.** 1 р. 70 к.

Нелепо Б. А., Зудин О. С. **Статистический анализ информации о радиоактивном загрязнении океана.** 60 к.

Скопинцев Б. А. **Формирование современного химического состава вод Черного моря.** 2 р. 20 к.

Заказы на эти книги просим присылать в наш специализированный магазин: 197101, Ленинград, Большой проспект, 57, магазин № 15 Ленкниги.

Гидрометеоиздат